

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**PROPRIEDADES E COMPORTAMENTO MECÂNICO DE
SOLOS DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO**

FABRÍCIO BUENO DA FONSECA CARDOSO

ORIENTADOR: JOSÉ CAMAPUM DE CARVALHO

TESE DE DOUTORADO EM GEOTECNIA

PUBLICAÇÃO: G.TD - 009A/02

BRASÍLIA / DF: FEVEREIRO / 2002

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL**

**PROPRIEDADES E COMPORTAMENTO MECÂNICO DE
SOLOS DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO**

FABRÍCIO BUENO DA FONSECA CARDOSO

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL DA
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A
OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR.

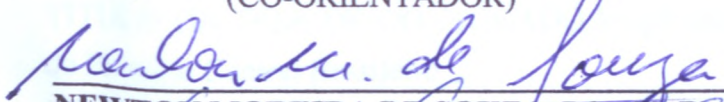
APROVADA POR:



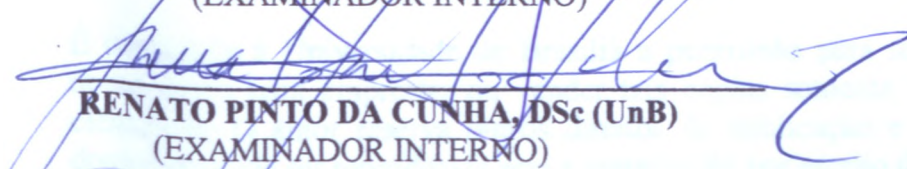
JOSÉ CAMAPUM DE CARVALHO, DSc (UnB)
(ORIENTADOR)



ÉDER DE SOUZA MARTINS, DSc (EMBRAPA)
(CO-ORIENTADOR)



NEWTON MOREIRA DE SOUZA, DSc (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)



RENATO PINTO DA CUNHA, DSc (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)



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



SELMA SIMÕES DE CASTRO, DSc (UFG)
(EXAMINADOR EXTERNO)

BRASÍLIA/DF, 04 de FEVEREIRO de 2002.

FICHA CATALOGRÁFICA

CARDOSO, FABRÍCIO BUENO DA FONSECA

Propriedades e Comportamento Mecânico de Solos do Planalto Central Brasileiro
[DISTRITO FEDERAL] 2002

xxvi, 357 p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Geotecnia, 2002)

Tese de Doutorado - Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.
Departamento de Engenharia Civil e Ambiental

- | | |
|--------------------------|-----------------------------|
| 1. Física de Solos | 2. Micromorfologia de Solos |
| 3. Mineralogia dos Solos | 4. Química de Solos |
| I. ENC/FT/UnB | II. <u>Título (Série)</u> |

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

CARDOSO, F.B.F. (2002). Propriedades e Comportamento Mecânico de Solos do Planalto Central Brasileiro. Tese de Doutorado, Publicação G.TD-009A/02, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 357 p.

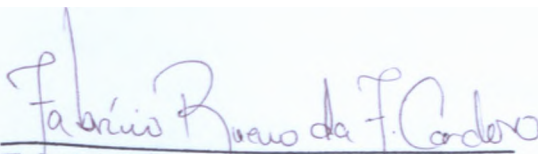
CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Fabrício Bueno da Fonseca Cardoso

TÍTULO DA TESE DE DOUTORADO Propriedades e Comportamento Mecânico de Solos
do Planalto Central Brasileiro

GRAU /ANO: Doutor / 2002

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



Fabrício Bueno da Fonseca Cardoso

SHIN QI 02 Conj. 02 casa 11

CEP - 71510-020 Brasília/DF - Brasil

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a minha família, por sempre ter acreditado em minhas convicções.

Dedico também a Andréa, simplesmente minha maior fonte de motivação e apoio em todas as minhas jornadas.

AGRADECIMENTOS

Ao professor José Camapum de Carvalho, por sua amizade e por viabilizar esta tese em todos os aspectos, na orientação científica, na adequação da infra-estrutura necessária, na sua compreensão dos aspectos humanos, na objetividade e na convivência harmoniosa e produtiva destes seis anos.

Ao pesquisador Éder de Souza Martins, por quem tenho profundo respeito e admiração, e que com bom senso e amizade deu valiosas contribuições ao trabalho. Além disto, disponibilizou os laboratórios da EMBRAPA/Cerrados, sem os quais não seria possível a realização desta Tese.

Aos professores da Pós-Graduação em Geotecnia da UnB, André Pacheco de Assis, Ennio Marques Palmeira, Eraldo Luporini Pastore, José Henrique Feitosa Pereira, Márcio Muniz de Farias, Newton Moreira de Souza, Pedro Murrieta Santos Neto e Renato Pinto da Cunha, pela transmissão de conhecimentos e convivência acadêmica.

As professoras Regina Davison Dias e Selma Simões de Castro pelas importantes contribuições a esta Tese.

A EMBRAPA/Cerrados, seus pesquisadores e técnicos, pela utilização de seus laboratórios. Em especial, à Adriana Reatto, pesquisadora que contribuiu em vários momentos.

Ao Instituto de Geociências da UnB, principalmente aos professores Geraldo Rezende Boaventura, Nilson Francisquini Botelho e Edi Mendes Guimarães, pela disponibilização de seus laboratórios.

Ao Wisley Moreira Farias, amigo fundamental nos momentos cruciais desta Tese, contribuindo nas diversas etapas, dos estudos de campo, de laboratório e discussões.

Aos professores e amigos do Departamento de Geografia da UnB, Osmar Abílio de Carvalho Jr. e Renato Fontes Guimarães, pelas importantes contribuições nas discussões sobre as análises estatísticas e também na confecção de mapas.

Aos amigos de mestrado e doutorado Antonio Rafael Leite da Silva, Fernando de Faria Junqueira e Paulo César Vieira dos Santos, que compartilharam seus conhecimentos, e com os quais tive relaxantes e sempre bem humorados encontros semanais.

Ao amigo José Luiz Carneiro Nascimento pelo apoio na realização dos ensaios geotécnicos.

Aos amigos Nelson Fava e Murilo Gomes Torres, que de modo imprescindível ajudaram nas análises mineralógicas e micromorfológicas.

Ao Audísio Galvão, amigo e companheiro de vários trabalhos de campo, que me proporcionou conhecer muitos perfis de intemperismo do Distrito Federal e entorno.

A Nelson Gradil Cardoso e Divina Bueno da Fonseca, pais que souberam incentivar o filho em mais uma caminhada.

A Andréa Alves de Carvalho Amorim pela revisão do texto e grande ajuda nas traduções de artigos, além de ter suportado estes seis anos com muito amor, carinho e compreensão.

A Maria Aparecida Bueno Cardoso França e Marcelo de Feijó França, irmã e cunhado, que sempre me apoiaram a realizar esta Tese.

A todos que, de forma direta ou indireta, puderam contribuir com este trabalho.

A CAPES, pelo financiamento da Bolsa de Doutorado.

PROPRIEDADES E COMPORTAMENTO MECÂNICO DE SOLOS DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO

RESUMO: São poucos os trabalhos na área de geotecnia de solos tropicais no Brasil que buscam estudar as relações existentes entre o comportamento mecânico destes materiais e as suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas, principalmente no Planalto Central. Os estudiosos desta região normalmente trabalham com “teorias importadas” de outras regiões do nosso país e do mundo, nas quais, geralmente, os solos foram formados sob condições de intemperismo bastante diferentes das encontradas aqui. Desta forma, esta Tese tem como principal objetivo correlacionar as propriedades físicas, químicas e mineralógicas dos solos do Distrito Federal, tendo em vista sua representatividade em relação ao Planalto Central Brasileiro. Para tanto, realizou-se uma grande diversidade de ensaios em laboratório, sendo que os resultados obtidos foram submetidos a análises estatísticas com o intuito de identificar as correlações existentes entre as propriedades (físicas, químicas e mineralógicas). Além destas correlações, foi possível apresentar um esquema que mostra a relação entre o grau de intemperismo e as propriedades físicas dos solos da região.

PROPERTIES AND MECHANICAL BEHAVIOUR OF SOILS OF THE BRAZILIAN CENTRAL PLATEAU

ABSTRACT There are few research works on the geotechnical behaviour of tropical soils in Brazil aiming to study the relations between soil mechanical behaviour and its mineralogical and chemical properties, particularly for soils of the Brazilian Central Plateau. Researchers in this region usually employ “imported theories” from other regions of the country, or the world, where soils in general are formed under very different weathering conditions. Thus, this thesis aims to relate physical, chemical and mineralogical properties of soils from the Federal District, with the objective to approach real conditions of soils of the Brazilian Central Plateau. To accomplish that, a large variety of laboratory tests was conducted and their results analysed using statistical tools to identify existing relationships between soil properties. Besides these relationships, a relation between weathering level and soil physical properties is also introduced.

ÍNDICE

Capítulo Página

<i>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</i>	01
<i>CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</i>	03
2.1 <i>INTRODUÇÃO</i>	03
2.2 <i>DEFINIÇÕES E HISTÓRICO DE SOLOS LA TERÍTICOS</i>	04
2.3 <i>PERFIS DE INTEMPERISMO LA TERÍTICO</i>	08
2.4 <i>GÊNESE E CARACTERIZAÇÃO DE SOLOS LA TERÍTICOS</i>	25
2.4.1 Aspectos Químicos.....	25
2.4.1.1 Hidrólise.....	25
2.4.1.2 Queluviação.....	27
2.4.1.3 Distinções entre os Solos Podzólico e Laterítico.....	28
2.4.2 Aspectos Mineralógicos.....	30
2.4.2.1 Estabilidade Geoquímica dos Silicatos.....	30
2.4.2.2 Mecanismos de Alteração dos Minerais.....	34
2.4.2.3 Mecanismos de Formação dos Minerais de Argila, Óxidos e Hidróxidos de Ferro e Alumínio.....	36
2.4.2.4 Principais Minerais Constituintes dos Solos Lateríticos.....	42
2.4.3 Aspectos Físicos.....	50
2.4.3.1 Estrutura e Características Secundárias.....	50
2.4.3.2 Plasticidade.....	54
2.4.3.3 Densidade Real dos Grãos.....	57
2.5 <i>SOLOS DA REGIÃO DO DISTRITO FEDERAL</i>	57
2.5.1 Características Químico-Mineralógicas.....	58
2.5.2 Características Geotécnicas e de Geologia de Engenharia.....	59
2.5.3 Relações entre as Características Químico-Mineralógicas e Geotécnicas.....	61
<i>CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DO DISTRITO FEDERAL</i>	63
3.1 <i>INTRODUÇÃO</i>	63
3.2 <i>CLIMATOLOGIA</i>	64
3.3. <i>GEOLOGIA</i>	65
3.3.1 Estratigrafia, Petrografia e Sistemas Depositionais.....	65
3-3.1.1 Grupo Paranoá.....	68
3-3-1.2 Grupo Canastra.....	71
3.3.1.3 Grupo Araxá.....	72
3.3.1.4 Grupo Bambuí.....	72
3.3.2 Geologia Estrutural.....	73

3.4	<i>GEOMORFOLOGIA</i>	74
3.4.1	Compartimentação Geomorfológica do DF (<i>Martins, 2000</i>).....	76
3.4.2	Controle Lito-Estrutural.....	80
3.5	<i>PEDOLOGIA</i>	81
3.5.1	Classes de Solos.....	83
3.5.1.1	Latossolo Vermelho (LE).....	83
3.5.1.2	Latossolo Vermelho-Amarelo (LV).....	84
3.5.1.3	Cambissolo (Cb).....	84
3.5.1.4	Solo Podzólico Vermelho-Amarelo (PV).....	85
3.5.1.5	Solo Podzólico Vermelho-Escuro (PE).....	85
3.5.1.6	Solos Hidromórficos Indiscriminados (Hi).....	86
3.5.1.7	Solos Aluviais (A).....	86
3.5.1.8	Areias Quartzosas (AQ).....	86
3.5.2	Sistemas Pedológicos do Distrito Federal.....	87
 <i>CAPÍTULO 4 - METODOLOGIA</i>		89
4.1	<i>DESCRIÇÃO DE CAMPO</i>	89
4.2	<i>AMOSTRAGEM</i>	89
4.3	<i>ANÁLISES FÍSICAS</i>	90
4.3.1	Ensaio Geotécnicos.....	90
4.3.1.1	Caracterização dos Solos.....	90
4.3.1.2	Ensaio de Cisalhamento Direto dos Solos.....	93
4.3.2	Ensaio Físicos Incomuns à Geotecnia.....	94
4.3.2.1	Terra Fina e o Fator “f”.....	94
4.3.2.2	Análise Granulométrica pelo Método da Pipeta.....	95
4.3.2.3	Argila Dispersa em Água pelo Método da Pipeta.....	97
4.3.2.4	Graus de Flocculação e de Dispersão.....	97
4.3.2.5	Determinação da Curva Característica a partir da Centrifugação das Amostras.....	98
4.3.2.6	Microporosidade e Macroporosidade.....	100
4.4	<i>ANÁLISES QUÍMICAS</i>	101
4.4.1	Determinação do pH (H ₂ O e KCl).....	101
4.4.2	Determinação de Matéria Orgânica.....	102
4.4.3	Capacidade de Troca Catiônica (CTC).....	103
4.4.3.1	Determinação das Bases Trocáveis.....	104
4.4.3.2	Determinação da Acidez Titulável.....	107
4.4.3.3	Determinação da Capacidade de Troca Catiônica (CTC).....	108
4.4.4	Determinação Química Total dos Elementos Maiores.....	108
4.4.5	Determinação Química das Fases Mineraias por Extração Seqüencial.....	109
4.4.5.1	Determinação Química das Fases Mineraias por Extração Seqüencial em Solos Tropicais (<i>Farias et al., 2001</i>).....	111
4.4.5.2	Extração das Principais Fases Mineraias para Realização de Ensaio Geotécnicos..	113

4.5	<i>ANÁLISES MINERALÓGICAS</i>	115
4.5.1	Técnicas Instrumentais.....	115
4.5.1.1	Difratometria de Raios-X.....	115
4.5.1.2	Análise Térmica.....	116
4.5.1.3	Tabela de Munsell.....	117
4.5.2	Identificação e Quantificação Mineralógica (Adaptada de Martins, 2000).....	118
4.5.2.1	Identificação Mineralógica.....	118
4.5.2.2	Quantificação Mineralógica.....	121
4.6	<i>ANÁLISESMICROMORFOLÓGICAS</i>	128
4.6.1	Técnica de Impregnação de Amostras e Confecção de Lâminas.....	129
4.6.1.1	Confecção da Caixa de Impregnação.....	130
4.6.1.2	Procedimento de Impregnação.....	131
4.6.1.3	Laminação e Polimento.....	133
4.6.2	Técnicas Instrumentais.....	134
4.6.2.1	Microscopia Ótica.....	134
4.6.3	Terminologia Micromorfológica (Cardoso <i>et al</i> , 1996).....	135
4.6.3.1	Trama.....	136
4.6.3.2	Materiais de Granulometria Fina e Grossa.....	136
4.6.3.3	Matriz-S.....	136
4.6.3.4	Tratos Pedológicos.....	137
4.6.3.5	Feições Reliquiars (Brewer, 1976).....	138
4.6.3.6	Vazios.....	138
4.6.3.7	Agregados.....	139
4.6.3.8	Associação do Plasma com Relação ao Esqueleto (Brewer, 1976).....	140
4.6.3.9	Organização do Plasma (Brewer, 1976;Leprun, 1979).....	140
4.6.3.10	Grau de Pedalidade.....	141
4.7	<i>ANÁLISES ESTATÍSTICAS</i>	148
4.7.1	Análise por Principais Componentes.....	148
4.7.2	Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.....	150
<i>CAPÍTULO 5 - SOLOS ESTUDADOS</i>		154
5.1	<i>CRITÉRIOS DE ESCOLHA DOS SOLOS ESTUDADOS</i>	154
5.2	<i>DESCRIÇÃO DE CAMPO</i>	160
5.2.1	Horizontes B.....	160
5.2.1.1	Horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Argilosa.....	160
5.2.1.2	Horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Média.....	160
5.2.1.3	Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Argilosa.....	161
5.2.1.4	Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Média.....	161
5.2.1.5	Horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo.....	162
5.2.2	Zonas Mosqueadas.....	162
5.2.2.1	Zona Mosqueada do Quartzito.....	162
5.2.2.2	Zona Mosqueada do Metarritmito Arenoso.....	163
5.2.2.3	Zona Mosqueada do Metarritmito Argiloso.....	163

5.2.3 Saprólitos Finos.....	164
5.2.3.1 Saprólito Fino do Metargilito.....	164
5.2.3.2 Saprólito Fino do Sericita Filito.....	165
5.2.3.3 Saprólito Fino da Ardósia.....	165
5.2.3.4 Saprólito Fino do Quartzito.....	166
5.2.3.5 Saprólito Fino do Quartzo-Muscovita Xisto.....	166
<i>CAPÍTULO 6 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....</i>	<i>182</i>
<i>6.1 ANÁLISES FÍSICAS.....</i>	<i>182</i>
<i>6.2 ANÁLISES QUÍMICAS.....</i>	<i>211</i>
6.2.1 Análise Química Total dos Elementos Maiores.....	211
6.2.2 Análise Química das Fases Mineralis por Extração Sequencial.....	211
6.2.3 Outras Análises Químicas.....	214
<i>6.3. ANÁLISES MINERALÓGICAS.....</i>	<i>215</i>
6.3.1 Difractometria de Raios-X.....	215
6.3.2 Análise Termo-Gravimétrica e Varredura Calorimétrica Diferencial.....	217
6.3.3 Tabela de Munsell.....	217
<i>6.4 IDENTIFICAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO MINERALÓGICA.....</i>	<i>218</i>
<i>6.5 ANÁLISES MICROMORFOLÓGICAS.....</i>	<i>219</i>
6.5.1 Horizontes B.....	219
6.5.1.1 Horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Argilosa (HB7).....	219
6.5.1.2 Horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Média (HB11).....	220
6.5.1.3 Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Argilosa (HB9a).....	221
6.5.1.4 Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Argilosa (HB9b).....	222
6.5.1.5 Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Média (HB10).....	222
6.5.1.6 Horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo (HB12).....	223
6.5.2 Zonas Mosqueadas	224
6.5.2.1 Zona Mosqueada do Quartzito (ZM3).....	224
6.5.2.2 Zona Mosqueada do Metarritmito Arenoso (ZM5).....	225
6.5.2.3 Zona Mosqueada do Metarritmito Argiloso (ZM6).....	226
6.5.3..Saprólitos Finos.....	226
6.5.3.1 Saprólito Fino do Metargilito (SF1).....	226
6.5.3.2 Saprólito Fino do Sericita Filito (SF2).....	227
6-5.3.3 Saprólito Fino da Ardósia (SF4).....	228
6.5.3.4 Saprólito Fino do Quartzito (SF8).....	229
6.5.3.5 Saprólito Fino do Quartzo-Muscovita Xisto (SF13).....	230
<i>CAPÍTULO 7 - ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....</i>	<i>252</i>
<i>7.1 ANÁLISE PRELIMINAR DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</i>	<i>252</i>
7.1.1 Solos Naturais.....	252
7.1.1.1 Resultados das Análises Físicas.....	253

7.1 1.2 Resultados das Análises Químicas.....	259
7.1.1.3 Resultados das Análises Mineralógicas.....	260
7.1.2 Solos com Pré-Tratamento Químico.....	261
7 12.1 Solos com a Extração da Matéria Orgânica.....	261
7.1.2.2 Solos com a Extração Oxi-Hidróxidos de Fe Cristalinos e de Baixa Cristalinidade	264
7.2 ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO	268
7.2.1 Solos Naturais.....	268
7.2.1.1 Análise por Principais Componentes.....	271
7.2.1.2 Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.....	278
7.2.2.. Solos Arenosos.....	299
7.2.2.1 Análise por Principais Componentes.....	300
7.2.2.2 Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.....	302
7.2.3 Solos Finos.....	306
7.2.3.1 Análise por Principais Componentes.....	306
7.2.3.2 Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.....	309
7.2.4 Solos Plásticos.....	318
7.2.4.1 Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.....	319
7.2.5 Solos Homogêneos.....	325
7.2.5.1 Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.....	325
CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES.....	331
8.1 ESQUEMA DA RELAÇÃO ENTRE O GRAU DE INTEMPERISMO E AS PROPRIEDADES FÍSICAS DE SOLOS DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO	336
8.2 SUGESTÕES PARA FUTURAS PESQUISAS.....	338
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	339
APÊNDICE A - COMPLEMENTOS DOS SOLOS ESTUDADOS.....	AI
APÊNDICE B - COMPLEMENTOS DA APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....	BI
APÊNDICE C - COMPLEMENTOS DA ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	CI

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página
Tabela 2.1 - Sumário da terminologia aplicada a perfis lateríticos completos (Martins, 2000)	09
Tabela 2.2 - Correlação entre os horizontes diagnósticos do antigo Sistema Brasileiro, FAO (FAO/UNESCO, 1974) e <i>Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975)</i> (modificado - Camargo <i>et al</i> , 1987).....	15
Tabela 2.3 - Correlação entre classes de solo do antigo Sistema Brasileiro, FAO (FAO/UNESCO, 1974) e <i>Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975)</i> (modificado - Camargo <i>et al</i> , 1987).....	16
Tabela 2.4 - Relações entre algumas descrições geotécnicas de perfis de alteração sobre diferentes rochas (modificado - Deere & Patton, 1971 e Pastore, 1995).....	19
Tabela 2.5 - Comparação entre algumas propostas de classificação geotécnica de perfis de alteração (Pastore, 1995).....	19
Tabela 2.6 - Correlações simples entre os horizontes das diferentes classificações de perfis lateríticos completos, aplicadas em distintas áreas do conhecimento dos solos (geologia, pedologia e geotecnia).....	22
Tabela 2.7 - Correlações entre os horizontes da nova proposição aplicada a esta tese e as diferentes classificações de perfis lateríticos completos, aplicadas em distintas áreas do conhecimento dos solos (geologia, pedologia e geotecnia).....	24
Tabela 2.8 - Características geoquímicas e cristal químicas da alteração hidrolítica (Melfi, 1994).....	27
Tabela 2.9 - Pontos isoeletrônicos de alguns hidróxidos e amorfos (Van Schuylenborgh & Sanger, 1949).....	52
Tabela 2.10 - índice de vazios em solos lateríticos.....	54
Tabela 2.11 - Densidade real de alguns minerais constituintes de solos tropicais (Kiehl, 1979)	57
 Tabela 3.1 - Cronologia da evolução tectônica na Região do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998).....	 75
 Tabela 4.1 - Tabela para o cálculo do tempo de sedimentação da argila em suspensão aquosa para uma profundidade de 5 cm, a diversas temperaturas, baseada na Lei de Stokes.....	 96
Tabela 4.2 - Velocidades angulares em rpm para dois modelos de centrífugas.....	99
Tabela 4.3 - Minerais identificados nas amostras estudadas com suas respectivas fórmulas estruturais e composições químicas estequiométricas. As composições químicas de goethita e hematita mostram todas as variações possíveis de substituição de Al, com intervalos de 0,01 moles (Martins, 2000).....	123
Tabela 4.4 - Proporção dos constituintes da resina no decorrer da impregnação.....	133
 Tabela 5.1 - Localização dos pontos de coleta dos solos estudados.....	 156
Tabela 5.2 - Os tipos de horizontes e as siglas que os denominam.....	160
Tabela 5.3 - Resumo da associação entre as classes de solos (pedologia) e a geologia.....	167

Tabela 6.1 - Vários índices e outras propriedades físicas dos solos estudados.....	183
Tabela 6.2 - Análises granulométricas realizadas em amostras de solos naturais.....	184
Tabela 6.3 - Limites de Atterberg, índices de plasticidade, de liquidez, de consistência, de atividade e a tangente do ângulo da curva de fluidez das amostras dos solos naturais.....	184
Tabela 6.4 - Densidade real dos grãos (G) e análise granulométrica após as extrações da fase matéria orgânica e das fases oxi-hidróxidos de Fe cristalino e amorfos.....	185
Tabela 6.5 - Limites de Atterberg, índices de plasticidade e a tangente do ângulo da curva de fluidez após a extração da fase matéria orgânica.....	186
Tabela 6.6 - Limites de Atterberg, índices de plasticidade e a tangente do ângulo da curva de fluidez após a extração das fases oxi-hidróxidos de Fe cristalino e amorfos.....	186
Tabela 6.7 - Resultados referentes ao ensaio de cisalhamento direto, onde estão as tensões normais (σ) aplicadas e suas referentes tensões cisalhantes (τ), ângulo de atrito (ϕ), coesão (c), coeficientes de correlação entre a e t (R^2), e o número de ensaios realizados para cada solo(N).....	187
Tabela 6.8 - Resultados de pF e teores de umidade (w) das curvas características.....	203
Tabela 6.9 - Análise química total das amostras estudadas.....	211
Tabela 6.10 - Análise química da fase mineral dos solúveis em água dos solos estudados.....	212
Tabela 6.11 - Análise química da fase mineral trocável dos solos estudados.....	212
Tabela 6.12 - Análise química da fase mineral associada à matéria orgânica nos solos estudados.....	213
Tabela 6.13 - Análise química da fase mineral dos oxi-hidróxidos nas amostras estudadas.....	213
Tabela 6.14 - Análise química da fase mineral dos amorfos das amostras estudadas.....	214
Tabela 6.15 - Análise química da fase mineral residual dos solos estudados.....	214
Tabela 6.16 - Resultados de pH, CTC e teor de matéria orgânica (MO).....	214
Tabela 6.17- Teor de Fe_2O_3 nas amostras estudadas.....	216
Tabela 6.18 - Resultados das análises de DRX.....	216
Tabela 6.19- Resultados da ATG e da VCD.....	217
Tabela 6.20 - Análise das cores das amostras estudadas a partir da Tabela de Munsell.....	218
Tabela 6.21 - Resultados finais da mineralogia a partir da metodologia adaptada de Martins (2000).....	218
Tabela 7.1 - Razões entre as frações granulométricas obtidas a partir da ABNT NBR 7181/84 com (C) e sem (S) o uso de defloculante.....	254
Tabela 7.2 - Classificação dos solos estudados em relação a I_c e I_A	256
Tabela 7.3 - Densidade real dos grãos nos solos naturais (G), solos pré-tratados com hipoclorito de sódio (Gmo), razão entre as duas (Gmo/G) e o teor de matéria orgânica (MO).....	262
Tabela 7.4 - Razões entre as frações granulométricas obtidas a partir da ABNT NBR 7181/84 sem defloculante, onde (mo) refere-se as amostras pré-tratadas com hipoclorito de sódio..	262
Tabela 7.5 - Razões entre os limites de Atterberg (w_L e w_p), índice de plasticidade (I_p) e inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$), onde (mo) refere-se as amostras pré-tratadas com hipoclorito de sódio.....	263
Tabela 7.6 - Densidade real dos grãos nos solos naturais (G), solos pré-tratados com citrato de sódio e ácido cítrico(Gox) e a razão entre as duas (Gox/G).....	265
Tabela 7.7 - Razões entre as frações granulométricas obtidas a partir da ABNT NBR 7181/84 sem defloculante, onde (ox) refere-se às amostras pré-tratadas com citrato de sódio e ácido cítrico.....	266

Tabela 7.8 - Razões entre os limites de Atterberg (w_L e w_p), índice de plasticidade (I_p) e inclinação da curva de fluidez ($\tau g\beta$), onde (ox) refere-se as amostras pré-tratadas com citrato de sódio e ácido cítrico.....	267
Tabela 7.9 - Caulinita e illita das frações argila e silte dos solos HB12 e SF4.....	276
Tabela 7.10a - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X físicas nos solos naturais.....	279
Tabela 7.10a - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X físicas nos solos naturais.....	280
Tabela 7.10c - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X químicas nos solos naturais.....	281
Tabela 7.10d - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X químicas nos solos naturais.....	282
Tabela 7.10e - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X mineralógicas nos solos naturais.....	283
Tabela 7.10f - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades químicas X mineralógicas nos solos naturais.....	284
Tabela 7.11 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos arenosos.....	303
Tabela 7.12 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos finos.....	310
Tabela 7.13 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos plásticos.....	319
Tabela 7.14 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos homogêneos.....	326
Tabela 8.1 - Relação entre o grau de intemperismo e as propriedades físicas de solos do Planalto Central Brasileiro.....	337
Tabela B1 - Área das das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita	B15
Tabela B2 - Valores obtidos das equações utilizadas para a realização o cálculo da goethita e hematita pela metodologia adaptada de Martins (2000).....	B15
Tabela C1 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (completa) dos solos naturais.....	C3

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 2.1 - Distribuição dos solos lateríticos sobre a superfície da Terra (Qumones, 1963).	04
Figura 2.2 - Diagrama ternário para classificação de lateritos por Bárdossy & Aleva (1990)	06
Figura 2.3 - Diagrama ternário para classificação de lateritos por Schellmann (1982).....	07
Figura 2.4 - Perfis lateríticos. A) Esquema do perfil completo; B) Diagrama ilustrando perfis reduzidos e truncados (Martins, 2000).....	10
Figura 2.5 - Perfil hipotético de um solo onde são vistos os principais horizontes e subhorizontes (Vieira & Vieira, 1983).....	13
Figura 2.6 - Mobilização de Fe, Al e Si vs pH das soluções de alteração (Krauskopf, 1967).	26
Figura 2.7 - Seqüência de susceptibilidade ao intemperismo de minerais (Goldich, 1938).....	33
Figura 2.8 - Tipos fundamentais de alteração das rochas (modificado - Buckman & Brady, 1960).....	34
Figura 2.9 - Principais componentes minerais das diferentes frações texturais dos solos (Macedo & Lemos, 1961).....	35
Figura 2.10 - Produtos da alteração dos minerais primários (modificado - Fieldes & Swindale, 1954; Macedo & Lemos, 1961).....	37
Figura 2.11 - Produtos da alteração dos minerais primários com o aumento do intemperismo (modificado - Buckman & Brady, 1960; Macedo & Lemos, 1961).....	38
Figura 2.12 - Representação esquemática das unidade e camada octaédrica (Grim, 1953)....	43
Figura 2.13 - Representação esquemática das unidade e camada tetraédrica (Grim, 1953)..	44
Figura 2.14 - Modelo de evolução químico-mineralógica dos solos tropicais colapsíveis (Cardoso, 1995).....	62
Figura 3.1 - Localização do Distrito Federal (Baptista, 1997).....	63
Figura 3.2 - Mapa geológico do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998).....	66
Figura 3.3 - Coluna crono-estratigráfica do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998).....	67
Figura 3.4 - Mapa geomorfológico do Distrito Federal (modificado - Martins & Baptista, 1998).....	78
Figura 3.5 - Compartimentos Geomorfológicos do Distrito Federal (Martins, 2000).....	79
Figura 3.6 - Mapa pedológico do Distrito Federal (EMBRAPA, 1978).....	82
Figura 4.1 - Curva de fluidez determinada a partir do limite de liquidez.....	92
Figura 4.2 - Centrífuga H-1400pF Kokusan.....	100
Figura 4.3 - Amostras com extração das fases de oxi-hidróxidos de Fe e amorfos (A), fases associadas à matéria orgânica (B) e naturais (C). Reparar as diferenças entre as cores.....	114
Figura 4.4 - Fluxograma mostrando as etapas empregadas na quantificação mineralógica pela metodologia adaptada de Martins (2000).....	122
Figura 4.5 - Caixa de impregnação e tampa de acrílico.....	133
Figura 4.6 - Borracha inteiriça de 0,5 cm de espessura.....	133
Figura 4.7 - Sistema de pressilhas, pressiômetro e válvula.....	133
Figura 4.8 - Sistema completo durante o processo de impregnação.....	133
Figura 4.9 - Formas dos agregados (Bullock <i>et al.</i> , 1985).....	141
Figura 4.10 - Grau de pedalidade (Bullock <i>et al.</i> , 1985).....	142

Figura 4.11 - Fotomicrografia mostrando nódulo (NO) e películas em tomo de grãos de quartzo (Qz) (Cardoso, 1995).....	142
Figura 4.12- Preenchimento de vazio por plasma e material do esqueleto (Cardoso, 1995)	143
Figura 4.13- Fotomicrografia mostrando um Litorelicto (L). (Brewer, 1976).....	143
Figura 4.14- Fotomicrografia de <i>mud flow</i> mostrando vazios do tipo compacto simples (VS) e compacto composto (VC). (Cardoso, 1995).....	144
Figura 4.15 -Vazios compactos compostos (VC) e complexos (VCX) (Cardoso, 1995).....	144
Figura 4.16- Cavidade (Biot) arredondada em um solo coluvionar (Cardoso, 1995).....	145
Figura 4.17 - Vesículas (Vs) com paredes bastante lisas (Brewer, 1976).....	145
Figura 4.18 - Porção porfirogrânica que mostra um canal a direita e grãos de quartzo imersos no plasma aséptico (Cardoso, 1995).....	146
Figura 4.19 - Fotomicrografia de várias Câmaras em um solo (Bullock <i>et ai</i> , 1985).....	146
Figura 4.20 - Fotomicrografia mostrando vazio planar (FS) em um solo do DF (Cardoso, 1995).....	147
Figura 4.21 - Fotomicrografia de um solo saprolítico, mostrando trama aglomeroplásmica, com plasma aséptico (PL) entre grãos de quartzo (Qz) (Cardoso, 1995).....	147
Figura 4.22 - Fotomicrografia mostrando uma trama aglomeroplásmica. Observar grãos de quartzo (Qz) e agregados (AGR) na presença de plasma inséptico (PI) (Cardoso, 1995).....	148
Figura 4.23 - Diagramas de dispersão e formas de correlação linear.....	151
Figura 5.1 - Mapa de localização dos pontos de coleta dos solos estudados.....	157
Figura 5.2 - Mapa Geológico do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998) e os pontos de coleta de amostra.....	158
Figura 5.3 - Mapa Pedológico do Distrito Federal (EMBRAPA, 1978) e os pontos de coleta de amostra.....	159
Figura 5.4 - Exposição do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa.....	168
Figura 5.5 - Detalhe do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa...	168
Figura 5.6 - Exposição do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média.	169
Figura 5.7 - Detalhe do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média.....	169
Figura 5.8 - Perfil onde se encontra o horizonte B do Latossolo Vermelho de textura argilosa.....	170
Figura 5.9 - Visão do horizonte B do Latossolo Vermelho de textura média.....	170
Figura 5.10 - Detalhe do horizonte B do Latossolo Vermelho de textura média.....	171
Figura 5.11 . Exposição do horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo.....	171
Figura 5.12 - Detalhe do horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo.....	172
Figura 5.13 - Zona mosqueada do Quartzito. Pode-se observar a grande variação de cores típicas destes horizontes.....	172
Figura 5.14- Detalhe de mosqueamentos arredondados da zona mosqueada do Quartzito..	173
Figura 5.15 - Mosqueamentos lineares que acompanham fraturas na zona mosqueada do Quartzito.....	173
Figura 5.16- Exposição da zona mosqueada do Metarritmito Arenoso.....	174
Figura 5.17 - Mosqueamentos avermelhados irregulares acompanhando fraturas na zona mosqueada do Metarritmito Arenoso.....	174
Figura 5.18 - Exposição da zona mosqueada do Metarritmito Argiloso.....	175
Figura 5.19- Mosqueamentos arredondados da zona mosqueada do Metarritmito Argiloso.....	175
Figura 5.20 - Mosqueamentos lineares e irregulares acompanhando foliações na zona mosqueada do Metarritmito Argiloso.....	176

Figura 5.21 - Visão da exposição do saprólito fino do metargilito do Grupo Bambuí.....	176
Figura 5.22 - Foliações preenchidas por material argiloso de cor branca a branca-amarelada no saprólito fino do metargilito do Grupo Bambuí.....	177
Figura 5.23 - Fraturas preenchidas por material argiloso de cor branca a branca-amarelada no saprólito fino do metargilito do Grupo Bambuí.....	177
Figura 5.24 - Exposição do saprólito fino do sericita filito do Grupo Canastra.....	178
Figura 5.25 - Foliações do saprólito fino do sericita filito do Grupo Canastra.....	179
Figura 5.26 - Exposição do saprólito fino da ardósia da Unidade A do Grupo Paranoá.....	179
Figura 5.27 - Exposição do saprólito fino do quartzito da Unidade Q3 do Grupo Paranoá... 180	
Figura 5.28 - Detalhe do saprólito fino do quartzito da Unidade Q? do Grupo Paranoá, onde pode-se observar a ausência de descontinuidades.....	180
Figura 5.29 - Exposição do saprólito fino do quartzo-muscovita xisto do Grupo Araxá.....	181
Figura 5.30 - Foliações microdobradas do saprólito fino do quartzo-muscovita xisto do Grupo Araxá.....	181
Figura 6.1 - Envoltória de Resistência do solo HB7.....	189
Figura 6.2 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB7.....	189
Figura 6.3 - Envoltória de Resistência do solo HB11.....	190
Figura 6.4 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB11.....	190
Figura 6.5 - Envoltória de Resistência do solo HB9a.....	191
Figura 6.6 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB9a.....	191
Figura 6.7 - Envoltória de Resistência do solo HB9b.....	192
Figura 6.8 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB9b.....	192
Figura 6.9 - Envoltória de Resistência do solo HB10.....	193
Figura 6.10 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB10.....	193
Figura 6.11 - Envoltória de Resistência do solo HB12.....	194
Figura 6.12 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB12.....	194
Figura 6.13 - Envoltória de Resistência do solo ZM3.....	195
Figura 6.14 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo ZM3.....	195
Figura 6.15 - Envoltória de Resistência do solo ZM5.....	196
Figura 6.16 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo ZM5.....	196
Figura 6.17 - Envoltória de Resistência do solo ZM6.....	197
Figura 6.18 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo ZM6.....	197
Figura 6.19 - Envoltória de Resistência do solo SF1.....	198
Figura 6.20 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF1.....	198
Figura 6.21 - Envoltória de Resistência do solo SF2.....	199
Figura 6.22 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF2.....	199
Figura 6.23 - Envoltória de Resistência do solo SF4.....	200
Figura 6.24 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF4.....	200
Figura 6.25 - Envoltória de Resistência do solo SF8.....	201
Figura 6.26 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF8.....	201
Figura 6.27 - Envoltória de Resistência do solo SF13.....	202
Figura 6.28 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF13.....	202
Figura 6.29 - Curvas características referentes ao solo HB7.....	204
Figura 6.30 - Curvas características referentes ao solo HB11.....	204
Figura 6.31 - Curvas características referentes ao solo HB9a.....	205
Figura 6.32 - Curvas características referentes ao solo HB9b.....	205
Figura 6.33 - Curvas características referentes ao solo HB10.....	206

Figura 6.34 - Curvas características referentes ao solo HB12.....	206
Figura 6.35 - Curvas características referentes ao solo ZM3.....	207
Figura 6.36 - Curvas características referentes ao solo ZM5.....	207
Figura 6.37 - Curvas características referentes ao solo ZM6.....	208
Figura 6.38 - Curvas características referentes ao solo SF1.....	208
Figura 6.39 - Curvas características referentes ao solo SF2.....	209
Figura 6.40 - Curvas características referentes ao solo SF4.....	209
Figura 6.41 - Curvas características referentes ao solo SF8.....	210
Figura 6.42 - Curvas características referentes ao solo SF13.....	210
Figura 6.43 - Fotomicrografia da APE granular-intertéctica, com plasma aséptico do solo HB7. (Microscopia Ótica (MOt), nicóis não cruzados (N//)). Aumento: 40X.....	231
Figura 6.44 - Fotomicrografia (detalhe da figura anterior) de dois agregados grumosos (Agg) do solo HB7. (MO, N//). Aumento: 90X.....	231
Figura 6.45 - Nódulo de hematita do solo HB7. (MO, N//). Aumento: 40X.....	232
Figura 6.46- Nódulo de hematita do solo HB7 apresentando plasmificação. (MO, N//). Aumento: 600X.....	232
Figura 6.47 - Ponte de argila entre dois agregados do solo HB7. (MO, N//). Aumento: 600X.....	233
Figura 6.48 - Fotomicrografia do solo HB11 mostrando a APE porfirogrânica e o predomínio dos grãos de quartzo sobre o plasma. (MO, N//). Aumento: 40X.....	233
Figura 6.49 - Fotomicrografia do solo HB11 mostrando APE porfirogrânica e vazios compactos (VC). (MO, N//). Aumento: 90X.....	234
Figura 6.50 - Grãos de quartzo fortemente corroídos e com películas de plasma (solo HB11). (MO, NII). Aumento: 90X.....	234
Figura 6.51- Fotomicrografia do solo FIB9a mostrando APE granular-intertéctica, os grãos de quartzo no interior de agregados e os vazios compactos. (MOt, N//). Aumento: 90X.....	235
Figura 6.52 - Fotomicrografia do solo HB9a mostrando o predomínio dos agregados granulares. (MOt, NII). Aumento: 40X.....	235
Figura 6.53 - bioturbação arredondada e preenchida por agregados de argila, observada no solo HB9a. (MO, N//). Aumento: 40X.....	236
Figura 6.54 - Fotomicrografia mostrando a APE granular-intertéctica, agregados arredondados e vazios compactos do solo HB9b. (MO, NII). Aumento: 40X.....	236
Figura 6.55 - Nódulo de hematita do solo FIB9b. (MO, NII). Aumento: 90X.....	237
Figura 6.56 - Quartzo fortemente corroído e cercado por agregados e vazios compactos (VC) do solo HB9b. (MO, N//). Aumento: 90X.....	237
Figura 6.57 - Pontes de argila entre três agregados do solo HB9b. (MO, NII). Aumento: 400X.....	238
Figura 6.58 - Fotomicrografia do solo HB10 mostrando a APE aglomeroplásmica e o predomínio dos grãos de quartzo sobre o plasma. (MO, N//). Aumento: 40X.....	238
Figura 6.59 - Fotomicrografia do solo HB10 mostrando a APE aglomeroplásmica, o plasma aséptico e alguns vazios compactos (VC). (MO, NII). Aumento: 90X.....	239
Figura 6.60 - Agregados no interior do solo HB10. (MO, N//). Aumento: 90X.....	239
Figura 6.61 - Grãos de quartzo subarredondados a subangulosos dispersos no solo HB10. (MO, N//). Aumento: 90X.....	240
Figura 6.62 - Agregados, na maioria em blocos, e os vazios compactos simples que constituem o solo HB12. (MO, N//). Aumento: 90X.....	240
Figura 6.63 - Fotomicrografia do solo ZM3 mostrando a APE aglomeroplásmica e o predomínio dos grãos de quartzo sobre o plasma. (MO, NII). Aumento: 40X.....	241

Figura 6.64 - Grãos de quartzo dispersos no plasma aséptico no solo ZM3. Vazios compactos (VC), onde alguns são preenchidos por nódulos de hematita. (MO, N//). Aumento: 90X....	241
Figura 6.65 - Fotomicrografia do solo ZM5 que mostra o plasma inséptico. (MO, N//). Aumento: 40X.....	242
Figura 6.66 - Fotomicrografia mostrando vazios dos tipos canal e cavidade, agregados e a diversidade de tamanhos dos grãos de quartzo (Qz) no solo ZM5. (MOt, N//). Aumento: 90X.	242
Figura 6.67 - Acumulação de oxi-hidróxidos de Fe muito fino na matriz, de forma arredondada, no centro da fotomicrografia do solo ZM5. (MOt, N//). Aumento: 40X.....	243
Figura 6.68 - Fotomicrografia do solo ZM6 mostrando a APE porfirogrânica. (MO, N//). Aumento: 40X.....	243
Figura 6.69 - Vazio do tipo planar encontrado no solo ZM6. (MO, N//). Aumento: 40X.....	244
Figura 6.70 - Vazio planar preenchido por hematita identificado no solo ZM6. (MO, N//). Aumento: 90X.....	244
Figura 6.71 - Fotomicrografia mostrando acumulação de oxi-hidróxidos de Fe muito fino na matriz, ocorrendo na forma linear no solo ZM6. (MOt, N//). Aumento: 40X.....	245
Figura 6.72 - Fotomicrografia do solo SF1 mostrando a APE porfirogrânica e o predomínio do plasma em relação ao esqueleto. (MO, N//). Aumento: 40X.....	245
Figura 6.73 - Nódulo prismático gerado pela limonitização da pirita no solo SF1. (MO, N//). Aumento: 400X.....	246
Figura 6.74 - Foliações mais proeminentes do solo SF1. (MO, N//). Aumento: 40X.....	246
Figura 6.75 - Fotomicrografia do solo SF2 mostrando a APE porfirogrânica. (MO, N//). Aumento: 40X.....	247
Figura 6.76 - Vazios planares, sendo que um deles é preenchido por hematita (solo SF2). (MO, N//). Aumento: 40X.....	247
Figura 6.77 - Foliações primária e secundária do solo SF2. (MO, N//). Aumento: 40X.....	248
Figura 6.78 - Fotomicrografia do solo SF4 referente a LD com corte perpendicular à clivagem ardosiana, onde é possível observar microagregados arredondados. (MOt, N//). Aumento: 90x.....	248
Figura 6.79 - Fotomicrografia do solo SF4 referente a LD com corte paralelo à clivagem ardosiana. (MO, N//). Aumento: 40X.....	249
Figura 6.80 - Fotomicrografia do solo SF8 mostrando a APE intertética-aglomeroplásmica e o Predomínio dos grãos de quartzo em relação ao plasma. (MO, N//). Aumento: 40X.....	249
Figura 6.81 - Fotomicrografia do solo SF8 mostrando a APE intertética-aglomeroplásmica e os vazios compactos (VC). (MO, N//). Aumento: 90X.....	250
Figura 6.82 - Fotomicrografia do solo SF13 mostrando a APE porfirogrânica e o plasma onisséptico. (MO, N//). Aumento: 40X.....	250
Figura 6.83 - Foliações preenchidas por nódulos de hematita no solo SF13. (MO, N//). Aumento: 40X.....	251
Figura 6.84 - Os minerais orientados segundo as foliações proeminentes do solo SF13. (MO, nicóis cruzados (NX)). Aumento: 90X.....	251
Figura 7.1 - Análise por Principais Componentes dos solos naturais.....	272
Figura 7.2 - Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos naturais.....	272
Figura 7.3 - Análise por Principais Componentes das propriedades químicas dos solos naturais.....	273
Figura 7.4 - Análise por Principais Componentes da mineralogia dos solos naturais.....	273

Figura 7.5 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e a densidade real dos grãos (G) nos solos naturais.....	290
Figura 7.6 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração areia e a densidade real dos grãos (G) nos solos naturais.....	290
Figura 7.7 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de vazios (e) nos solos naturais.....	291
Figura 7.8 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e o índice de vazios (e) nos solos naturais.....	291
Figura 7.9 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a microporosidade nos solos naturais.....	292
Figura 7.10 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o teor de finos e o limite de liquidez (w_L) nos solos naturais.....	292
Figura 7.11 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração areia e o limite de liquidez (w_L) nos solos naturais.....	293
Figura 7.12 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o limite de plasticidade (w_p) nos solos naturais.....	293
Figura 7.13 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de liquidez (w_L) e a inclinação das curvas de fluidez (tgP) nos solos naturais.....	294
Figura 7.14 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e o K ₂ O total nos solos naturais.....	294
Figura 7.15 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o TÍO ₂ total nos solos naturais.....	295
Figura 7.16 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o Al ₂ O ₃ total nos solos naturais.....	295
Figura 7.17 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração areia e o quartzo nos solos naturais.....	296
Figura 7.18 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o teor de finos e o quartzo nos solos naturais.....	296
Figura 7.19 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e a illita nos solos naturais.....	297
Figura 7.20 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a caulinita nos solos naturais.....	297
Figura 7.21 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a gibbsita nos solos naturais.....	298
Figura 7.22 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e a gibbsita nos solos naturais.....	298
Figura 7.23 - Análise por Principais Componentes dos solos arenosos.....	300
Figura 7.24 - Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos arenosos.....	301
Figura 7.25 - Análise por Principais Componentes das propriedades químicas e mineralógicas dos solos arenosos.....	301
Figura 7.26 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a illita e a macroporosidade nos solos arenosos.....	305
Figura 7.27 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a matéria orgânica nos solos arenosos.....	305
Figura 7.28 - Análise por Principais Componentes dos solos finos.....	306

Figura 7.29 - Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos finos	307
Figura 7.30 - Análise por Principais Componentes das propriedades químicas e mineralógicas dos solos finos	307
Figura 7.31 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de vazios (e) nos solos finos	313
Figura 7.32 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e o índice de vazios (e) nos solos finos	314
Figura 7.33 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e a macroporosidade nos solos finos	314
Figura 7.34 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o pH em KC1 nos solos finos	315
Figura 7.35 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a matéria orgânica nos solos finos	315
Figura 7.36 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a gibbsita nos solos finos	316
Figura 7.37 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a hematita na matriz nos solos finos	316
Figura 7.38 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e o quartzo nos solos finos	317
Figura 7.39 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e a gibbsita nos solos	317
Figura 7.40 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a caulinita e a illita nos solos finos	318
Figura 7.41 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de liquidez e o pH em KC1 nos solos plásticos	321
Figura 7.42 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a inclinação da curva de fluidez e o pH em água nos solos plásticos	321
Figura 7.43 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o limite de plasticidade (w_p) nos solos plásticos	321
Figura 7.44 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de plasticidade (w_p) e o limite de liquidez (w_L) nos solos plásticos	323
Figura 7.45 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de plasticidade (w_p) e o índice de plasticidade (I_p) nos solos plásticos	323
Figura 7.46 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de plasticidade (I_p) nos solos plásticos	324
Figura 7.47 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de atividade (I_A) nos solos plásticos	324
Figura 7.48 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o índice de vazios (e) e a razão entre a e x (R^2) nos solos homogêneos	327
Figura 7.49 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a razão entre t e t (R^2) nos solos homogêneos	328
Figura 7.50 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o índice de vazios (e) e a coesão (c) nos solos homogêneos	328
Figura 7.51 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre fração argila e a coesão (c) nos solos homogêneos	329

Figura 7.52 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a caulinita e a coesão (c) nos solos homogêneos.....	329
Figura 7.53 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a gibbsita e a coesão (c) nos solos homogêneos.....	330
Figura 7.54 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre os oxi-hidróxidos na matriz e a coesão (c) nos solos homogêneos.....	330
Figura B1 - Difratoograma do solo HB7.....	BI
Figura B2 - Difratoograma do solo HB11.....	BI
Figura B3 - Difratoograma do solo HB9a.....	B2
Figura B4 - Difratoograma do solo HB9b.....	B2
Figura B5 - Difratoograma do solo HB10.....	B3
Figura B6 - Difratoograma do solo HB12.....	B3
Figura B7 - Difratoograma do solo ZM3.....	B4
Figura B8 - Difratoograma do solo ZM5.....	B4
Figura B9 - Difratoograma do solo ZM6.....	B5
Figura B10 - Difratoograma do solo SF1.....	B5
Figura BI 1 - Difratoograma do solo SF2.....	B6
Figura B12 - Difratoograma do solo SF4.....	B6
Figura BI3 - Difratoograma do solo SF8.....	B7
Figura B14 - Difratoograma do solo SF13.....	B7
Figura B15 - Termograma do solo HB7.....	B8
Figura B16 - Termograma do solo HB11.....	B8
Figura B17 - Termograma do solo HB9a.....	B9
Figura B18 - Termograma do solo HB9b.....	B9
Figura B19 - Termograma do solo HB10.....	B10
Figura B20 - Termograma do solo HB12.....	B10
Figura B21 - Termograma do solo ZM3.....	BI 1
Figura B22 - Termograma do solo ZM5.....	BI 1
Figura B23 - Termograma do solo ZM6.....	B12
Figura B24 - Termograma do solo SF1.....	B12
Figura B25 - Termograma do solo SF2.....	B13
Figura B26 - Termograma do solo SF4.....	B13
Figura B27 - Termograma do solo SF8.....	B14
Figura B28 - Termograma do solo SF13.....	B14
Figura C1 - Difratoograma da fração argila do solo HB12 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.....	C1
Figura C2 - Difratoograma da fração silte do solo HB12 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.....	C1
Figura C3 - Difratoograma da fração argila do solo SF4 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.....	C2
Figura C4 - Difratoograma da fração silte do solo SF4 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.....	C2

LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURAS E ABREVIACÕES

A.....	Solos Aluviais
AAS.....	Espectrofotometria de Chama em Absorção Atômica
ABNT.....	Associação Brasileira de Normas Técnicas
Agg.....	Agregado Grumoso
AGR.....	Agregado
Anat.....	Anatásio
APE.....	Organização da Associação Plasma-Esqueleto
AQ.....	Areias Quartzosas
argdisp.....	Argila Dispersa
ASTM.....	<i>American Society for Testing and Materials</i>
ATD.....	Análise Termo-Diferencial
ATG.....	Análise Termo-Gravimétrica
BV Biot.....	Bioturbação
.....	Brunizem Vermelho-Amarelo
c.....	Coesão
Caul.....	Caulinita
Cb.....	Cambissolo
CD.....	Consolidado Drenado
cm.....	Centímetro
cm/s.....	Centímetro por Segundo
cm ³	Centímetro Cúbico
cmol _c /kg.....	Centimol por quilograma
CODEPLAN.....	Companhia de Desenvolvimento do Planalto Central
Ct.....	Caulinita
CTC.....	Capacidade de Troca Catiônica
DF.....	Distrito Federal
DRX.....	Difratometria de Raios-X
e.....	índice de Vazios
E.....	Leste
EMBRAPA.....	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
et al.....	Entre outros
FAO.....	<i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i>
Fe ₂ O ₃ D.....	Fe ₂ O ₃ dispersos na matriz
Fe ₂ O ₃ N.....	Fe ₂ O ₃ em nódulos
FS.....	Vazio Planar
FV.....	Fator de Vermelho
G.....	Densidade Real dos Grãos
g.....	Gramas
g/cm ³	Gramas por Centímetro Cúbico
g/kg.....	Gramas por Quilograma
Gb.....	Gibbsita
gdisp.....	Grau de Dispersão
gfloc.....	Grau de Floculação
Gt.....	Goethita
h.....	Hora

HB.....	Horizonte B
Hi.....	Solos Hidromórficos Indiscriminados
Hm.....	Hematita
I _a	Índice de Atividade do Solo
I _c	Índice de Consistência
ICDD.....	International Centre for Diffraction Data
ICP/AES.....	Plasma Indutivamente Acoplado
i.e.....	isto é
IGCP.....	International Geological Correlation Program
I _L	índice de Liquidez
I _p	índice de Plasticidade
ISSMFE.....	International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering
It;.....	Illita
Ki.....	Relação Molecular entre Sílica e Alumina
Km.....	Quilômetro
km ²	Quilômetro quadrado
kPa.....	Quilopascal
L.....	Litorelicto
LD.....	Lâminas Delgadas
LE.....	Latossolo Vermelho
LV.....	Latossolo Vermelho-Amarelo
m.....	Metro
M.....	Molar
Ma.....	Milhões de Anos
macrop.....	Macroporosidade
MEV.....	Microscopia Eletrônica de Varredura
microp.....	Microporosidade
min.....	Minuto
ml.....	Mililitro
mm.....	Milímetro
mm/s.....	Milímetro por Segundo
MO.....	Matéria Orgânica
Mot.....	Microscopia Ótica
N.....	Normal
N.....	Norte
n.....	Porosidade
N//.....	Nicóis não cruzados
nm.....	Nanometro
NO.....	Nódulos
NX.....	Nicóis cruzados
Oxih Fe (matriz).....	Hematita (matriz) + Goethita (matriz)
Oxih Fe (total).....	Hematita (matriz) + Hematita (nodular) + Goethita (matriz)
Oxih Fe + Al (matriz).....	Hematita (matriz) + Goethita (matriz) + Gibbsita
Oxih Fe + Al (total).....	Hematita (total) + Gibbsita + Goethita (matriz)
PA.....	Ponte de Argila
PCZ.....	Ponto de Carga Zero
PE.....	Solo Podzólico Vermelho-Escuro
PF.....	Perda ao Fogo

pH.....	Potencial Hidrogeniônico
PI.....	Plasma Insépico
PL.....	Plasma Asépico
ppm.....	Partes por Milhão
PV.....	Solo Podzólico Vermelho-Amarelo
Qz.....	Quartzo
r_1	Raio da centrífuga para um ponto dentro da amostra de solo centrifugada
r_2	Distância a partir do eixo para uma elevação constante da superfície de água livre
RHG.....	Razão Hematita por Goethita
rpm.....	Rotações por Minuto
Rut.....	Rutilo
s.....	Segundo
s.....	Soma de Cátions Trocáveis
S.....	Sul
SENAI.....	Serviço Nacional de Aprendizagem Industrial
SF.....	Saprólito Fino
SNLCS.....	Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos
SPT.....	Standard Penetration Test
Sr.....	Grau de Saturação
TERRACAP.....	Companhia Imobiliária de Brasília
Tre.....	Terra Roxa Estruturada
UnB.....	Universidade de Brasília
UNESCO.....	Organização das Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura
VC.....	Vazio Compacto
VCD.....	Varredura Calorimétrica Diferencial
VCx.....	Vazio Compacto Complexo
VS.....	Vazio Compacto Simples
Vs.....	Vesícula
W.....	Oeste
w.....	Umidade
w_L	Limite de Liquidez
w_n	Umidade Natural
w_o	Umidade Higroscópica
w_p	Limite de Plasticidade
ZM.....	Zona Mosqueada
φ	Ângulo de Atrito
%.....	Por Cento
Å.....	Ângstrom
β	Ângulo da Curva de Fluidez
ρ	Densidade do Fluido do Poro
τ	Tensão Cisalhante
σ	Tensão Normal
ω	Velocidade Angular
Ψ_1	Sucção num ponto afastada r_1 do centro da rotação da amostra
γ_d	Peso Específico Aparente Seco
γ_o	Peso Específico Natural
μm	Micrometro

°..... Graus
°/min..... Graus por Minuto
°C..... Graus Centígrados
°C/min.....Graus Centígrados por Minuto

1 - INTRODUÇÃO

Há poucos estudos realizados com o intuito de definir a composição químico-mineralógica dos solos tropicais e, a partir daí, procurar a sua relação com as propriedades físicas e o comportamento mecânico. Os poucos autores interessados no assunto estudam solos africanos, asiáticos, australianos e, em menor expressão, brasileiros. A partir da avaliação destes trabalhos e do conhecimento da pedogênese no Cerrado, que se intensifica na década passada, constata-se que o processo de alteração responsável pela formação dos solos de nossa região é distinto dos demais. A alitização é o processo mais importante para a formação dos solos profundamente intemperizados do Distrito Federal (DF) e do Cerrado, especialmente do Planalto Central brasileiro. Outros são os processos que predominam nos solos tropicais estudados nas outras áreas do Brasil e do mundo, como a monossilicificação, a bissialitização ou a aluminossilicificação. Isto fica claramente demonstrado em trabalhos como Townsend (1985), *The Quarterly Journal of Engineering Geology Report* (1990) e Bell & Maud (1994), em estudos sobre solos predominantemente caulínicos de Sridharan *et al.* (1992), Irfan (1996), ou ainda naqueles desenvolvidos em regiões com forte presença de argilo-minerais do tipo 2:1 (Nevvill, 1961; Gibo *et al.*, 1987; Akagi, 1994), entre outros.

O teor anômalo de alumínio nos solos do DF, essencialmente sob a forma de gibbsita e minerais paracristalinos, é a mais importante consequência químico-mineralógica da pedogênese do Cerrado brasileiro, fazendo parte de um contexto único.

Neste contexto, os principais objetivos desta Tese são:

- prover informações sobre as propriedades fundamentais dos solos do DF, do ponto de vista mineralógico, químico e de engenharia; e
- analisar a influência imposta a estes solos, em suas propriedades físicas e comportamento mecânico, pelas características químicas e mineralógicas.

Para isso foi realizado um grande número de análises de laboratório e campo, a fim de se obter um conhecimento profundo das propriedades físicas, químicas e mineralógicas dos diferentes horizontes de solos estudados, que foram selecionados tendo em vista sua representatividade em relação ao contexto regional.

Esta Tese é constituída de oito capítulos:

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

O **Capítulo 2** é destinado à revisão bibliográfica a respeito dos mecanismos químicos e mineralógicos envolvidos na pedogênese tropical, dando-se ênfase àqueles que formam os solos do Distrito Federal. Além disto, fez-se necessária, neste momento, a apresentação de uma nova proposição para a descrição de perfis de intemperismo completo, devido à complexidade dos solos da região.

O **Capítulo 3** apresenta as características do meio físico atuante, levantando todos os dados que podem influenciar diretamente na formação das propriedades físicas, químicas e mineralógicas dos solos do DF.

O **Capítulo 4** contém as metodologias aplicadas a esta Tese, para a coleta de amostras em campo, a preparação de amostras e ensaios laboratoriais, além das duas formas de análises estatísticas utilizadas.

O **Capítulo 5** define os critérios de escolha dos solos estudados e apresenta as suas descrições de campo, classificando-os de acordo com a nova proposição para a descrição de perfis de intemperismo completo, apresentada no capítulo 1.

No **Capítulo 6** são apresentados todos os resultados físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos obtidos em laboratório, visando embasar a discussão realizada no **Capítulo 7**, sob a forma de análises preliminares e estatísticas, em relação à influência das características químicas e mineralógicas nas propriedades físicas e comportamento mecânico dos solos estudados.

No **Capítulo 8** estão sintetizadas as principais conclusões obtidas durante a pesquisa, bem como são feitas sugestões para trabalhos futuros.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo busca mostrar aspectos geoquímicos e mineralógicos dos solos lateríticos nas paisagens tropicais. Apesar de pouco estudados pela geotecnia, estes aspectos são fundamentais não só para a compreensão da gênese e da distribuição dos solos, mas também para o entendimento de suas propriedades físicas e de seu comportamento mecânico, os quais dependem essencialmente de suas composições mineralógicas e organizações.

A alteração meteórica é um fenômeno geral sobre a superfície da Terra. Entretanto, o intemperismo químico pode ser mais ou menos intenso de acordo com as condições climáticas. Deste ponto de vista, podem ser distinguidos dois grandes domínios (Pedro & Melfi, 1983):

- Em climas úmido e frio, ou temperado ou árido, ocorre o “intemperismo diacrônico”, que é aquele que afeta principalmente os minerais mais vulneráveis (feldspatos, micas etc). Deste modo ele é diferencial, sendo que os níveis em evolução sempre contêm minerais primários alteráveis não decompostos. Os processos de neoformação são discretos, onde as características dos minerais secundários (minerais de argila) são herdadas ou transformadas, isto é, resultantes de evolução cristaloquímica discreta na fase sólida. A evolução pedológica é marcada por solos geralmente rasos devido a alteração apenas superficial. Büdel (1986) descreve que também as glaciações ocorridas durante o Quaternário nas regiões temperadas e polares, destruiu as camadas de solos mais antigos destas regiões, formando solos residuais.
- Em climas úmidos e quentes da zona intertropical, o intemperismo químico é intenso e afeta todos os minerais alteráveis (“intemperismo sincrônico”) que rapidamente desaparecem nos horizontes para os quais evolui. Nestas condições, o processo de neoformação é claramente dominante e existe a formação de um nível constituído essencialmente por minerais secundários com a presença de minerais primários residuais. Os perfis alcançam consideráveis espessuras e geralmente o perfil de intemperismo é definido por dois grandes níveis: um nível superior que é o *solum*, e outro mais profundo que é formado pelos saprólitos.

Segundo Gidigas (1976), cerca de 40% das terras emersas do globo são recobertas por solos formados pelo intemperismo sincrônico (Figura 2.1). Condições de alta temperatura

e forte umidade (características de regiões tropicais, limitadas a uma faixa balizada pelos paralelos 30°N e 30°S de latitude) favorecem a lateritização. Estes materiais formam uma extensa série de diferentes solos e que é denominada por vários termos: laterito, solo laterítico, solo tropical, entre outros. Nesta Tese serão utilizados os termos solo laterítico e solo tropical indiscriminadamente, como sinônimos.

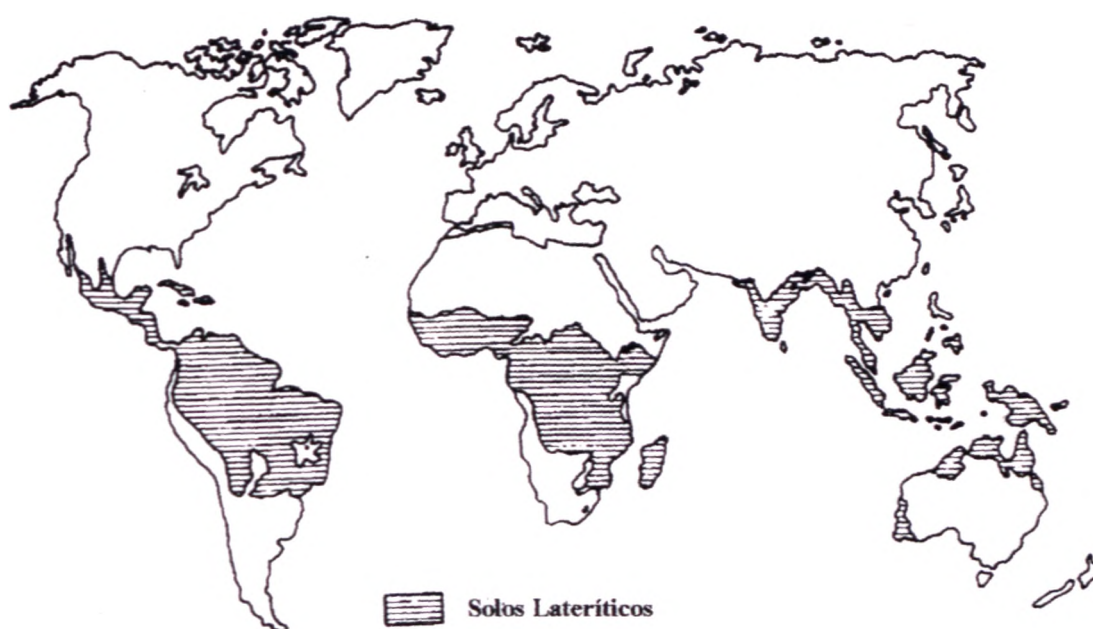


Figura 2.1 - Distribuição dos solos lateríticos sobre a superfície da Terra (Quinones, 1963).

2.2 - DEFINIÇÕES E HISTÓRICO DE SOLOS LATERÍTICOS

Buchanan (1807) foi o primeiro a designar o termo “laterito” (ingl. “*latente*”, do latim “*later*”, tijolo, + “/fo”, rocha), ao material retirado em profundidade de perfis de intemperismo na região de Malabar, ao sul da Índia. Eram argilas endurecidas, sem estratificação, extremamente porosas, ricas em cavidades e que possuíam grandes quantidades de ferro na forma de óxidos e hidróxidos de coloração amarelo avermelhada. O que chamava atenção nesse material era o fato de que podia ser facilmente cortado com um canivete ou com qualquer instrumento metálico, mas que, quando em contato com o ar, sofria um notável endurecimento, de maneira irreversível, produzindo um excelente material para construção. Na realidade, o material que Buchanan chamou de laterito não era um perfil

completo de solo, mas somente um horizonte, que hoje é denominado de horizonte litoplântico para os pedólogos, ou carapaça ferruginosa pelos geólogos.

O termo laterito, criado por Buchanan, teve seu significado profundamente modificado com o correr dos tempos, sendo ampliado por uns (solos, formações superficiais, couraças, carapaças etc) e restringido por outros (somente formações ferruginosas endurecidas). Várias tentativas sistemáticas foram realizadas no sentido de definir os lateritos de forma científica, como Valetton (1967), Mc Farlane (1976), Bocquier *et al.* (1984), destacando-se Maignien (1966) que mostra a ambigüidade existente, ressaltando que o termo laterito, utilizado por geólogos, engenheiros e pedólogos, nem sempre define o mesmo objeto e nem sempre tem o mesmo significado.

O estudo químico dos lateritos iniciou-se no final do século XIX, destacando-se o trabalho de Bauer (1898) que realizou uma pesquisa sistemática sobre a composição química de lateritos de Seychelles. Ele mostrou as elevadas concentrações de Al_2O_3 e Fe_2O_3 e baixas concentrações de SiO_2 de vários lateritos. Por um tempo, a caracterização química dos lateritos ofereceu um bom critério para sua definição e classificação. Mas, novamente, propostas controversas foram publicadas, algumas reforçando a importância do alumínio, outras do ferro. Fermor (1911) assumiu que a concentração de Fe_2O_3 de um laterito deve ser maior que 90%. Outros, como Harrassowitz (1926), sugeriram a razão SiO_2/Al_2O_3 para caracterizar lateritos.

A partir de 1978, organismos internacionais, como a Associação Internacional de Geoquímica e Cosmoquímica e a UNESCO, através do Projeto 129 promovido pelo *International Geological Correlation Program* (IGCP), tendo em vista a importância que estes materiais apresentam para os países em vias de desenvolvimento, começaram a se interessar pelo problema, procurando, através da formação de grupos de trabalho, uniformizar os conceitos adotados pelos diferentes campos das geociências e melhor compreender sua gênese, distribuição e propriedades. No Seminário Internacional sobre Processos de Lateritização, realizado em São Paulo, Schellmann (1982) apresenta, como resultado dos estudos efetuados pelos grupos de trabalho, a moderna definição de laterito - "lateritos são produtos de intemperismo subaéreo de rochas. Eles consistem predominantemente de assembléias minerais à base de goethita, hematita, hidróxidos de alumínio, minerais caulínicos e quartzo. A razão $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ de um laterito deve ser inferior à da rocha-mãe caulinizada. Na rocha-mãe caulinizada, toda a alumina está presente na forma de caulinita, todo o ferro na forma de óxidos de ferro e toda a sílica na forma de caulinita e

quartzo primário. Essa definição inclui todos os materiais altamente intemperizados, fortemente empobrecidos em sílica e enriquecidos em ferro e alumínio, independente das suas propriedades físicas e morfológicas (trama, cor, consistência etc).”

Nesta mesma linha de raciocínio, Bárdossy & Aleva (1990) ampliaram o conceito de Schellmann (1982), definindo as rochas lateríticas como representantes de uma quarta família de rochas. Costa (1993), Tardy (1993) e Martins (2000) também consideram os materiais geológicos que constituem os solos lateríticos como rochas residuais.

Fica evidente, pela definição adotada, que os lateritos, apesar de formados a partir de um único processo, podem englobar vários tipos de produtos, pois a intensidade do processo pode variar de local para local, assim como o tipo de material de origem, tempo de atuação do processo, relevo, atividade biológica etc.

Várias classificações foram utilizadas na tentativa de agrupar os diferentes tipos de lateritos dentro de sistemas múltiplos. A primeira classificação foi idealizada por Lacroix (1913), que catalogou os alteritos com base na porcentagem de oxi-hidróxidos presentes. Outras classificações, mais modernas e melhor adaptadas, são aquelas apoiadas em bases químicas e mineralógicas e nos aspectos físico-morfológicos como as de Valeton (1967) e Bárdossy & Aleva (1990). Neste último trabalho, é empregado, como proposta de classificação, um diagrama ternário baseado nas proporções mineralógicas de óxidos, hidróxidos e silicatos formadores (Figura 2.2). Martins (2000) considera a terminologia dessa classificação inadequada para designar lateritos, pois não considera a sílica.

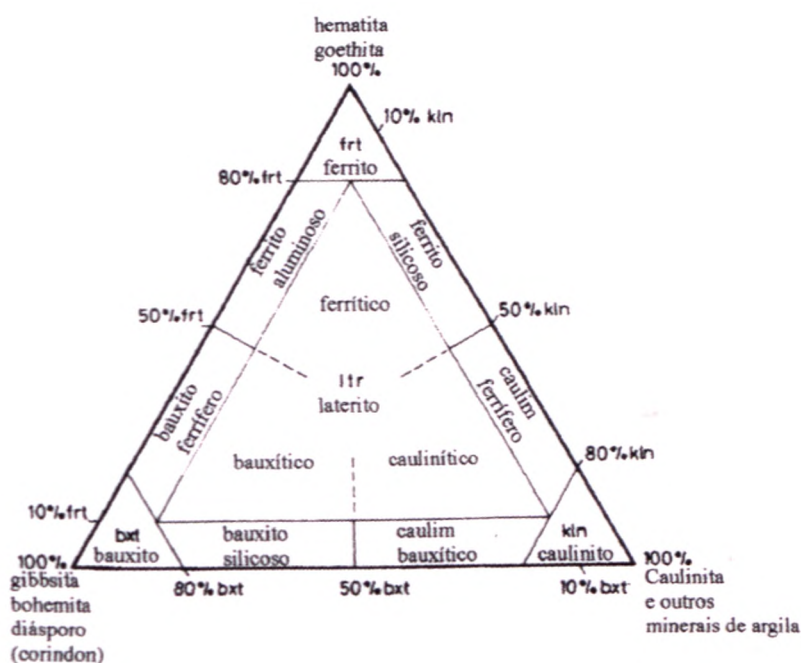


Figura 2.2 - Diagrama ternário para classificação de lateritos por Bárdossy & Aleva (1990).

Para Melfi (1994), um problema que estas classificações apresentam é de só levar em conta os óxidos de ferro e de alumínio, além da caulinita e desprezarem o quartzo, mineral residual, quase sempre presente e não formado no processo de lateritização. Como consequência, um laterito formado sobre um arenito e contendo cerca de 80% de quartzo, 17% de hematita e 3% de caulinita, pode ser classificado como um laterito ferruginoso ou minério de ferro.

Ainda segundo este autor, para evitar este inconveniente, a melhor proposta de classificação é a de Schellmann (1982), que também utiliza uma base química/mineralógica (Figura 2.3). Esta classificação também adota um diagrama ternário, levando em conta os teores de silício, alumínio e ferro em função dos minerais presentes (quartzo, caulinita, hematita-goethita e gibbsita). Neste diagrama constata-se a existência de diferentes tipos de lateritos: laterito silicoso, rico em quartzo, laterito ferruginoso, rico em ferro e que formam as couraças ferruginosas, laterito aluminoso, rico em alumínio e que freqüentemente constituem os depósitos de bauxita (minério de alumínio, como por exemplo a alteração das rochas alcalinas do maciço de Poços de Caldas), lateritos argilosos, possuindo teores elevados em caulinita, podendo por vezes formar depósitos de argila (caulins) e, finalmente, os lateritos *stricto sensu*, que representam o material caracterizado pela paragénesese mais comum dos solos tropicais, caulinita associada a quantidades variáveis de hematita, goethita e gibbsita.

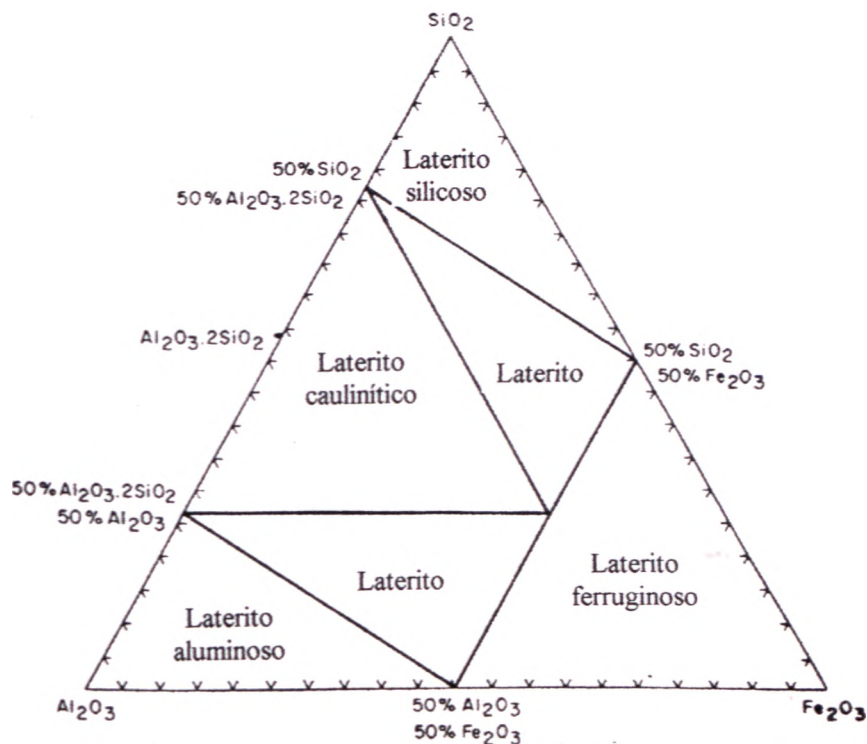


Figura 2.3 - Diagrama ternário para classificação de lateritos por Schellmann (1982) (modificado - Melfi, 1994).

Neste momento, cabe ressaltar que Martins (2000) descreve que o uso corrente na literatura brasileira do termo “laterita”, ou seja, como um substantivo feminino, é impróprio, mesmo porque esse tratamento é convencionalmente empregado para designar minerais. Considerando como uma nova família de rochas, deve-se empregar o gênero masculino aos seus diversos membros, por ex., laterito, bauxito etc. Na literatura portuguesa não existe este problema, pois a terminação *-ite* é a mais utilizada para designar tanto minerais, como rochas (Branco, 1993).

Pode-se deixar a ressalva, dado o uso universal, ao termo “bauxita”, como designação de minério de alumínio, quando o bauxito é considerado econômico do ponto de vista de exploração. Apesar dos termos laterita e bauxita serem usados com frequência na literatura brasileira (por ex., Damous & Goulart, 1983; Oliveira & Trescases, 1985; Melfi, 1994; Maurity & Kotschoubey, 1994), existem autores que utilizam esses termos no masculino (laterito, bauxito) (por ex., Porto, 1996; Martins, 2000). Outros autores, ainda, empregam esses termos no masculino e feminino no mesmo texto (por ex., Costa, 1991).

2 3 - PERFIS DE INTEMPERISMO LATERÍTICO

O solo, dependendo dos objetivos e enfoques científicos, tem sido interpretado de maneira diversa: produto do intemperismo físico e químico das rochas (geologia); material escavável, que perde sua resistência quando em contato com a água (engenharia civil); camada superficial de terra arável, possuidora de vida microbiana (agronomia) (Salomão & Antunes, 1998). Desta forma, de acordo com os diferentes campos do conhecimento científico e tecnológico, existem várias classificações e terminologias para os perfis de solo.

Os perfis lateríticos mais conhecidos quase sempre apresentam uma zonalidade vertical possível de ser identificada no próprio campo, sendo assim nitidamente estruturados em horizontes. À medida que se transforma em solo, o material de origem vai se diferenciando em camadas mais ou menos paralelas à superfície, camadas essas denominadas horizontes. A quantidade de horizontes e o nível de diferenciação depende do grau de evolução do perfil e também do tipo litológico da rocha-mãe (Aleva, 1983; Bárdossy & Aleva, 1990; Tardy, 1993).

Na geologia, existe uma enormidade de classificações baseadas nos distintos horizontes de solo (Tabela 2.1); contudo, a terminologia mais apropriada aos solos lateríticos é a de Walther (1915), pois considera como primordial a gênese. Esta classificação foi

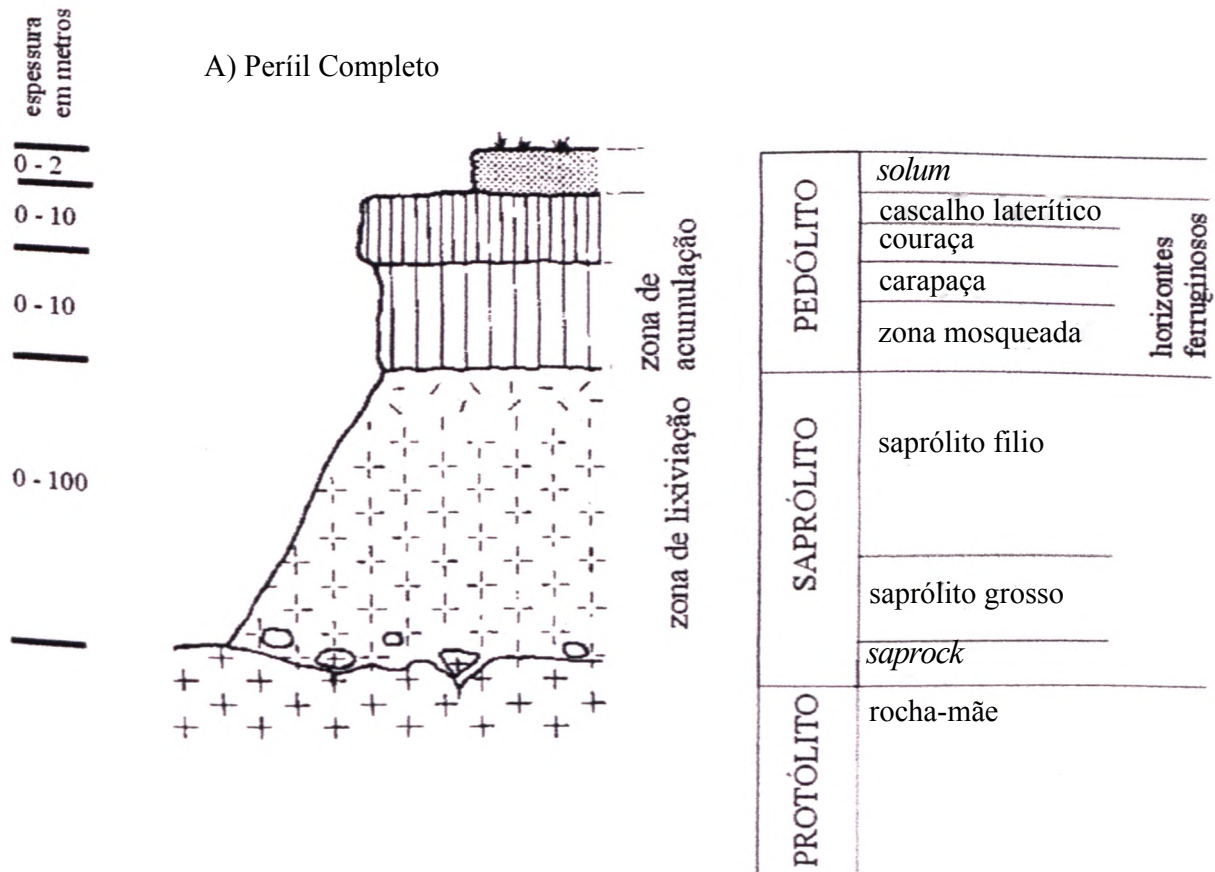
atualizada por Leprun (1979), Butt & Zeegers (1992), Nahon & Tardy (1992), Tardy (1993), entre outros. Martins (2000), a partir destes principais trabalhos, define uma nova proposta de classificação, em termos gerais, de um perfil laterítico completo. As características dos horizontes lateríticos são descritas a seguir, do topo para a base (Figura 2.4A):

Tabela 2.1 - Sumário da terminologia aplicada a perfis lateríticos completos (Martins, 2000).

Maiores Subdivisões	Butt & Zeegers (1992)	Leprun (1979) Nahon & Tardy (1992)	Tardy (1993)	Termos Gerais Martins (2000)		
PEDÓLITO	Solo (I. <i>soil</i>)	Solo (F. <i>sol</i>)	Solo	<i>Solum</i>		
	Cascalho laterítico	Camada ferruginosa de seixos	Fácies pisolítica	Horizontes Ferruginosos	Cascalho laterítico	
		Crosta ferruginosa pisolítica	Fácies protopisolítica			
	Couraça ferruginosa (pisolítica, nodular ou maciça)	Crosta ferruginosa conglomerática endurecida	Fácies metanodular e maciça		Carapaça e fácies nodular	Couraça ferruginosa, duricrosta (I. <i>duricrust</i>), ferricrete
		Crosta nodular macia ou carapaça nodular	Carapaça e fácies nodular			Carapaça (F. <i>carapace</i>)
	Zona de argilas mosqueadas (I. <i>mottled clay zone</i>)	Zona de argilas mosqueadas (F. <i>argiles tachetées</i>)	Zona de argilas mosqueadas		Zona mosqueada	
SAPRÓLITO	Saprólito (I. <i>saprolite</i> ou <i>saprolith</i>)	Saprólito fino (F. <i>argiles bariolées</i>)	Saprólito fino (F. <i>saprolite fine</i> ou <i>lithomarge</i>)		Saprólito fino ou argiloso	
		Saprólito grosso (F. <i>arène/grus</i>) ou horizonte pistache	Saprólito grosso (F. <i>saprolite grossiere</i>)	Saprólito grosso ou arenoso		
	<i>Saprock</i>			<i>Saprock</i>		
PROTÓLITO	Rocha sã	Rocha-mãe (F. <i>roche mère</i>)	Rocha-mãe	Rocha-mãe		

Abreviaturas: F. - francês, I. - inglês

- ***Solum*** e ***Pedon*** (espessura entre 0 e 15 m) - Material superior do perfil e que pode ser residual ou não. Caracteriza-se por ser inconsolidado e apresentar estruturas formadas pela intensa atividade biológica, individualizando os horizontes A e B da classificação morfo-genética de solos. Designado como ***solum***, quando observado a nível de perfil, e de ***pedon***, quando caracterizado em três dimensões.



B) Perfis Truncados

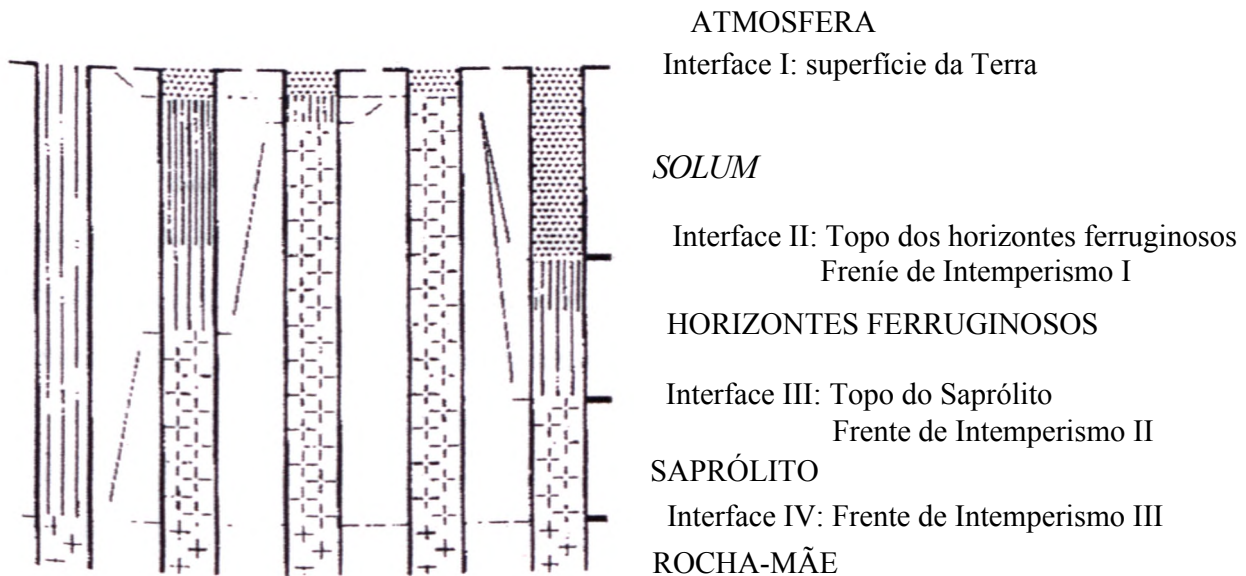


Figura 2.4 - Perfis lateríticos. A) Esquema do perfil completo; B) Diagrama ilustrando perfis reduzidos e truncados (Martins, 2000).

- Horizontes Ferruginosos - Envolvem um ou mais horizontes, diferenciados pelo grau de endurecimento de feições pedológicas resultantes do enriquecimento de oxi-hidróxidos de Fe e subsidiariamente de Al. Constituem horizontes ferruginosos:

=> Cascalho laterítico (espessura até 5 m) - horizonte formado pela degradação de outros horizontes ferruginosos, enriquecidos em feições pedológicas endurecidas e soltas.

=> Couraça ou duricrosta (espessura até 5 m) - enriquecido em oxi-hidróxidos de Fe e Al, geralmente na forma de feições pedológicas endurecidas (nódulos, incrustações, concreções etc.). Constitui um horizonte de acumulação, relativa e/ou absoluta, de Fe e Al. A acumulação relativa é causada pela lixiviação seletiva da sílica e bases. A acumulação absoluta deve-se à concentração de Fe mobilizado de outros horizontes.

=> Carapaça (espessura entre 0 e 5 m) - caracteriza-se por ser transicional entre o horizonte de couraça e a zona mosqueada. Apresenta características físicas e químicas intermediárias entre estes dois horizontes. Os nódulos apresentam-se em diferenciados graus de endurecimento, sendo que a matriz intemodular é geralmente friável.

=> Zona mosqueada ou horizonte mosqueado (espessura até 5 m) - horizonte com a presença de concentrações de oxi-hidróxidos de Fe, através da floculação de colóides na forma de mosqueados avermelhados no interior de uma matriz típica do saprólito. Os materiais deste horizonte são normalmente friáveis, mas podem endurecer irreversivelmente se forem colocados em condições secas. É um horizonte mal drenado. Pode ser considerado o horizonte intermediário entre o saprólito e os horizontes superiores.

* Saprólito (espessura entre 1 e 100 m) - Pode ser subdividido em saprólito fino ou argiloso e saprólito grosso ou arenoso, apesar desta terminologia não representar a textura real do material. O saprólito fino ocorre acima do saprólito grosso e apresenta-se enriquecido em argilo-minerais do tipo 1:1, enquanto o saprólito grosso pode apresentar argilo-minerais do tipo 2:1. No saprólito ocorrem processos de lixiviação, com retirada de sílica do sistema, produto da hidrólise de silicatos, e geração de argilo-minerais. O Fe é translocado para outros horizontes, ou retirado do perfil, induzindo o aspecto pálido típico desse horizonte. O saprólito fino também é designado de zona pálida, por sua cor geralmente branca a creme, em função do empobrecimento em Fe. O saprólito grosso caracteriza-se por apresentar porções preservadas da rocha-mãe; posiciona-se próximo ao contato com a rocha-mãe ou com o *saprock*, definido abaixo.

- **Saprock** - Em geral, ocorre uma transição entre a rocha-mãe e o saprólito, por meio de fragmentos de rocha fresca imersos em matriz intemperizada. Essas características indicam um intemperismo diferencial em função da organização dos materiais (estrutura, textura e trama) e da composição mineralógica. O limite de diferenciação entre essa transição e o saprólito grosso é tênue. Pode ser definida empregando a proporção entre os materiais fresco e intemperizado, ou seja, se o primeiro domina sobre o segundo, caracteriza-se o *saprock*, e o inverso, o saprólito grosso.

- **Rocha-mãe ou Protólito** - Caracterizada pela ausência de feições de intemperismo.

Esta descrição é ideal e raramente são observados todos os horizontes num mesmo Perfil, ou mesmo em toposseqüência (Bárdossy & Aleva, 1990). Os perfis geralmente são truncados, apresentando a predominância de um ou mais horizontes (Figura 2.4B).

Aleva (1986) afirma que o processo de redução e truncamento dos perfis geralmente está associado com mudanças nas condições morfo-hidrológicas durante a evolução do ambiente, principalmente no aumento da velocidade de denudação física do perfil, em vertentes mais íngremes. Dessa forma, esses processos superimpostos produzem variações faciológicas dos horizontes nos solos lateríticos.

Os estudos pedológicos concentram-se na parte superficial do perfil do solo, onde é mais evidente a atuação de fatores pedogenéticos, diferenciando este perfil em horizontes distinguidos por letras maiúsculas, onde os principais são denominados: O, A, B, Ç e R. Estes horizontes podem ainda ser subdivididos, colocando-se números arábicos após as letras maiúsculas, como por exemplo: A₁, A₃, B₂ e C₁, onde normalmente os números 1 e 3 traduzem a transição entre os horizontes, e o número 2 representa a máxima expressão da característica típica do horizonte (Figura 2.5). Esta descrição de um perfil é conhecida como classificação morfo-genética dos solos e foi desenvolvida por Dokuchaev (1883). As características principais destes horizontes são resumidamente descritas a seguir, segundo Salomão & Antunes (1998):

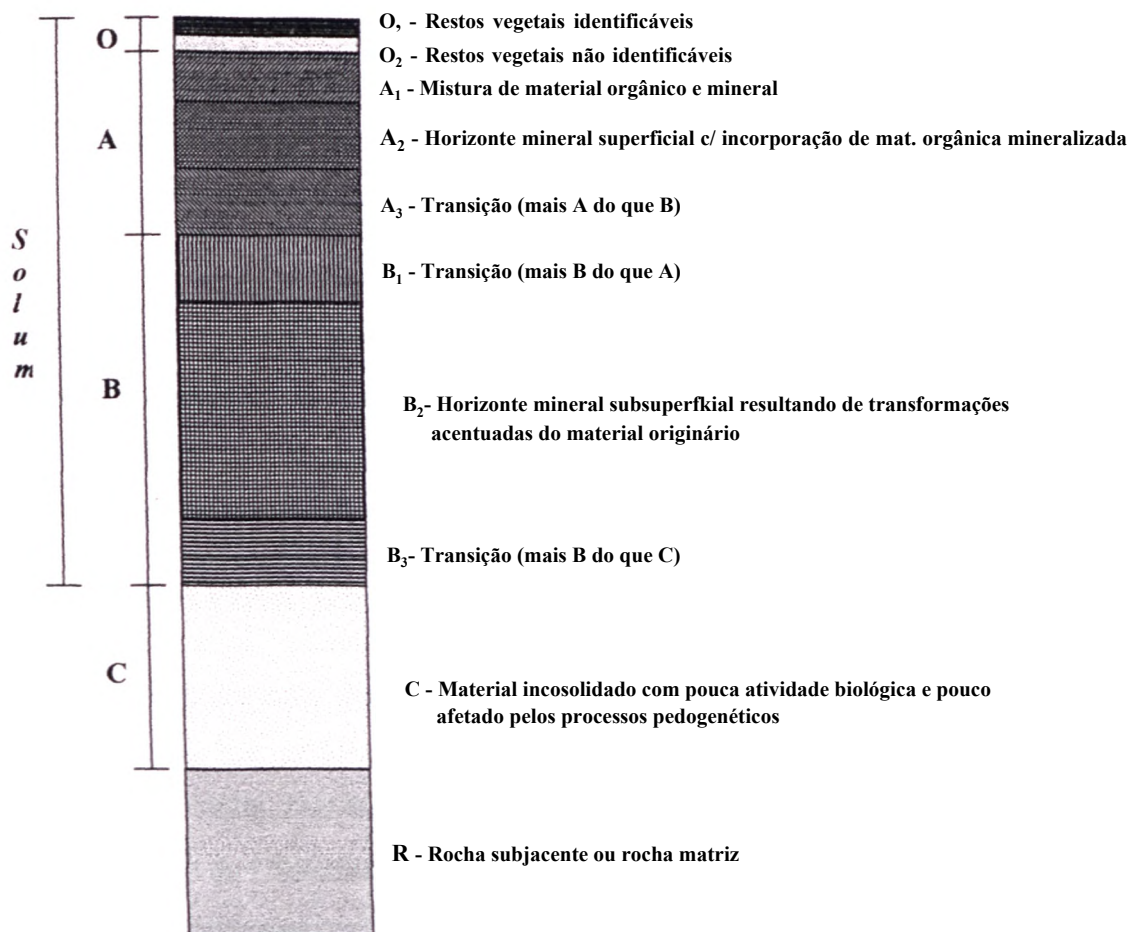


Figura 2.5 - Perfil hipotético de um solo onde são vistos os principais horizontes e subhorizontes (Vieira & Vieira, 1983).

- **Horizonte O** - horizonte orgânico superficial constituído por detritos vegetais e substâncias húmicas acumuladas na superfície, em ambientes onde não há impedimento à drenagem. Ocorre, em geral, em áreas de florestas, distinguindo-se do horizonte mineral subjacente, pela coloração mais escura, e pelo conteúdo em matéria orgânica. O mínimo de matéria orgânica é de 20%.
- **Horizonte A** - horizonte mineral superficial ou subjacente ao Horizonte O, com a incorporação de matéria orgânica mineralizada. É o horizonte de maior atividade biológica, apresentando coloração escurecida pela presença de matéria orgânica. Existem vários tipos de Horizonte A, dependendo dos ambientes em que são formados, uns mais pobres em matéria orgânica e outros com maiores teores de compostos orgânicos.
- **Horizonte B** - horizonte mineral subsuperficial situado abaixo do Horizonte A. É considerado o horizonte mais importante na diferenciação das classes de solo, resultando de

transformações relativamente acentuadas do material originário e/ou ganho de constituintes minerais e/ou orgânicos migrados de outros horizontes. Em perfis de solos lateríticos, normalmente sob o contato entre os horizontes B e C, podem ser encontrados os horizontes diagnósticos Plíntico e/ou Litoplíntico, que serão definidos mais adiante.

- **Horizonte C** - horizonte mineral, relativamente pouco afetado pelos processos pedogenéticos mais superficiais, formado a partir da decomposição do substrato rochoso, não apresentando características diagnósticas dos horizontes A e B. Em perfis de solos lateríticos, normalmente junto ao contato com o horizonte B, pode ser encontrado o horizonte diagnóstico Glei, que será definido mais adiante.
- **Horizonte R** - camada correspondente ao substrato rochoso.

Não diferentemente das outras áreas científicas e tecnológicas relacionadas com o estudo dos solos, na pedologia existe um grande número de classificações de solo (FAO/UNESCO, 1974; *Soil Survey Staff*, 1975; EMBRAPA, 1999; esta última constitui o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos). Todas elas definem as classes de solos a partir da descrição de horizontes que possuem características intrínsecas, denominados de horizontes diagnósticos. As tabelas 2.2 e 2.3 mostram, respectivamente, correlações entre os horizontes diagnósticos e entre as classes de solos em relação aos três sistemas de classificação.

O Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, cuja última reformulação ocorreu em 1999, tem, como uma das características, a utilização principalmente do Horizonte B como atributo distintivo, ou seja, horizonte diagnóstico (Camargo *et al*, 1987). As características dos principais horizontes diagnósticos deste sistema nos solos encontrados no Brasil e Distrito Federal são resumidos a seguir:

- **Horizonte B latossólico (Bw)** - horizonte com pelo menos 50 cm de espessura, que apresenta alto grau de intemperismo químico. É constituído por quantidades variáveis de óxidos e hidróxidos de Fe e Al, argilo-minerais 1:1, quartzo e outros minerais mais resistentes ao intemperismo. Tem baixa CTC ($< 17 \text{ cmol}_c/\text{kg}$) e baixa relação silte/argila ($< 0,7$). Apresenta-se geralmente, em solos profundos, friáveis, e com grande proporção de macroporos. A Ordem de solo associada a este horizonte diagnóstico é a dos Latossolos e de forma secundária ocorre em Plintossolos.
- **Horizonte B textural (Bt)** - horizonte com incremento da fração argilosa por processos de iluviação. Razão da proporção da fração argila $(B/A) \geq 1,5$, se o horizonte A tem argila $>$

40% de argila; 1,7 , se tem de 15 a 40% de argila; 1,8 , se tem < 15% de argila. Quando o horizonte B apresenta estrutura em blocos ou prismática com cerosidade associada, que exceda de pouca a fraca, o gradiente textural supracitado não é requerido. Os solos associados a este horizonte diagnóstico são todos subordens pertencentes aos Argissolos e a maioria dos Luvisolos, Chernossolos e Alissolos. Estas Ordens são representadas no antigo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos pelos solos Podzólico Vermelho-Escuro, Podzólico Vermelho-Amarelo, Terra Roxa Estruturada, Terra Bruna Estruturada, Podzólico Bruno-acinzentado, Brunizem, Brunizem Avermelhado e Bruno Não Cálculo.

Tabela 2.2 - Correlação entre os horizontes diagnósticos do antigo Sistema Brasileiro, FAO (FAO/UNESCO, 1974) e *Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975)* (modificado - Camargo *et al*, 1987).

Sistema Brasileiro	FAO/UNESCO	Soil Taxonomy
Horizonte B latossólico (Bw)	Oxic B	Oxic horizon
Horizonte B textural (Bt)	Argillic B	Argillic horizon
Horizonte B câmbico (Bi)	Cambic B	Cambic horizon
Horizonte B nátrico	Natric B	Natric horizon
Horizonte B espódico	Spodic B	Spodic horizon
Horizonte plíntico (Bf, C)	-----	-----
Horizonte litoplíntico	-----	-----
Horizonte cálcico	Calcic horizon	Calcic horizon
Horizonte petrocálcico	-----	Petrocalcic horizon
Horizonte sulfúrico	Sulfuric horizon	Sulfuric horizon
Fragipã	-----	Fragipan horizon
Duripã	-----	Duripan
Horizonte turfoso	Histic A	Histic epipedon
Horizonte E alábico	Albic E	Albic horizon
Horizonte elei ÍBP, C)	-----	-----
Horizonte sálculo	-----	Salic horizon
Horizonte A chemozêmico	Mollic A	Mollic epipedon
Horizonte A proeminente	Umbric A	Umbric epipedon
Horizonte A antrópico	-----	Anthropic epipedon
Horizonte A moderado	Ochric A	Ochric epipedon
Horizonte A fraco	OchricA	-----
Horizonte A húmico	-----	-----

Tabela 2.3 - Correlação entre classes de solo do antigo Sistema Brasileiro, FAO

(FAO/UNESCO, 1974) e *Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975)* (modificado - Camargo *et al*, 1987).

Sistema Brasileiro	FAO/UNESCO	Soil Taxonomy
1. Latossolos	Ferralsols, poucos Cambisols	Oxisols, poucos Inceptisols
2. Solos Podzólicos	Acrisols, Luvisols, Nitosols, poucos Phaeosems e poucos Planosols	Ultisols, Alfisols, poucos Mollisols
3. Terras Roxas e Brunas Estruturadas	Nitosols, poucos Phaeozems	Alfisols, Ultisols, poucos Mollisols
4. Podzols	Podzols	Spodosols, Entisols
5. Brunizens	Phaeozems, Chernozems	Mollisols
6. Rubrozens	Acrisols, Nitosols	Ultisols
7 Solos Brunos Não Cálcidos	Xerosols, poucos Planosols	Aridisols, Alfisol
8. Planossolos	Planosols, Xerosols, poucos Phaeozems	Alfisols, Ultisols, poucos Mollisols, poucos Aridisols e poucos Vertisols
9. Solonetz Solodizados	Solonetz, poucos Planosols	Alfisons, Aridisols
10. Solos Salinos	Solonchaks, poucos Fluvisols	Ardisols, Entisols
11 Cambissolos	Cambisols, poucos Gleysols e poucos Ferrasols	Inceptisols, poucos Mollisols e poucos Oxisols
12. Plintossolos	Acrisols, Arenosols, Ferrasols, Gleysols, Planosols, poucos Luvisols	Ultisols, Oxisols, Inceptisols, Entisols, poucos Alfisols
13. Gleissolos	Gleysols, poucos Fluvisols	Inceptisols, Ultisols, poucos Mollisols, poucos Alfisols e poucos Entisols
14. Verissolos	Vertisols	Vertisols
15.1 Rendzinas	Rendzinas	Mollisols
15.2 Solos Litólicos	Lithosols, Rankers, Cambisols, Regosols, Phaeozems, poucos Histosols	Entisols, Inceptisols, poucos Mollisols e poucos Histosols
15.3 Regossolos	Regosols, Arenosols, poucos Planosols	Inceptisols, Entisols, Aridisols
15.4 Areias Quartzosas	Arenosols, poucos Gleysols	Entisols, Inceptisols
15.5 Solos Aluviais	Fluvisols	Entisols
16. Solos Orgânicos	Histosols	Histosols, Entisols

- **Horizonte B incipiente ou câmbico (Bi)** - horizonte com pequena espessura, raramente superior a 1 metro. Apresenta baixo grau de intemperismo químico, porém suficiente para o desenvolvimento de cor e/ou de estrutura (alguns podem ser maciços), dominando estruturas pedológicas. Apresenta minerais primários facilmente intemperizáveis ou argila mais ativa,

ou teores mais elevados de silte. A Ordem de solo associada a este horizonte diagnóstico é a dos Cambissolos, contudo pode ocorrer em alguns subgrupos pertencentes aos Chernossolos e Gleissolos, e de forma secundária em Plintossolos.

- **Horizonte plíntico** - horizonte mineral B (B_f) e/ou C com 15 cm ou mais de espessura, formado por 15% ou mais por volume de plintita. Pode-se definir plintita como uma formação constituída da mistura argila, pobre em húmus e rica em Fe e Al, com quartzo e outros minerais. No solo ocorre comumente sob um arranjo de cores variegadas (vermelhas e acinzentadas ou brancas, com ou sem cores amareladas ou brunadas), com padrões usualmente laminares, reticulados ou poligonais. Este material consolida-se irreversivelmente quando submetido a ciclos alternados de hidratação e desidratação, resultando na produção de material concrecionário neoformado, denominado petroplintita. Quando isto ocorre, este deixa de ser horizonte diagnóstico plíntico e passa a ser um horizonte com caráter petroplíntico. Os solos associados a este horizonte diagnóstico são todas as classes pertencentes aos Plintossolos, Entretanto este horizonte também pode estar presente secundariamente em alguns subgrupos de Latossolos, Argissolos, Alissolos, Luvisolos, Gleissolos e Cambissolos. A atual Ordem dos Plintossolos é representada no antigo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos pelas Lateritas Hidromórficas, parte dos Podzólicos Plínticos, parte dos Gleis Húmicos e Gleis Pouco Húmicos Plínticos e alguns dos possíveis Latossolos Plínticos.

- **Horizonte litoplíntico** - é uma camada consolidada contínua ou praticamente contínua, endurecida por Fe e/ou Al, na qual a matéria orgânica está ausente. Este horizonte pode englobar uma camada muito fraturada, mas normalmente pode existir um predomínio de blocos com dimensões mínimas de 20 cm. Os solos associados a este horizonte diagnóstico são os mesmos referentes ao horizonte plíntico.

- **Horizonte glei** - é um horizonte subsuperficial ou eventualmente superficial, com espessura mínima de 15 cm, caracterizado pela intensa redução de Fe e formado sob condições de excesso de água, o que lhe confere cores neutras ou próximas a neutra na matriz do solo, com ou sem mosqueamentos. Trata-se de um horizonte fortemente influenciado pelo lençol freático e regime de umidade redutor, virtualmente livre de oxigênio dissolvido em razão da saturação por água durante todo ano, ou longo período. O horizonte sendo saturado periodicamente, deve apresentar mosqueamentos, de croma alto concernente a cores amareladas

ou avermelhadas, resultantes de segregação de Fe. Apresenta menos de 15% de plintita. Ele pode ser um horizonte C, B (B_g) ou mais raramente A. Este é o horizonte diagnóstico na Ordem dos Gleissolos, onde deve começar dentro dos 50 cm da superfície do solo. Pode existir secundariamente em alguns subgrupos de Latossolos, Argissolos, Alissolos, Luvisolos e Cambissolos.

Deve ser lembrado que a utilização deste sistema de classificação nas áreas de geotecnia e geologia de engenharia é prática relativamente comum no Brasil, como, por exemplo, Nogami (1967), Gehling *et al.* (1982), Dias (1985, 1987 e 1994), Dias & Gehling (1985), Dias & Gonzales (1985), Pastore *et al.* (1990), Lorandi *et al.* (1990), Conciani *et al.* (1995), Bastos & Alves (1996), de Brito Galvão & Shulze (1996), Paranhos (1998).

No entanto, estas duas áreas, geotecnia e geologia de engenharia também possuem um grande número de terminologias para descrição de perfis de alteração. O maior problema encontrado pelos estudiosos é a padronização destas descrições, uma vez que os materiais alterados trazem consigo propriedades geotécnicas diretamente associadas ao tipo da rocha-mãe e ao relevo. Deste modo, muitos cientistas propuseram sua própria terminologia para designar os diferentes horizontes do perfil de intemperismo, onde a maioria dos sistemas de descrição são específicos para um perfil de alteração desenvolvido sobre um tipo de rocha, como por exemplo Vargas (1953), Moye (1955), Sowers (1963), Barata (1969), entre outros. A Tabela 2.4 mostra as relações entre estas descrições e as rochas específicas para cada proposta.

Alguns trabalhos propuseram padronizar a terminologia e os distintos horizontes na descrição de um perfil de alteração, de modo a serem aplicados em qualquer perfil, independente de lugar ou tipo da rocha-mãe. Entre eles, Deere & Patton (1971), de Mello (1971), Vargas (1985), Wolle (1985), Vaz (1996), e o mais utilizado atualmente, Pastore (1992 e 1995). A Tabela 2.5 apresenta as relações entre estas descrições.

Pastore (1995) propõe uma padronização da terminologia descrição de perfis de alteração baseada na análise de várias proposições anteriores e nos conceitos adotados em 1985 pelo Comitê de Solos Tropicais da ISSMFE. Esta proposição tem por objetivo padronizar as descrições de sondagens, escavações e afloramentos, caracteriza sete horizontes num perfil de alteração completo (Pastore & Fontes, 1998).

Tabela 2.4 - Relações entre algumas descrições geotécnicas de perfis de alteração sob diferentes rochas (modificado - Deere & Patton, 1971 e Pastore, 1995).

Vargas(1953)	Moye (1955)	Sowers (1963)	Barata (1969)
<i>gnaisse, basalto e arenitos</i>	<i>granito</i>	<i>rochas igneas e metamórficas</i>	<i>gnaisse</i>
solo residual maduro	solo granítico	zona superior	(I) solo residual maduro
solo residual jovem	granito completamente intemperizado	zona intermediária	(II-A) solo residual jovem
camada de rocha alterada	granito altamente intemperizado	zona parcialmente intemperizada	(II-B) solo residual jovem
	granito moderadamente intemperizado		(III) rocha muito alterada
	granito pouco intemperizado		(IV) rocha fraturada
rocha sã	rocha	rocha não intemperizada	(V) rocha-mãe

Tabela 2.5 - Comparação entre algumas propostas de classificação geotécnica de perfis de alteração (Pastore, 1995).

Deere & Patton (1971)		de Mello (1971)	Vargas (1985)		Wolle (1985)	Pastore (1995)	
solo residual	horizonte A	solo maduro	horizonte de solo A		solo superficial	solo residual ou transportado	solo orgânico
	horizonte B		horizonte de solo B	solo residual maduro	solo maduro		horizonte laterítico
	horizonte C (saprólito)	solo residual ou saprólito	horizonte de solo Q	horizonte intermediário	solo saprolítico	solo residual	solo saprolítico
Transição do solo residual ou saprólito para rocha alterada	saprólito		horizonte de saprólito	saprólito	transição solo/rocha	saprólito	
rocha iterada	rocha parcialmente alterada	rocha alterada	rocha decomposta ou rocha sã	rocha alterada	rocha alterada	maciço rochoso	rocha muito alterada
	rocha não alterada			rocha sã			rocha sã
rocha não alterada	rocha não alterada	rocha sã		rocha sã	rocha sã		

As denominações e características dos horizontes, de acordo com Pastore (1995) e Pastore & Fontes (1998), são descritas a seguir:

•**Horizonte de Solo Orgânico (I)** - Está presente em praticamente todos os perfis, geralmente com pequena espessura. Pode ser composto, em diferentes proporções, por areia, silte e argila, mas sempre contendo importante quantidade de matéria orgânica decomposta. Corresponde aos horizontes O e A da classificação morfo-genética de solos.

•**Horizonte Laterítico (II)** - Pode ser formado por solo residual ou transportado, tais como solos aluvionares, coluviões e tálus, estando sempre afetado por processos de evolução pedológica, como a laterização. Em depósitos de tálus antigos estes processos afetam a matriz de solo que envolve os blocos de rocha e matacões. A curva granulométrica e a espessura deste horizonte são muito variáveis, sendo consequência da rocha de origem e da sua posição no relevo. Não apresenta estruturas típicas da rocha de origem, mas estruturas identificáveis pela pedologia. Contém minerais de argila (principalmente do grupo da caulinita), oxihidróxidos de ferro e alumínio, e quartzo, que formam agregados meta-estáveis em estruturas P^orosas. Suas cores predominantes são as de tons avermelhados e amarelados. Corresponde ao horizonte B da classificação morfo-genética de solos.

•**Horizonte de Solo Saprolítico (III)** - Formado por solo residual cuja principal característica é apresentar a estrutura reliquiar da rocha de origem, podendo conter até 10% de blocos de rocha. Além da estrutura da rocha, descontinuidades do maciço rochoso, tais como falhas, fraturas e juntas encontram-se normalmente preservadas. A espessura e composição granulométrica deste horizonte são também muito variáveis, dependendo de sua posição no relevo e do material de origem. Os minerais mais comumente encontrados neste horizonte são o quartzo, a caulinita e a mica. Predominam as cores branca, creme, roxo e amarelo-claro. Do ponto de vista geotécnico, ainda é considerado solo.

•**Horizonte Saprolítico ou Saprólito (IV)** - É a transição entre o maciço de solo e o maciço rochoso. É composto basicamente por blocos ou camadas de rocha em diferentes estágios de alteração, com dimensões variáveis, envolvidos por solo saprolítico. O solo tende a se desenvolver ao longo de descontinuidades remanescentes do maciço rochoso, onde a percolação da água é mais facilitada, e em zonas de rochas mais sensíveis à alteração. A quantidade de blocos presente neste horizonte é muito ampla, de 10 a 90%, fazendo com que o horizonte saprolítico apresente um comportamento geotécnico extremamente variável. A

espessura é bastante irregular, sendo comum grandes variações e mesmo ausência da camada em certos trechos do maciço. É comum apresentar elevada permeabilidade e dificuldades de escavação.

•**Horizonte de Rocha Muito Alterada (V)** - Caracteriza o topo do maciço rochoso, sendo a rocha geralmente composta por minerais em adiantado estágio de alteração, sem brilho e com resistência reduzida quando comparada à rocha sã. A alteração da rocha é freqüentemente mais intensa ao longo de juntas e fraturas do maciço.

•**Horizonte de Rocha Alterada (VI)** - Neste horizonte a rocha apresenta minerais descoloridos devido ao início do processo de alteração, sendo este mais evidente ao longo de juntas e fraturas. A sua resistência é bem maior do que a do horizonte de rocha muito alterada.

•**Horizonte de Rocha Sã (VII)** - É composto por rocha predominantemente sã, cujos minerais apresentam-se com brilho, sem sinais evidentes de alteração, podendo haver, no entanto, indícios do início desta ao longo de juntas e fraturas.

Pode-se concluir um fato comum entre todas as propostas de descrição de perfis de mtemperismo apresentadas para a área de geotecnia: nenhuma delas prevê o horizonte ferruginoso. Horizonte este bastante importante nos solos tropicais e que, inclusive, foi o Primeiro material estudado nestes solos por Buchanan em 1807.

Após esta síntese das principais terminologias e critérios para a descrição de perfis de mtemperismo aplicadas as mais diferentes áreas da ciência e tecnologia dos solos, pode-se fazer uma tentativa simples de correlações entre elas, conforme é apresentada na Tabela 2.6, sem, porém, pretender determinar qual delas é a mais adequada para definir as características dos solos, uma vez que utilizam critérios distintos entre si, de acordo com as suas áreas de aplicação. Além disso, uma total correlação é praticamente impossível, devido principalmente a uma grande complexidade na análise dos horizontes diagnósticos referentes a classificação morfo-genética.

Tabela 2.6 - Correlações simples entre os horizontes das diferentes classificações de perfis lateríticos completos, aplicadas em distintas áreas do conhecimento dos solos (geologia, pedologia e geotecnia).

Maiores Subdivisões	Martins (2000)		Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (1999)		Pastore (1995)
PEDÓLITO (0 a 30 m) ¹	<i>Solum</i>		Horizonte <u>O</u>		Solo orgânico
			Horizonte <u>A</u>		
			Horizontes Ferruginosos	Cascalho laterítico Couraça ferruginosa Carapaça	Horizonte <u>B</u>
	Horizonte <u>B</u> com caráter petroplântico				
	Horizonte <u>B</u> litoplântico ou similar a litoplântico ²	???			
	Zona Mosqueada	Horizonte <u>C</u>		Horizontes <u>C</u> plântico ou similar a plântico, ou glei com mosqueamentos ou similar a glei com mosqueamentos ^{2,3}	
Saprólito	Saprólito fino ou argiloso Saprólito grosso ou arenoso		Horizonte <u>C</u> glei sem mosqueamentos ou similar a glei sem mosqueamentos ²	Solo saprolítico	
		Horizonte <u>C</u>	Saprólito		
	<i>Saprock</i>		Horizonte <u>R</u>		Rocha muito alterada
PROTÓLITO (espessura indefinida)	Rocha-mãe		Horizonte <u>R</u>		Rocha alterada
					Rocha sã

¹ Em raros casos, estas espessuras podem ser maiores.

² No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, o perfil de referência é de no máximo de 200 cm, não prevendo horizontes mais profundos, a não ser que os horizontes A ou E sejam muito espessos (Embrapa, 1999, p 115). Dessa forma, adotou-se um caráter “similar” para os horizontes que ocorrem em maiores profundidades nesta proposta de correlação

³ A diferença básica entre os horizontes glei com mosqueamentos e plântico é a quantidade de plintita, menor que 15% para o primeiro e maior que 15% para o segundo

Devido á complexidade dos solos do DF, este autor, baseado na análise das várias proposições para a descrição de perfis de intemperismo apresentadas e em sua experiência com os solos lateríticos do Cerrado brasileiro, teve a necessidade de fazer uma nova proposta

de descrição dos horizontes em solos lateríticos para o uso nas áreas de geotecnia e geologia de engenharia. Esta se mostra mais adequada e completa diante da grande variedade de horizontes encontrados neste estudo; prevendo, inclusive, a existência do horizonte ferruginoso.

Na realidade, esta proposta é uma adaptação realizada a partir das descrições de perfis de Martins (2000), Pastore (1995) e o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999). Apesar de ser baseada nos solos dos Cerrados, esta descrição pode ser aplicada em perfis de solo laterítico de qualquer parte do mundo, uma vez que ela mantém como preceito o desenvolvimento do perfil de acordo com o grau de intemperismo local, seguindo a proposta de Martins (2000), que por sua vez é uma adaptação de Walther (1915). Deste modo, independente da rocha-mãe, o perfil de intemperismo pode ser completo ou truncado e apresentar as mais variáveis espessuras dos horizontes, dependendo basicamente do intemperismo local. A Tabela 2.7 mostra uma tentativa de correlações entre os horizontes das diferentes classificações de perfis lateríticos completos, que já estão presentes na Tabela 2.6, e a nova proposta.

Toda terminologia aplicada a esta nova proposta se utiliza de termos dos sistemas de descrição de perfis de intemperismo nos quais ela foi baseada, não cabendo mais definir os horizontes que a constituem, uma vez que já os foram.

O perfil de intemperismo completo da nova proposta possui 12 subhorizontes agrupados em 7 horizontes (Tabela 2.7), onde as características químicas, mineralógicas e geotécnicas, originadas pelo intemperismo químico, são contempladas.

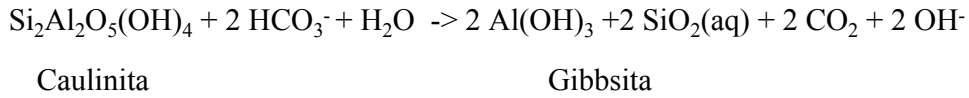
Os horizontes mais superficiais, nesta proposta, são divididos de acordo com a Classificação Morfo-genética de Dokuchaev (1883). Dividem-se nos horizontes O, A e B, que fazem parte de uma terminologia de comum utilização entre os geotécnicos. Deve-se salientar que se pode aqui inserir conceitos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e de seus horizontes diagnósticos

O horizonte ferruginoso, normalmente presente em solos tropicais, mostra os mesmos quatro subhorizontes (cascalho laterítico, couraça ferruginosa, carapaça e zona mosqueada) apresentados em Martins (2000). Estes subhorizontes representam todas as formas possíveis deste tipo de material encontrar-se na natureza. Em descrições de perfis para a geotecnia, esta subdivisão toma-se importante, pois, na prática, as diferenças das estruturas e teores de oxidrídros de Fe e Al entre estas subdivisões, geram, conseqüentemente, fortes diferenças entre os comportamentos mecânicos.

Os horizontes mais profundos seguem as definições de Pastore (1995), pois melhor caracterizam as possíveis diferenças do comportamento mecânico em materiais rochosos.

Tabela 2.7 - Correlações entre os horizontes da nova proposição aplicada a esta Tese e as diferentes classificações de perfis lateríticos completos, aplicadas em distintas áreas do conhecimento dos solos (geologia, pedologia e geotecnia).

Maiores Subdivisões	Nova Proposta		Martins (2000)	Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (1999)		Pastore (1995)	
Pedólito (0 a 30 m)	Horizonte <u>O</u>		<i>Solum</i>	Horizonte <u>O</u>		Solo orgânico	
	Horizonte <u>A</u>			Horizonte <u>A</u>			
	Horizonte <u>B</u>			Horizonte B	Horizonte <u>B</u>		Horizonte laterítico
	Cascalho laterítico	Horizontes Ferruginosos	Cascalho laterítico		Horizonte <u>B</u> com caráter petroplíntico		???
	Coureira ferruginosa		Coureira ferruginosa		Horizonte <u>B</u> litoplíntico ou similar a litoplíntico		
	Carapaça		Carapaça		Horizontes <u>C</u> plíntico ou similar a plíntico, ou glei com mosqueamentos ou similar a glei com mosqueamentos		
	Zona Mosqueada	Saprólito	Zona Mosqueada	Horizonte C	Horizonte <u>C</u> glei sem mosqueamentos ou similar a glei sem mosqueamentos		Solo saprolítico
Saprólito fino ou argiloso	Saprólito fino ou argiloso		Horizonte <u>C</u>		Saprólito		
Saprólito ou saprólito grosso	Saprólito grosso ou arenoso		Horizonte <u>R</u>	Rocha muito alterada		Rocha muito alterada	
Rocha muito alterada	<i>Saprock</i>	Rocha alterada		Rocha alterada			
Protólito		Rocha sã	Rocha-mãe	Rocha sã		Rocha sã	



Este pH resultante da degradação da matéria orgânica é um parâmetro de fundamental importância para a alteração, pelo fato de controlar de forma específica o comportamento dos principais elementos constituintes dos minerais formadores das rochas (alumínio, silício, ferro, alcalinos e alcalino-terrosos). Assim, nestas condições de pH, o alumínio e o ferro são praticamente insolúveis, acumulando-se na forma de óxidos e hidróxidos. Os elementos alcalinos e alcalino-terrosos são, na maioria das vezes, totalmente lixiviados, enquanto que a sílica também é mobilizada, porém com velocidade mais baixa do que os alcalinos. A mobilização do Fe, Al e Si em função do pH das soluções de alteração são facilmente observadas na Figura 2.6.

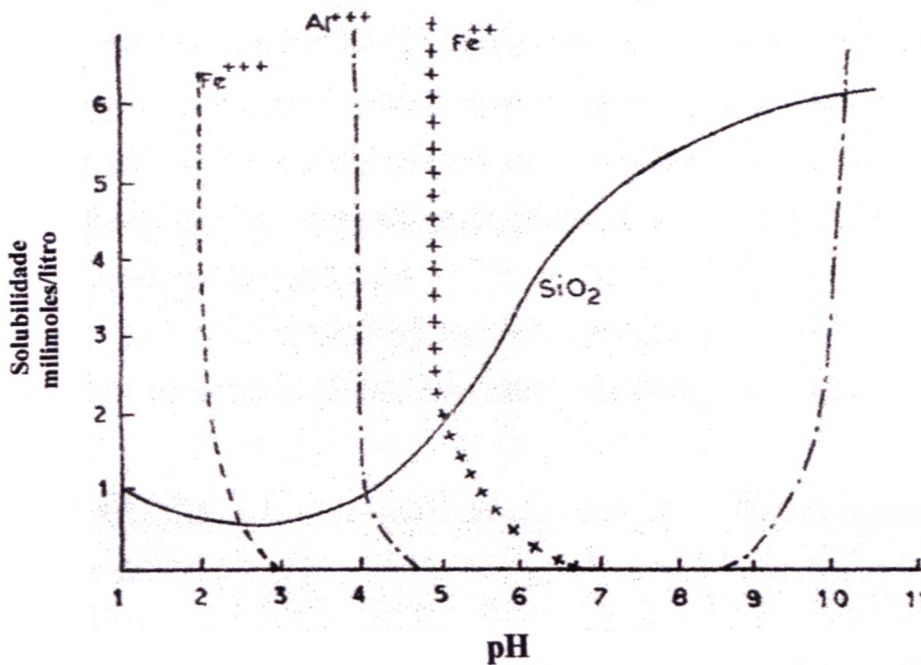
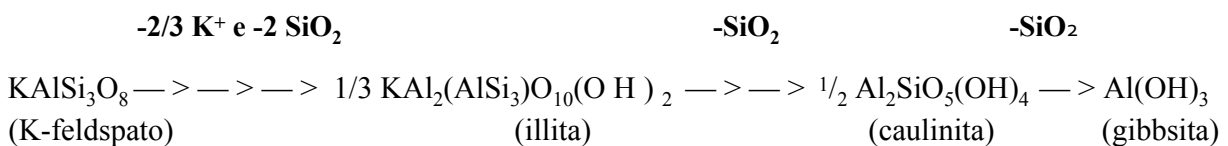


Figura 2.6 - Mobilização de Fe, Al e Si vs pH das soluções de alteração (Krauskopf, 1967).

Um exemplo da reação hidrolítica é a que ocorre com os feldspatos potássicos que, com a crescente agressividade de soluções percolantes, pode gerar illita, caulinita e finalmente gibbssita como produtos secundários:



Porém, como se sabe, a hidrólise pode ser mais ou menos completa, de acordo com as condições termodinâmicas reinantes, e, com isso, o grau de eliminação dos elementos químicos, caracteriza os diferentes tipos de hidrólise:

- Hidrólise total - ocorre quando toda a sílica e bases são eliminadas, enquanto o $\text{Al}(\text{OH})_3$, ao contrário, acumula-se *in situ* e se individualiza em forma de hidróxidos de alumínio do tipo gibbsita. A formação da gibbsita corresponde a um processo de alteração bem definido, denominado Alitização por Harrassowitz (1926).
- Hidrólise parcial - ocorre onde uma parte da sílica liberada do mineral primário reage com o alumínio para formar “sais básicos” insolúveis que são hidroxissilicatos aluminosos (argilas). É o processo denominado Sialitização, onde a dessilicatação do meio é incompleta, porém a eliminação dos cátions básicos pode ser mais ou menos elevada. Quando é importante (quase-total), individualiza-se argilo-mineral com estrutura 1:1 do tipo caulimta, e este é conhecido como Monossialitização (Pedro, 1966). No entanto, se a eliminação de cátions básicos é parcial, ocorre a gênese de argilo-minerais com estrutura 2:1 do tipo esmectita, cuja carga das camadas é compensada pela presença de íons em posições interfoliares. Neste caso, tem-se a Bissialitização (Pedro, 1966). As características da reação hidrolítica são resumidas na Tabela 2.8.

Tabela 2.8 - Características geoquímicas e cristalóquímicas da alteração hidrolítica (Melfi, 1994).

GRAU DA HIDRÓLISE	Hidrólise total	Hidrólise parcial	
<i>Geoquímica da dessilicatação</i>	Dessilicatação total	Dessilicatação parcial	
<i>Mineralogia</i>	Gibbsita	Tipo 1:1 (caulinita)	Tipo 2:1 (esmectita)
<i>Processo de alteração</i>	Alitização	Monossialitização	Bissialitização
<i>Geoquímica da desalcalinização</i>	Desalcalinização total		Desalcalinização parcial

2.4.1.2 - Queluviação

Segundo Carvalho (1995), a queluviação é o processo em que os elementos metálicos, de maneira especial o alumínio e o ferro-férrico (Fe^{3+}), são móveis em relação a sílica que, neste tipo de intemperismo, tende a se concentrar no perfil de alteração. A saída do perfil de

alteração de elementos metálicos dá-se principalmente sob a forma de quelatos (complexos orgânicos). Tem-se categorizados dois mecanismos de queluviação que são conhecidos como queluviação total e queluviação parcial.

- **Queluviação total** - ocorre com a total saída de bases e do alumínio, este último complexado. A alteração requer condições de acidez relativamente alta, na qual a atividade de H^+ na solução reagente e percolante tende ser maior que a concentração molar do Al^{3+} a ser liberado. O material residual será um produto silicoso.
- **Queluviação parcial** - além da permanência da sílica, existe uma retenção parcial do alumínio e mesmo de algumas bases, tais como o K e o Mg. A solução meteórica percolante não é tão ácida como no caso precedente, de forma que a concentração molar do Al^{3+} liberado pode ser igual ou maior a atividade do H^+ dessa solução. Como há uma retenção parcial de Al, temos, pela sua redistribuição no perfil, a formação de argilo-minerais 2:1 ou do grupo das esmectitas e o processo chama-se Aluminossilificação.

Em ambas as situações (queluviação total e queluviação parcial), o suprimento de H^+ à solução meteórica pode ser feita das seguintes maneiras:

- Dissociação de ácidos inorgânicos, tais como sulfúrico formado pela oxidação de sulfetos, e ácidos nítrico e nitroso gerados durante as tempestades, pela ação de descargas elétricas que combinam o nitrogênio com o oxigênio e o vapor d'água da atmosfera.
- Pela dissociação de ácidos orgânicos resultantes da atividade biológica e/ou resultantes da decomposição de matéria orgânica.

2.4.1.3 - Distinções entre os Solos Podzólico e Laterítico

Neste momento deve ser feita a distinção entre os processos de laterização e podzolização.

A podzolização é o processo pedogenético conseqüente do desenvolvimento de um estado ácido na superfície, provocado pela atividade da matéria orgânica - acidólise para Pedro (1978) - que permite a lixiviação das bases, principalmente como cátions dissolvidos na solução meteórica; do alumínio, predominantemente na forma de Al^{3+} , juntamente com o ferro ferroso e férrico na forma de complexos orgânicos; enquanto o silício, na forma de H_4SiO_4 , fica retido (precipitado) como $SiO_2 \cdot n H_2O$ (sílica amorfa hidratada). Este processo

está normalmente associado às reações químicas de queluviação total e parcial (Carvalho, 1995). Este processo de podzolização é típico de climas temperados, como pode ser exemplificado pela grande importância dos podzóis, mas também ocorre nas regiões intertropicais.

A lateritização é o processo pedogenético conseqüente do desenvolvimento de um pH superficial compreendido na faixa intermediária de $\sim 4,5$ e $7,0$, permitindo intensa lixiviação do silício na forma de Si(OH)_4 e das bases na forma de cátions dissolvidos, enquanto ocorre a precipitação do alumínio e ferro férrico na forma de M(OH)_3 , i.e, o enriquecimento relativo de Al e Fe nestes horizontes do solo sob a forma de óxidos. O ferro ferroso, tanto na forma do Fe^{2+} ou de Fe(OH)_2 , é eliminado para condições de $\text{pH} < 5,5$ sendo que sua permanência, sob a forma de Fe(OH)_2 precipitado, ocorrerá em condições ambientais não oxidantes e de pH mais elevado (Carvalho, 1995).

Deve-se ressaltar que o processo de podzolização, do ponto de vista geoquímico, não deve ser confundido com o de formação de solos com B textural da classificação brasileira, como é o caso das classes Solos Podzólicos e Podzóis (Camargo *et al.*, 1987), atualmente designados de Argissolos (EMBRAPA, 1999). O que caracteriza o horizonte B textural é a presença de argilas orientadas paralelamente à superfície de agregados. Esses agregados apresentam estrutura em blocos, de diversos tamanhos, em contraposição aos agregados granulares e pequenos, típicos do horizonte B latossólico (Martins, 2000).

Segundo a literatura, o horizonte B textural pode ser formado por acumulação de argilas ou por adensamento. A acumulação é interpretada como sendo absoluta ou relativa, por meio de um processo de iluviação de argilas (argiluviação) para o horizonte B, ou de decomposição preferencial das argilas do horizonte A. Uma outra possibilidade de formação de B textural é defendida por Moniz (1996), que considera a sua formação por adensamento de horizonte B latossólico, induzido por ciclos sazonais de umedecimento e ressecamento, independente de processos de argiluviação.

Tais processos de acumulação de argilas ou adensamento de horizontes, em ambientes intertropicais, podem estar relacionados aos processos geoquímicos de podzolização e/ou de lateritização, como descrito acima e extensivamente discutido por Leprun (1979).

2.4.2 - Aspectos Mineralógicos

2.4.2.1 - Estabilidade Geoquímica dos Silicatos

A laterização, do ponto de vista mineralógico, é o ajuste da assembléia mineral de uma dada rocha-mãe às condições da superfície da Terra sob clima tropical (Bárdossy & Aleva, 1990). Nessas condições, a estabilidade dos minerais é diferenciada.

Nos silicatos, que perfazem 77,5% dos minerais da crosta terrestre, é conhecida a coordenação quatro do silício: este íon encontra-se rodeado por quatro oxigênios; em virtude da intensidade da ligação e da sua orientação, os oxigênios situam-se nos vértices de um tetraedro contendo no seu centro o íon silício. Daí a designação de tetraedro de silício.

A estrutura dos vários grupos de silicatos pode basear-se no modo como os vários tetraedros de silício da estrutura se encontram ligados. Podem, assim, considerar-se os seguintes grupos principais (Mason, 1952):

- **Nesosilicatos** - Os tetraedros apresentam-se como unidades independentes não havendo oxigênios compartilhados entre os vários tetraedros. Estes mantêm-se ligados entre si por cátions vários. Exemplo: olivina, granada, grupo do epidoto etc.
- **Sorosilicatos** - Os tetraedros compartilham um oxigênio com os tetraedros vizinhos, ou dois oxigênios, originando estruturas em anel. Exemplo, turmalina e berilo.
- **Inossilicatos** - Os tetraedros ligam-se entre si formando estruturas em cadeia: compartilhando dois oxigênios (cadeia simples) ou alternadamente dois ou três oxigênios (cadeias duplas). As cadeias mantêm-se ligadas entre si por elementos metálicos. Exemplo: piroxênios e anfibólios.
- **Filossilicatos** - São compartilhados três oxigênios coplanares de cada tetraedro, originando-se, assim, estrutura em folhas, mantendo-se estas ligadas entre si por outros íons da estrutura. Exemplo: grupo das micas, minerais de argila etc.
- **Tectossilicatos** - Todos os oxigênios são compartilhados. Exemplo: grupo do quartzo, grupo dos feldspatos, grupo dos feldspatóides etc.

Estes diferentes arranjos estruturais, a forma como são ligados às unidades estruturais, a natureza da ligação, a presença de determinados íons na estrutura são fatores que condicionam o comportamento dos vários minerais.

Segundo Barshad (1955), as ligações mais fracas em algumas das importantes estruturas são como se seguem:

- Em estruturas como tetraedros de sílica independentes ou com apenas um pequeno número de tetraedros ligados, a ligação mais fraca une os tetraedros, e quanto maiores os números de coordenação e menores a carga do cátion, mais fraca a ligação.
- Em metassilicatos contendo cadeias simples ou duplas de tetraedros ligados (piroxênios e anfibólios), mais fracas serão as ligações que prendem os tetraedros unidos.
- Em estruturas com cadeias bidimensionais de tetraedros (estrutura em folhas como nas micas) a ligação mais fraca une as bases dos tetraedros, como o K^+ na mica.
- Nas estruturas com cadeias tridimensionais de tetraedros, a ligação mais fraca une os cátions e equilibra a carga dos tetraedros de alumina, como o K^+ , Na^+ ou Ca^{2+} no feldspato. Assim, a alteração dos aluminossilicatos deve produzir-se em função da intensidade das ligações na estrutura. Por exemplo, nos feldspatos o K^+ , Na^+ e Ca^{2+} deverão ser removidos da estrutura em primeiro lugar, seguindo-se o alumínio e por último o Si^{4+} ; na estrutura das micas o potássio será removido em primeiro lugar, em seguida o alumínio em coordenação tetraédrica e por fim a estrutura será decomposta em unidades constituídas fundamentalmente por tetraedros de sílica e octaedros de Al^{3+} ou Mg^{2+} .

Além da natureza da ligação e sua intensidade, deve-se considerar ainda outros fatores determinantes da estabilidade dos minerais. Barshad (1955) mostra outros destes fatores:

- A presença do ferro ferroso (Fe^{2+}). A sua oxidação provoca a variação do raio iônico, diminuindo a estabilidade da estrutura. São exemplos deste fato o que se passa com os minerais ferromagnesianos; é também notável a diferença de estabilidade da biotita e da muscovita: a presença de ferro no primeiro produz condições totalmente diferentes de alteração quando comparadas ao segundo mineral.

- Quanto maior for o número de tetraedros de alumínio em relação ao de tetraedros de sílica, mais “básico” será o mineral e menor será a sua estabilidade. Esta relação aumenta no sentido feldspato potássico > plagioclásio sódico > plagioclásio cálcico > nefelina.
- Quanto menor for o volume ocupado pelos oxigênios que rodeiam um dado cátion, tanto mais estável será o mineral. São exemplos deste aspecto o que se passa com ligações do grupo dos feldspatos e do grupo da olivina. O microclínio é mais resistente do que o ortoclásio, já que no primeiro mineral (triclínico), o volume ocupado pelos oxigênios é menor do que no ortoclásio (monoclínico). Outro exemplo é a diferente resistência à alteração entre a olivina e o zircão. Na olivina, um dos minerais menos resistentes, o volume do paralelepípedo fundamental é de 291 Å³, enquanto no zircão, um dos minerais mais resistentes, aquele volume é apenas de 231 Å³. A muscovita e a biotita fornecem um outro exemplo: têm o mesmo tipo de estrutura, mas na muscovita o volume do paralelepípedo fundamental é de 459 Å³, na biotita é igual a 489 Å³. Deste modo, o maior volume da biotita, aliado ainda à presença de Fe²⁺, determina uma estabilidade relativa menor.
- A possibilidade de determinadas posições na estrutura não se encontrarem ocupadas. Este fato leva a uma redução das forças eletrostáticas e à possibilidade de entrada de certos íons na malha cristalina.
- As dimensões das partículas. Sendo a alteração fundamentalmente um fenômeno de superfície, natural será que esta domine em grande parte a estabilidade do mineral. Quanto maior a dimensão das partículas, menor será a alteração.
- Por último, a natureza dos minerais associados, pela sua influência na composição do meio no qual se efetua a alteração.

A ordenação dos silicatos mais representativos, de acordo com a sua estabilidade, é posta em evidência nas séries de Goldich (1938), resultante de estudos de perfis de intemperismo de granitóides e rochas gabróicas. As diferentes condições de estabilidade, como se pode verificar por este esquema (Figura 2.7), mostram bem a sua dependência, em relação à natureza da estrutura e composição mineralógica.

Olivina	Ca-plagioclásio	Estabilidade crescente durante o intemperismo
Augita	Ca-Na plagioclásio	
Homblenda	Na Ca plagioclásio	
Biotita	Na plagioclásio	
	K-feldspato	
	Muscovita	
	Quartzo	

Figura 2.7 - Seqüência de susceptibilidade ao intemperismo de minerais (Goldich, 1938).

Comparando estas séries de Goldich com as séries de reações de Bowen, um fato é aparente: aqueles minerais que primeiro se diferenciam do magma são os menos estáveis quando expostos à superfície da crosta. Tal fato compreende-se não só pelas razões já indicadas, como ainda pela diferença de pressão de temperatura no momento da sua formação e depois, mais tarde, quando expostos na superfície.

A análise destes estudos apresentados, e considerando em especial as diferentes estabilidades dos vários minerais, podem ser enunciadas algumas conclusões de interesse prático (Macedo & Lemos, 1961):

- Menor estabilidade da grande maioria dos minerais ferromagnesianos.
- Maior estabilidade dos feldspatos potássicos em relação aos cálcico-sódicos.
- As diferentes condições, em relação à estabilidade, dos plagioclásios sódico e cálcico.
- Notável diferença entre as duas micas: a muscovita e a biotita. A biotita, mica ferromagnesianiana, é muito menos estável.
- Em relação aos minerais máficos, o decréscimo de estabilidade com o aumento do teor em magnésio.
- Substituição na estrutura do silício pelo alumínio leva a um decréscimo de resistência à meteorização.
- Aumento de estabilidade variando paralelamente com a seqüência de tipos estruturais:
Tetraedros independentes > Cadeias simples > Cadeias duplas > Folhas.

- Natureza da estrutura dos minerais de argila, em folhas, e a sua estabilidade na superfície.
- A solubilidade do quartzo é a mais baixa na lista de Goldich. Tanto os experimentos de laboratório como cálculos termodinâmicos mostram que o quartzo é solúvel somente se a quantidade de sílica dissolvida na água for inferior a 6 ppm (Millot, 1964). Em áreas com alta precipitação pluviométrica e boa drenagem, esta condição é satisfeita e a dissolução do quartzo é eficiente, como é observado em diversos perfis lateríticos; mas o processo cessa imediatamente, assim que a percolação da água diminui.

2.4.2.2 - Mecanismos de Alteração dos Minerais

Os mecanismos de alteração são amplamente discutidos no item 2.4.1, referente aos aspectos químicos envolvidos na gênese dos solos, uma vez que, em regiões tropicais, os minerais dos solos são resultantes da dinâmica química do alumínio, do ferro e da sílica dentro do processo de laterização.

Em complemento, sob o ponto de vista mineralógico, deve-se ressaltar o trabalho de Buckman & Brady (1960). Neste estudo são apresentados os tipos fundamentais de alteração das rochas, a natureza e estabilidade dos minerais e as características mais importantes dos produtos obtidos, esquematizados na Figura 2.8.

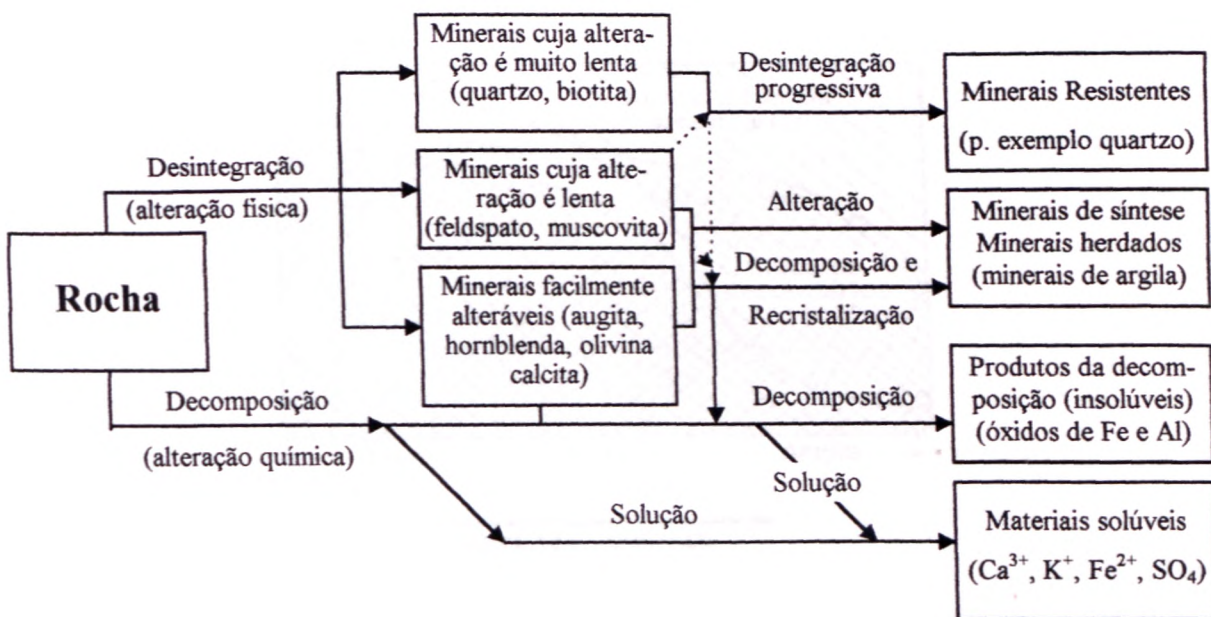


Figura 2.8 - Tipos fundamentais de alteração das rochas (modificado - Buckman & Brady, 1960).

Os efeitos da dominância dos processos de alteração física ou química são também patentes. No entanto, é importante ressaltar a elevada taxa de reação no segundo destes processos. Os produtos obtidos, dos quais se apresentam apenas aspectos gerais, são sem dúvida muito diferentes nas suas características.

Repare-se que o último grupo, que engloba os materiais solúveis, diz respeito a elementos que durante grande parte do seu ciclo podem ocorrer sob a forma iônica.

Os outros, os quais normalmente formam e se mantêm como fases sólidas, têm características físico-químicas completamente diferentes, daí o seu comportamento. A separação destes grupos está de acordo com as características dos elementos apresentados na Figura 2.6, item 2.4.1.1.

Convém afirmar que no segundo e terceiro grupos dos produtos obtidos (minerais de argila e produtos insolúveis) da sua composição, pode apresentar-se grande variedade e, portanto, intensidade diferente na manifestação de certas propriedades fundamentais. Atestam este fato a composição e propriedades dos vários minerais de argila e dos oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio.

Ainda como aplicação do que acaba de ser referido pretende-se, na Figura 2.9, dar uma idéia dos principais componentes minerais das frações granulométricas do solo (Buckman & Brady, 1960). Trata-se de estabelecer aproximadamente a proporção relativa dos produtos dos três primeiros grupos de materiais resultantes da alteração das rochas, referidas na Figura 2.8.

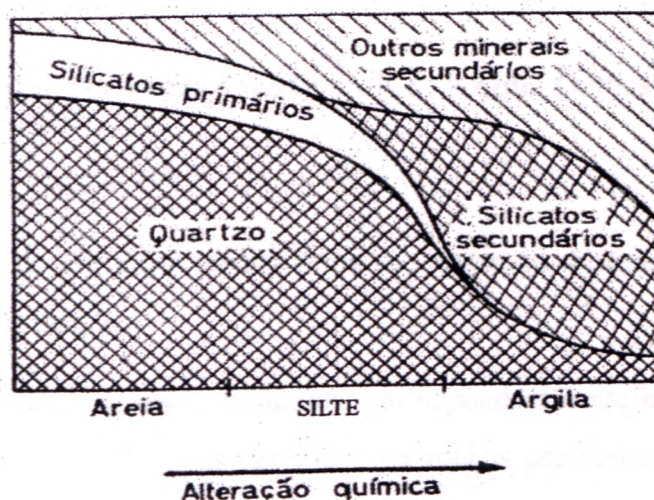


Figura 2.9 - Principais componentes minerais das diferentes frações texturais dos solos (Macedo & Lemos, 1961).

Segundo Macedo & Lemos (1961), pode-se concluir desta figura:

- Os componentes dominantes da fração argilosa serão os silicatos secundários, associados em maior ou menor grau a oxi-hidróxidos de ferro, alumínio, titânio, etc, o quartzo e ainda, muito que raramente, alguns silicatos primários.
- O teor de silicatos secundários atinge um máximo, para depois diminuir. Neste caso, os componentes restantes, principalmente outros minerais secundários, tendem a atingir um máximo.
- Na fração argila, o quartzo, mesmo naqueles casos que correspondem a uma alteração mais intensa, pode ocorrer em certa quantidade. É uma consequência da sua alta estabilidade, resultante do tipo de ligação química na malha cristalina.
- Os silicatos primários, minerais residuais, dominam nitidamente ao longo da seqüência areia > silte > argila.

A presença dos silicatos primários tem interesse não só como índice da intensidade da alteração, mas ainda como reserva mineral naqueles solos em que ocorrem.

- Finalmente, nota-se que a presença na fração argilosa de minerais cristalograficamente diferentes e com composição variada tem desde logo grande importância. Em primeiro lugar, devido à sua influência no comportamento físico-químico do solo, o qual é determinado pelos minerais presentes e sua proporção relativa.

2.4.2.3 - Mecanismos de Formação dos Minerais de Argila, Óxidos e Hidróxidos de Ferro e Alumínio

Millot (1964) descreve três mecanismos que originam os minerais de argila: herança, transformação e neoformação.

- **Herança** - Os minerais de argila herdados, correspondem a argilas detríticas, originadas diretamente da rocha-mãe. Em solos derivados de rochas sedimentares, são de mais usual ocorrência, principalmente as pelíticas. Podem sofrer, por vezes, ligeira alteração durante a pedogênese, a qual pode consistir apenas numa diminuição das suas dimensões pela simples alteração mecânica.

- **Transformação** - este mecanismo consiste na transformação de flossilicatos implicando em uma transformação de fase cristalina em outra, essencialmente sólida. Um exemplo é a formação da illita a partir da biotita (Besoain, 1985).
- **Neoformação** - consiste em um mecanismo onde os minerais de argila formam-se por reações em fase líquida, seja por precipitação ou coprecipitação de geles ou soluções iônicas (Fieldes & Swindale, 1954).

Os trabalhos de Fieldes & Swindale (1954) e Buckman & Brady (1960) foram os que primeiro sintetizaram a formação de minerais nos solos. Os processos são esquematizados em diagramas simples e embora existam alguns aspectos comuns entre eles, os dois são apresentados neste trabalho (Figuras 2.10 e 2.11), pois de certo modo se completam.

No esquema de Fieldes & Swindale (1954) (Figura 2.10) pretende-se relacionar o tipo de silicato com a natureza dos produtos obtidos. Tem particular interesse, uma vez que, correspondendo os vários tipos de silicatos a situações diferentes no que diz respeito, não só à estrutura cristalina, mas ainda a diferentes energias de ligação.

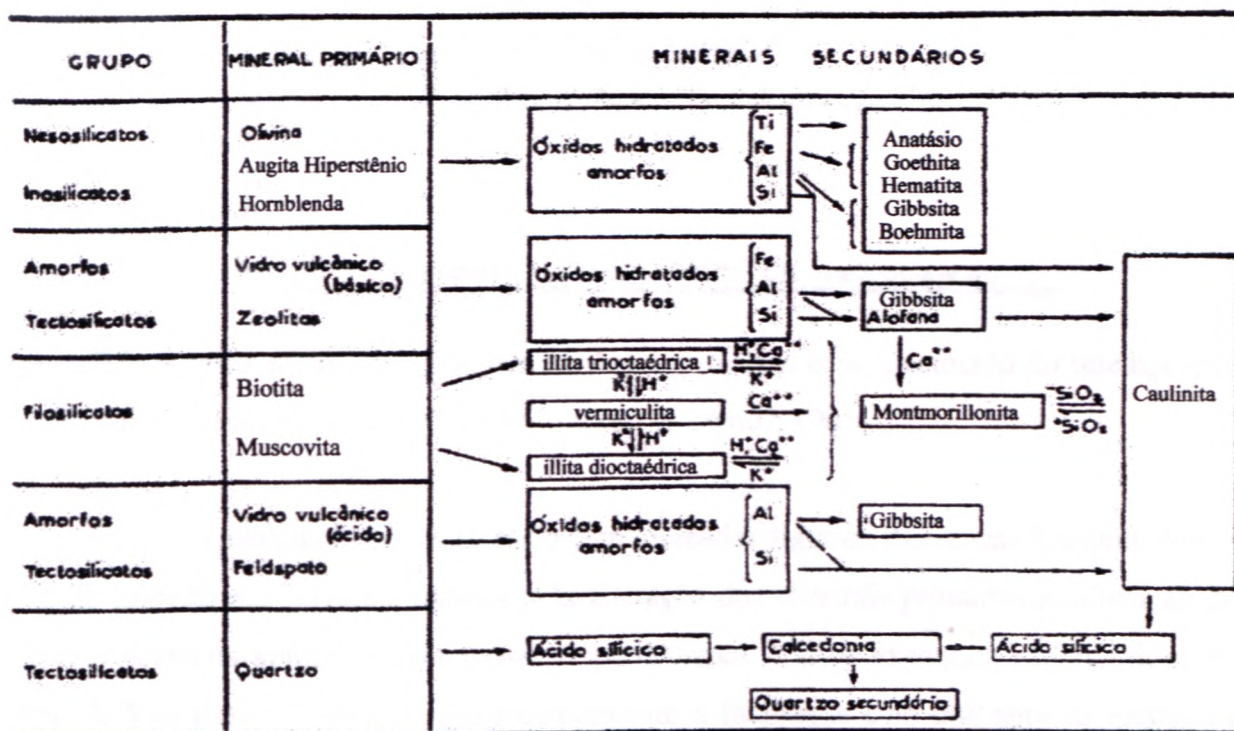


Figura 2.10 - Produtos da alteração dos minerais primários (modificado - Fieldes & Swindale, 1954; Macedo & Lemos, 1961).

O segundo esquema (Figura 2.11), extraído de Buckman & Brady (1960), pretende formular uma correlação entre a composição química dos constituintes das rochas, certas condições da alteração química e os produtos obtidos.

Pela importância dos mecanismos propostos nos dois casos, far-se-á para cada um deles um breve comentário.

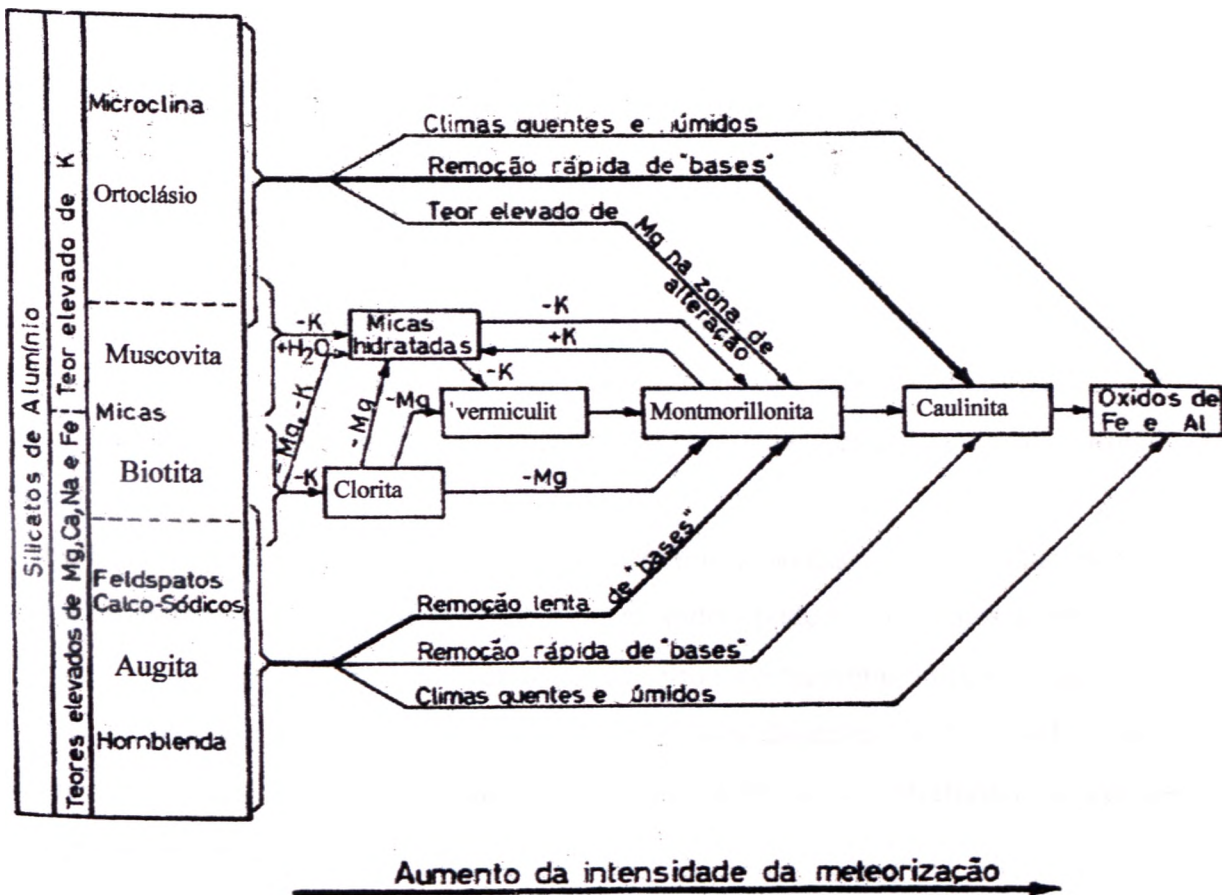


Figura 2.11 - Produtos da alteração dos minerais primários com o aumento do intemperismo (modificado - Buckman & Brady, 1960; Macedo & Lemos, 1961)

Pelo esquema da Figura 2.10 estão bem marcadas algumas diferenças fundamentais no que diz respeito aos produtos obtidos pela alteração dos minerais primários. A alteração dos vidros vulcânicos apresenta características particulares. Vários exemplos são referidos por Mohr & Van Baren (1954), os quais demonstram a facilidade com que aquelas rochas são alteradas e a correlação entre a natureza da rocha e os produtos resultantes. Sem dúvida, o teor de sílica e de elementos alcalinos e alcalino-terrosos condicionam em grande parte a natureza dos produtos.

Por outro lado, é importante definir que, exceto no caso dos filossilicatos e do quartzo, os produtos imediatos da alteração podem ser oxi-hidróxidos de ferro, alumínio e titânio. Os estágios subsequentes dependem fundamentalmente do teor de sílica presente.

Estes, por sua vez, são determinados pela natureza da rocha, ambiente físico-químico e condições de lixiviação e drenagem. Como conseqüência, o produto final será um óxido ou um hidróxido dos elementos já referidos ou um silicato.

A alteração dos filossilicatos, tal como é esquematizada na Figura 2.10, apresenta aspectos diferentes. Assim, a partir deles podem ser obtidos materiais herdados ou resultantes de alterações na composição química das unidades estruturais do mineral primário, sem modificações importantes na malha cristalina.

Alguns pontos têm especial interesse segundo esquema de Buckman & Brady (1960):

- O domínio dos oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio nos produtos da alteração química, a partir de materiais quimicamente diferentes, sempre que certas condições climáticas se mantenham.

De fato, tanto aqueles materiais nos quais domina o potássio, como naqueles em que os teores de magnésio, cálcio e ferro sejam mais elevados, podem, em climas quentes e úmidos, originar os mesmos produtos: oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio. Porém, há de ter presente o fato de que, embora assim se verifique, os teores daqueles oxi-hidróxidos podem ser diferentes nos dois casos: quando derivados de rocha básica ou ultrabásica, o teor de ferro será mais elevado (Macedo, 1954).

Deste modo, enquanto as condições climáticas são o fator determinante da taxa de um certo mecanismo (alteração química), a natureza da rocha condiciona em grande escala o teor de um dado elemento obtido. Realmente tudo se passa como se as condições climáticas influenciassem de forma decisiva a taxa da reação, mas o equilíbrio final é também determinado pela natureza da rocha (Macedo & Lemos, 1961).

- Os minerais caulínicos podem ser produzidos a partir de materiais de diferente natureza, como já foi referido.

- Deve-se notar a importância da presença de magnésio e ferro na gênese de alguns minerais de argila.

Repare-se que num caso se tem como ponto de partida minerais primários pobres em magnésio. Para que este elemento esteja presente quando da formação do mineral de argila,

será necessária a sua acumulação. Para tanto terá a drenagem de ser deficiente ou a lixiviação pouco intensa.

Quando derivados de rochas com teores elevados de ferro e magnésio, a situação é completamente diferente, pelo menos nas condições iniciais de alteração, e só uma modificação intensa poderá transformar os minerais assim produzidos noutros de diferente composição.

- Deve-se também considerar, segundo Buckman & Brady (1960), o que se passa com as micas e minerais afins. Os elementos potássio e magnésio determinam em grande escala a presença de certos minerais, como as micas, micas hidratadas, clorita e vermiculita.

Vários estudos foram realizados sobre a formação de minerais em solos após Fieldes & Swindale (1954) e Buckman & Brady (1960), no intuito de complementá-los e resolver as ambigüidades encontradas. Muitos deles são específicos para condições desenvolvidas em perfis lateríticos.

As transformações de argilo-minerais sob laterização têm sido objeto de inúmeras discussões. Em particular, a baixa solubilidade de caulinita é um dos maiores problemas (Reesman & Keller, 1968). Os cálculos termodinâmicos realizados por Fritz & Tardy (1976) mostraram que a transformação de caulinita para gibbsita depende da concentração da sílica dissolvida na água, do pH e da temperatura, além da cristalinidade da caulinita. Os cálculos provam que uma transformação total de caulinita para gibbsita pode ser alcançada sob boas condições de drenagem em temperaturas e condições superficiais. Boulangé (1984) mostrou que a transformação de caulinita para gibbsita pode ser direta em situações extremas de elevada taxa de percolação e renovação constante de soluções aquosas. A diminuição da taxa de percolação e de renovação de soluções, nas situações mais usuais, aumenta a estabilidade de caulinita.

Na base do perfil de intemperismo são formados clorita, nontronita, montmorillonita, hidromica e argilo-minerais interestratificados, se a lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos não é muito rápida. Esses minerais não são estáveis em condições de lixiviação contínua, perdendo suas bases e transformando-se em caulinita e em haloisita e metahaloisita (Millot, 1964).

Os silicatos ferromagnesianos têm uma estabilidade relativamente baixa, decompondo-se facilmente na frente de intemperismo laterítico. O Fe desses minerais é

liberado na forma férrica, gerando compostos de coordenação hidratados com Al, que se cristalizam progressivamente como goethita aluminosa (Butty & Chapallaz, 1984). As bases tendem a ficar em solução e são retiradas do perfil pela renovação das soluções.

Os minerais vermiculita e clorita intercalados com hidróxidos de Al, designados de HIV e Al-clorita, respectivamente, podem ocorrer na cobertura pedológica de solos lateríticos (Karathanasis *et al.*, 1988; Gaviria, 1993). A saturação em hidróxidos de Al nas intercamadas desses minerais pode ocorrer em diversas proporções. Apesar da diagnose relativamente simples, a gênese e estabilidade desses minerais no ambiente laterítico é bastante discutida (Karathanasis *et al.*, 1988; Bamishel & Betsch, 1989).

HIV e Al-clorita podem ser gerados por degradação de illita e clorita presentes no material de origem, em condições ácidas, com elevada atividade do Al, baixa atividade do Si, ciclos de umedecimento e ressecamento e boa drenagem (Besoin, 1985; Karathanasis *et al.*, 1988). Essas condições provocam a substituição extensiva das intercamadas enriquecidas em elementos alcalinos e alcalino-terrosos por hidróxidos de Al. As características químicas desses minerais tomam-se próximas das da caulinita quanto maior for a intercalação com hidróxidos de Al.

A partir de amostras de HIV sintéticos, Karathanasis *et al.* (1988) mostraram que o campo de estabilidade desse mineral depende do grau de aluminização das intercamadas. As principais conclusões desses autores foram que HIV com alto grau de aluminização equilibra-se com o par gibbsita-caulinita, enquanto que HIV com baixo grau de aluminização equilibra-se somente com caulinita.

Os experimentos realizados por estes autores indicaram que a estabilidade de HIV é maior que a da caulinita nas condições supracitadas. Entretanto, Bamishel & Betsch (1989) consideram subestimados os cálculos de energia de formação de diversas composições de HIV, em condições de síntese em laboratório.

Boulangé (1984) indicou, a partir de seus experimentos de laboratório, que a solubilidade da goethita e da hematita cresce com o aumento da acidez. A goethita é sempre um pouco mais solúvel que a hematita. Por outro lado, dados de Macedo & Bryant (1987) mostraram que a hematita é mais solúvel do que a goethita em condições redutoras *in vitro*, que simulam solos saturados em água.

A solubilidade do Fe^{3+} é aumentada consideravelmente pela complexação por compostos orgânicos e se houver redução para Fe^{2+} . O Fe^{2+} solubilizado reprecipita-se sob o efeito de oxidação inorgânica ou orgânica. O precipitado de ferro recristaliza-se como

goethita em condições úmidas, enquanto ressecamentos sazonais promovem a formação de hematita. Valeton (1972) mostrou que a transformação de goethita para hematita é acelerada em temperaturas mais elevadas, o que pode ser esperado durante o ressecamento.

Schwertmann (1964) e Chuckhrov (1981) sugeriram que a transformação de fase da goethita para hematita é controlada por atividade bacteriana. Inicialmente é formado um mineral instável, ferrihidrita ($2,5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$) que tende a recrystalizar para hematita. Na opinião de Chuckhrov (1981), a hematita não se forma diretamente da laterização de silicatos ferromagnesianos.

Balkay & Bárdossy (1967) detectaram maghemita nos horizontes inferiores de vários perfis lateríticos na Guiné. Segundo esses autores, as condições de pH que estabilizam maghemita devem ser fracamente alcalinas. Em direção ao topo do perfil, a maghemita é gradualmente substituída por hematita. A maghemita é um mineral metaestável e tende a se transformar em hematita.

A maghemita também foi observada em solos, nos horizontes superficiais, por vários autores, mesmo em condições físico-químicas não propícias à sua formação (Fitzpatrick, 1983). Schwertmann & Fechter (1984) demonstraram, em experimentos de laboratório, que misturas de goethita e matéria orgânica sob ação do fogo cristaliza hematita e maghemita. Esses autores afirmam que a grande frequência do fogo em savanas pode gerar maghemita na superfície do solo.

O Ti das rochas-mães geralmente cristaliza-se na forma de anatásio durante a laterização (Bárdossy & Aleva, 1990). Sherman (1952) observou concreções ricas em anatásio em laterito derivado de basalto no Havaí. Conforme esse autor, tal mobilização de Ti é excepcional, visto a sua conhecida imobilidade, e deve-se possivelmente à ação de ácidos húmicos.

2.4.2.4 - Principais Minerais Constituintes dos Solos Lateríticos

A matéria mineral sólida do solo é constituída, como já foi descrito, por minerais primários e por minerais resultantes da alteração destes, designados minerais secundários.

Os minerais secundários de ocorrência mais freqüente são minerais de argila (silicatos de alumínio no estado cristalino), silicatos não cristalinos, óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio (e em certos solos também de manganês e de titânio). A descrição deste item baseia-se em Botelho da Costa (1973).

goethita em condições úmidas, enquanto ressecamentos sazonais promovem a formação de hematita. Valetton (1972) mostrou que a transformação de goethita para hematita é acelerada em temperaturas mais elevadas, o que pode ser esperado durante o ressecamento.

Schwertmann (1964) e Chuckhrov (1981) sugeriram que a transformação de fase da goethita para hematita é controlada por atividade bacteriana. Inicialmente é formado um mineral instável, ferrihidrita ($2,5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$) que tende a recristalizar para hematita. Na opinião de Chuckhrov (1981), a hematita não se forma diretamente da laterização de silicatos ferromagnesianos.

Balkay & Bárdossy (1967) detectaram maghemita nos horizontes inferiores de vários perfis lateríticos na Guiné. Segundo esses autores, as condições de pH que estabilizam maghemita devem ser fracamente alcalinas. Em direção ao topo do perfil, a maghemita é gradualmente substituída por hematita. A maghemita é um mineral metaestável e tende a se transformar em hematita.

A maghemita também foi observada em solos, nos horizontes superficiais, por vários autores, mesmo em condições físico-químicas não propícias à sua formação (Fitzpatrick, 1983). Schwertmann & Fechter (1984) demonstraram, em experimentos de laboratório, que misturas de goethita e matéria orgânica sob ação do fogo cristaliza hematita e maghemita. Esses autores afirmam que a grande frequência do fogo em savanas pode gerar maghemita na superfície do solo.

O Ti das rochas-mães geralmente cristaliza-se na forma de anatásio durante a laterização (Bárdossy & Aleva, 1990). Sherman (1952) observou concreções ricas em anatásio em laterito derivado de basalto no Havaí. Conforme esse autor, tal mobilização de Ti é excepcional, visto a sua conhecida imobilidade, e deve-se possivelmente à ação de ácidos húmicos.

2.4.2.4 - Principais Minerais Constituintes dos Solos Lateríticos

A matéria mineral sólida do solo é constituída, como já foi descrito, por minerais primários e por minerais resultantes da alteração destes, designados minerais secundários.

Os minerais secundários de ocorrência mais freqüente são minerais de argila (silicatos de alumínio no estado cristalino), silicatos não cristalinos, óxidos e hidróxidos de ferro e de alumínio (e em certos solos também de manganês e de titânio). A descrição deste item baseia-se em Botelho da Costa (1973).

Minerais primários

Os diversos minerais que constituem a crosta terrestre apresentam diferente resistência à alteração, uns decompondo-se rapidamente logo nos primeiros estágios da meteorização e outros persistindo mesmo após meteorização bastante intensa. No segundo caso, típico dos processos intempéricos das regiões tropicais de clima úmido, estão o quartzo (SiO_2), o rutilo/anatásio (TiO_2) e o zircão ($\text{Zr(SiO}_4\text{)}$).

Minerais de Argila

Admite-se que os cristais dos minerais de argila são constituídos por lâminas de unidades estruturais, sobrepostas de forma análoga à que se verifica nos cristais de mica, estando os íons constituintes dispostos segundo um reticulado regular.

No reticulado de íons de muitos minerais de argila existem duas unidades (Grim, 1953):

- Unidade Octaédrica - constituída por um íon de alumínio, ferro ou magnésio que ocupa o centro de um octaedro cujos vértices são ocupados por íons O^- ou OH^- (Figura 2.12)

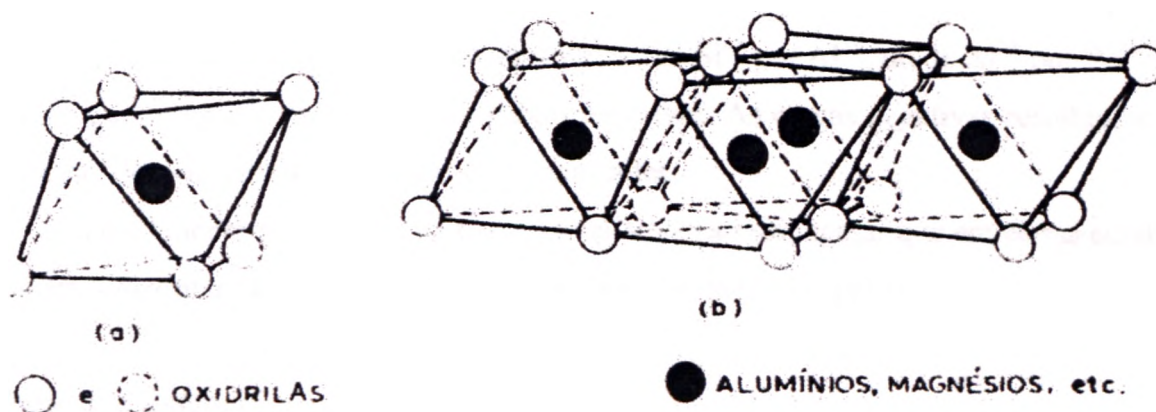


Figura 2.12 - Representação esquemática das unidade e camada octaédrica (Grim, 1953).

- Unidade Tetraédrica - formada por um íon de silício que ocupa o centro de um tetraedro cujos vértices são ocupados por íons O^- (Figura 2.13) ou, em certos casos, OH^- .

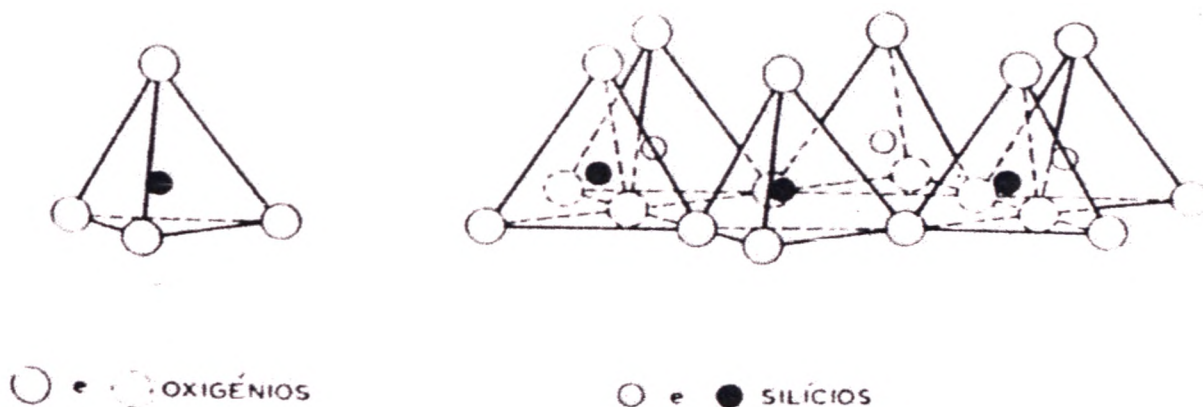


Figura 2.13 - Representação esquemática das unidade e camada tetraédrica (Grim, 1953).

As ligações entre estas unidades em uma camada, e entre as camadas de cada lâmina, são ligações com forte caráter covalente.

Na ligação entre lâminas adjacentes, podem intervir ligações eletrostáticas ou essencialmente apenas forças coesivas de superfície (forças de Van der Waals) que são fracas em comparação com as de atração eletrostática (forças de Coulomb).

Em vários minerais de argila, a estrutura está eletrostaticamente desequilibrada, como resultado, segundo se admite, da substituição de íons durante a formação dos minerais, sem ou com pequena alteração das dimensões das unidades estruturais e denominadas, por isso, substituições isomórficas. É o caso da substituição de Si^{4+} por Al^{3+} , ou de Al^{3+} por Fe^{2+} , Mg^{2+} ou Li^+ , que originam um excesso de cargas negativas. As cargas negativas resultantes deste processo, denominam-se intrínsecas ou permanentes.

Deste modo, os minerais de argila são eletronegativos, apesar que em certas condições, possam apresentar “zonas” de carga positiva (Botelho da Costa, 1973).

Grupo da Caulinita

Este grupo inclui diversos minerais: caulinita, haloisita, dickita, nacrita e outros. De todos eles a caulinita é o que tem maior importância nos solos.

A caulinita é composta por uma única camada tetraédrica de sílica e uma camada octaédrica de alumina combinadas numa unidade estrutural. Uma vez que cada unidade contém uma camada de sílica e uma camada de alumina, diz-se que o mineral é do tipo 1:1.

Os minerais do grupo da caulinita são constituídos por unidades deste tipo, contínuas nas direções *a* e *b* e empilhadas umas sobre as outras na direção *c*, normal às primeiras. O seu espaçamento basal é de 7 Å (70 nm).

A fórmula estrutural da caulinita é $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ ou, escrita sob outra forma, $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

A caulinita não apresenta (ou só em muito pequena escala) substituições isomórficas, pelo que não há praticamente excesso de cargas negativas resultantes deste mecanismo.

Como há justaposição de planos de oxigénios e de oxidrilas de unidades adjacentes, há união relativamente forte entre estas por ligações de hidrogênio. Conseqüentemente a estrutura é fixa e não se verifica entrada de líquido para o espaço entre unidades quando a argila é umedecida. A superfície específica da caulinita está assim apenas dependente de suas faces externas, sendo relativamente pequena. Praticamente os cristais de caulinita não possuem superfície interna.

A caulinita apresenta-se em cristais platiformes de contorno hexagonal, freqüentemente alongados numa direção. A superfície das partículas não tem em geral dimensões inferiores a 0,3 - 0,4 µm e a sua espessura varia de 0,05 a cerca de 2 µm.

Em resultado das suas características estruturais, a caulinita possui carga elétrica e poder de retenção de água fracos, em comparação com os minerais dos outros grupos; praticamente não apresenta expansibilidade; toma-se plástica para teor de umidade relativamente baixo.

Grupo da Montmorillonita

Este grupo, tal como o da caulinita, contém vários minerais; montmorillonita, beidelita, nontronita, saponita, hectorita etc., sendo o primeiro o mais importante embora alguns dos outros possam ocorrer de forma proeminente em certos solos.

A estrutura mais geralmente admitida para a montmorillonita é composta por duas camadas tetraédricas de sílica e uma camada octaédrica de alumina combinadas numa unidade estrutural. Trata-se por isso de um mineral do tipo 2:1.

Os minerais do grupo da montmorillonita são constituídos por unidades deste tipo, contínuas nas direções *a* e *b*, e empilhadas na direção *c*, normal às primeiras.

Duas unidades adjacentes confrontam-se por oxigénios, o que dá ligações muito mais fracas entre as unidades do que no caso da caulinita. Daqui resulta, por um lado, clivagem

muito fácil, e, por outro, a possibilidade de acesso de moléculas de água que se dispõem em várias camadas, outras moléculas polares e íons, entre unidades adjacentes. Deste modo a montmorillonita tem reticulado expansível, variando o espaçamento basal com o grau de solvatação e a espécie de cátions presentes. Existem, no entanto, três valores muito característicos: (a) 17,5 Å (175 nm) quando saturado de glicerol; (b) cerca de 15 Å (150 nm) para o mineral saturado de cálcio e em contato com o ar; (c) 9,4 a 10 Å (94 a 100 nm) para o mineral aquecido a 400°C e mantido com água.

A fórmula estrutural teórica da montmorillonita é $\text{Al}_4 \text{Si}_8 \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ e também pode escrever-se sob a forma $2\text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 8 \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Na formação da montmorillonita e outros minerais do respectivo grupo, há sempre substituições isomórficas. Estas podem não se verificar no que se refere a Si^{4+} (ou verificam-se em extensão muito limitada), mas as posições octaédricas só em parte são ocupadas por Al^{3+} que, em maior ou menor escala, pode estar substituído por Mg^{2+} , Fe^{2+} ou Fe^{3+} , ou outros cátions. A fórmula da montmorillonita natural difere consideravelmente da teórica e o valor da relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, varia usualmente entre 3,0 e 7,0. Além disso, há sempre desequilíbrio elétrico, tendo os cristais excesso de cargas negativas resultantes de substituições isomórficas.

A montmorillonita apresenta-se, em geral, em massas irregulares de partículas extremamente pequenas. Quando se conseguem observar pormenores das partículas individuais, verifica-se que são constituídas por minúsculas lamelas empilhadas. Algumas partículas têm espessura da ordem dos 2 µm. O comprimento e largura são provavelmente da ordem de 10 a 100 vezes a espessura. Em comparação com as partículas de caulinita, as de montmorillonita são bastante menores.

A fácil acessibilidade a moléculas de água (assim como a íons) do espaço compreendido entre unidades estruturais faz com que em adição à superfície externa da partícula existam superfícies internas de apreciável extensão. A montmorillonita é, além disso, caracterizada por carga elétrica, poder de retenção de a água e expansibilidade elevados e tomar-se plástica para um teor de umidade superior ao correspondente à caulinita.

Grupo da Illita

Trata-se de um grupo um tanto mal definido, constituído por vários minerais designados genericamente por illitas. São semelhantes à muscovita, da qual diferem

essencialmente por terem menos potássio e maior teor em água. Por esta semelhança, as illitas são também freqüentemente designadas por minerais micáceos ou micas hidratadas.

A unidade estrutural das illitas é composta por duas camadas tetraédricas de sílica com uma camada octaédrica de alumina central. São também, portanto, minerais do tipo 2:1, e as suas unidades estruturais têm um espaçamento basal de 10 Å (100 nm).

Tal como na montmorillonita, há sempre consideráveis substituições isomórficas. Porém há uma diferença muito importante: nas illitas estas substituições dão-se principalmente nas camadas tetraédricas, em que há sempre substituições de silícios por alumínio, e a deficiência de carga que daí resulta é equilibrada por íons potássio, que fazem parte da malha cristalina e se situam entre camadas tetraédricas de unidades contíguas. Estas substituições não contribuem, portanto, para a carga elétrica de cristal.

As partículas da illita apresentam também excesso de cargas negativas resultantes de substituições isomórficas, mas devem-se apenas a substituições de alumínio nas camadas octaédricas.

Os íons potássio da estrutura parecem atuar como pontes que ligam as unidades umas às outras e, deste modo, ao contrário do que sucede com a montmorillonita, o reticulado das illitas é muito pouco expansível na presença da água e outros líquidos polares.

A fórmula geral das illitas é $K_y (Al_4 \cdot Fe_4 \cdot Mg_4 \cdot Mg_6) (Si_{8-y} \cdot Al_y)O_{20} (OH)_4$, onde y normalmente varia entre 1 e 1,5 (raramente pode ser menor que 1).

Devido às suas características estruturais, as propriedades manifestam-se nas illitas muito menos intensamente do que na montmorillonita e muito mais do que na caulinita.

Os cristais das illitas têm dimensão intermediária entre os de montmorillonita e os de caulinita. A forma prismática dos seus cristais é a mais comum e podem apresentar-se sob a forma de lamelas pequenas e mal definidas, freqüentemente em conjuntos irregulares, e, por vezes, com contorno nitidamente hexagonal. As partículas são de contorno melhor definido do que as de montmorillonita. Muitas lamelas têm diâmetro de 0,1 a 0,3 µm. A espessura dos cristais é muito menor.

Outros Minerais de Argila

As vermiculitas e clontas são muito menos abundantes nos solos tropicais que os minerais anteriores e muitos aspectos menos estudadas

As vermiculitas são minerais 2:1. A estrutura é semelhante à da biotita, estando as unidades adjacentes separadas por duas camadas apenas de moléculas de água. Têm um espaçamento basal de cerca de 14 Å (140 nm).

A estrutura apresenta um excesso de cargas negativas oriundas principalmente a substituições de Si^{4+} por Al^{3+} nas camadas de sílica. Estas cargas são também resultantes dos íons de Mg^{2+} (e por vezes também Ca^{2+}) que se localizam principalmente entre as unidades estruturais, em posição equivalente à dos íons de K^+ que caracterizam a biotita, entrando extensivamente em reações de troca catiônica.

Os cristais das vermiculitas são maiores do que os de montmorillonita. No entanto, as vermiculitas manifestam carga elétrica maior. Também possuem reticulado expansível, mas com menor expansibilidade que o grupo da montmorillonita.

As clontas apresentam uma estrutura geral em que unidades semelhantes às das micas alternam com camadas de brucita - $\text{Mg}(\text{OH})_2$ - , sendo o espaçamento basal cerca de 14 Å (140 nm). Estes minerais consideram-se, pois, com minerais do tipo 2:1:1 ou 2:2.

A estrutura apresenta freqüentes substituições isomórficas nas unidades micáceas e nas camadas de brucita - principalmente substituições de Si^{4+} por Al^{3+} nas camadas de sílica das primeiras, e de Mg^{2+} por Al^{3+} nas camadas de brucita. Assim, as unidades de mica adquirem carga elétrica negativa e as de brucita carga positiva, o que determina ligação eletrostática relativamente forte entre elas. As cloritas têm por isso reticulado em geral não expansível, tal como as illitas, aproximando-se bastante destas nas suas propriedades gerais.

Óxidos e Hidróxidos de Alumínio e Ferro

A forma cristalina de hidróxido de alumínio mais freqüente e abundante no solo é a gibbsita - $\text{Al}(\text{OH})_3$ ou $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Em condições climáticas semi-áridas a áridas, pode ocorrer a boehmita (AlOOH).

A goethita, hematita, lepidocrocita e maghemita, em ordem decrescente, são os oxi-hidróxidos de ferro mais comuns nos solos. A formação dos oxi-hidróxidos de ferro pedogenéticos depende de vários fatores que refletem o ambiente pedogenético no qual eles foram formados (Schwertmann & Taylor, 1989).

A unidade básica estrutural para todos os óxidos de Fe é o octaedro, no qual cada átomo de Fe é rodeado ou por seis O ou também por íons O e OH. Assim, vários óxidos de Fe

diferem principalmente no arranjo do octaedro (Wells, 1975). O O e os íons OH formam camadas empacotadas hexagonalmente, denominadas α -fases, ou empacotadas cubicamente, denominadas γ -fases.

A hematita, $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, é um mineral secundário não-magnético e avermelhado, presente principalmente em solos bem drenados. A hematita no solo é favorecida pela alta razão de liberação de ferro, pela rápida decomposição de matéria orgânica, boa aeração, temperatura do solo quente e pH neutro.

A goethita, $\alpha\text{-FeOOH}$, é um mineral secundário não-magnético marrom-amarelado, presente na maioria dos solos. Nos solos é favorecida pela média a baixa temperatura, ambiente úmido, presença de matéria orgânica, baixa taxa livre de ferro, aeração restrita e pH médio para ácido.

A lepidrocrocita, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, é um mineral alaranjado, secundário não-magnético presente em solos não calcáreos em regime de saturação sazonal.

A maghemita, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, é um mineral secundário magnético, marrom-avermelhado, presente em solos bem drenados das áreas tropicais, ou lugares onde os solos tenham sido aquecidos a temperaturas relativamente altas, tais como onde a vegetação tenha sofrido queimada.

A magnetita é um mineral primário, magnético, preto, herdado de rochas ígneas.

Goethita, hematita, maghemita, lepidrocrocita são pigmentos fortes. Eles justificam a maioria das cores vermelhas e marrons nos solos. A magnetita geralmente ocorre sob partículas do tamanho de areia e silte, assim ela não dá ao solo cor preta. A presença de minerais de óxido de ferro influi na natureza da carga, tanto o tipo quanto a magnitude (Eswaran *et al*, 1983). Com o intemperismo e a formação do solo, argilas alumino-silicatadas, tendo permanente carga de superfície negativa, são progressivamente destruídas e há uma relativa acumulação de oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio resultando em solos com cargas de superfície dependente do pH, i.e., a carga poderá ser negativa ou positiva, dependendo do pH do solo.

Amorfos

Embora pouco freqüentemente, na fração argilosa de certos solos podem também encontrar-se silicatos de alumínio não cristalinos de origem secundária. Dentre estes o mais importante é a alofana.

O termo alofana emprega-se para designar genericamente geles amorfos de composição variável, consistindo essencialmente de sílica, alumina e água, e incluindo pequenas quantidades de ferro, magnésio, cálcio, etc.

Admite-se como mais provável que a alofana seja um silicato de alumínio hidratado, com proporção relativamente elevada de Al, em que tetraedros de sílica e octaedros de alumina estão ligados de maneira desordenada. ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ varia entre 0,5 e 1,3). A alofana desenvolve uma carga elétrica negativa relativamente elevada.

Ocorrem outros tipos de amorfos compostos principalmente por Si, Al e Fe, cujas características ainda são pouco definidas.

2.4.3 - Aspectos Físicos

Na decomposição sob condições tropicais de altas temperatura e precipitação de chuvas, os minerais de argila tendem a decompor-se em várias formas de oxi-hidróxidos de ferro e alumínio de acordo com a natureza das condições de intemperismo. O teor de óxido de ferro livre e o estado dos complexos alumino-ferruginosos (grau de desidratação e/ou endurecimento), bem como a estrutura granular típica de alguns solos lateríticos, são responsáveis pelas diferenças no comportamento de engenharia destes em relação às expectativas da mecânica dos solos convencional para solos de zona temperada (Gidigas, 1976).

2.4.3.1 - Estrutura e Características Secundárias

A estrutura e ligação inter-partículas são geralmente aceitas como os mais importantes parâmetros dos solos lateríticos (de Brito Galvão, 1993). Esta estrutura é resultante dos processos químicos sofridos durante o intemperismo, que normalmente mostram uma estrutura granular, onde as partículas de solo, principalmente a argila, formam agregados de vários tamanhos, envolvendo uma grande variação de tamanhos de poros, sendo na maioria

maiores do que seria normalmente associado com a distribuição granulométrica do solo (*The Quarterly Journal of Engineering Geology Report*, 1990).

Para os estudiosos da área de geotecnia, ou para pelo menos a maioria deles, a formação desta estrutura agregada e porosa deve-se à forte presença dos oxi-hidróxidos de ferro, que quimicamente são responsáveis pela floculação das partículas e suas ligações inter-partículas na forma de cimentantes, como pode ser observado nos trabalhos apresentados abaixo:

- Segundo Newill (1961) e Wallace (1973), o solo laterítico possui uma estrutura granular devido à presença de oxi-hidróxidos de Fe que cobre a parede dos poros, preenche os vazios e agrega as menores partículas de argila em agregados de vários tamanhos. Eles consideram que a ligação inter-partículas é mais provável devido aos efeitos da agregação durante o intemperismo e a alteração mineral, e devido à precipitação do material cimentante.
- Greenland *et al.* (1968), a partir da microscopia eletrônica, observam que num pH mais baixo, o ferro precipita como uma superfície de revestimento sobre a caulinita e que alguma destas superfícies são ligadas pelo hidróxido de ferro. A função dos oxi-hidróxidos na formação destes micro-agregados é geralmente atribuída a um ou a todos os seguintes fatos: (i) cimentação devido à precipitação do ferro hidratado ou gel de alumina e uma subsequente desidratação irreversível destes materiais; (ii) a presença de ferro em solução que apresenta defloculação; e (iii) a formação de mineral orgânico composto de ácidos húmicos com oxi-hidróxidos livres.
- Gidigasú (1971 e 1976) e Gidigasú & Kuma (1987) definem os processos pelos quais a estrutura se forma como consequência do: (i) intemperismo físico e químico dos materiais de origem e da liberação de pequenas partículas primárias de ferro ou gel de alumina com a lixiviação de sílica e bases combinadas; (ii) revestimento e floculação de partículas de ferro ou gel de alumina, e (iii) endurecimento devido à desidratação dos hidróxidos de ferro ou alumínio.
- de Brito Galvão (1993) e de Brito Galvão & Shulze (1996), estudando os solos lateríticos de Minas Gerais, demonstram que a maioria da fração silte são, na verdade, agregados de minerais de argila cimentados pelas pontes de minerais de oxi-hidróxido de ferro. Ainda em de Brito Galvão (1993), é descrito que em alguns solos lateríticos aluminosos, a alumina pode endurecer e cimentar a estrutura; todavia acredita-se que o ferro, e especialmente seu arranjo

no perfil em relação aos outros constituintes, é o fator mais importante no processo de endurecimento e cimentação.

Botelho da Costa (1973) descreve que a agregação em solos lateríticos decorre também devido à ação floculante (irreversível ou não) dos hidróxidos de ferro ou alumínio.

Este fenômeno ocorre, segundo ele, porque os hidróxidos de alumínio e os hidróxidos de ferro são anfóteros; têm ponto isoelétrico, sendo eletropositivos para pH inferior e eletronegativos para pH superior àquele ponto. A Tabela 2.9 apresenta os pontos isoelétricos dos hidróxidos.

Tabela 2.9 - Pontos isoelétricos de alguns hidróxidos e amorfos (Van Schuylenborgh & Sanger, 1949).

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

A magnitude do seu potencial elétrico e a facilidade de floculação do solo serão tanto maiores quanto menos afastado estiver o pH do ponto isoelétrico. Deste modo, floculam para pH suficientemente próximo do ponto isoelétrico, porque, um pouco abaixo deste, têm superfície com carga positiva e, acima dele, têm carga negativa.

Deve-se aqui ressaltar que os hidróxidos de alumínio normalmente possuem maior ação floculante em relação aos hidróxidos de ferro, uma vez que o ponto isoelétrico do primeiro não é tão baixo quanto o do segundo, e atinge um valor mais comum em solos tropicais.

Os floculados de hidróxidos de ferro ou de alumínio são mais ou menos reversíveis. Porém, por desidratação, os colóides de ferro e secundariamente de alumínio, podem tornar-se completamente irreversíveis (Botelho da Costa, 1973). É neste estágio que a cimentação inter-partículas torna-se importante. Todavia, diferentemente do que ocorre na ação floculante, são os hidróxidos de ferro que possuem maior irreversibilidade diante da

desidratação e, por conseqüência, são mais importantes como cimentantes que os hidróxidos de alumínio.

Entretanto, outras áreas das ciências do solo, além de estabelecer a importância aos oxi-hidróxidos de ferro e alumínio na estrutura dos solos tropicais, apresentam como outro fator preponderante a fraca resistência à floculação dos sistemas dominados por íons de Al^{3+} e H^+ em comparação com os solos saturados por elementos alcalinos e principalmente alcalinos-terrosos, típicos de regiões temperadas (Russell, 1961).

Em solos lateríticos, a lixiviação geralmente provoca a libertação de Al^{3+} da malha cristalina que passa a ocupar posições de troca. A forte retenção do íon trivalente corresponde fraca espessura da camada dupla e forte neutralização das cargas negativas das partículas coloidais, o que principalmente deve explicar o domínio do processo de floculação em sistemas controlados por íons de Al^{3+} e H^+ em comparação com solos saturados por Mg^{2+} e, sobretudo, com os saturados com K^+ e mais ainda Na^+ (Botelho da Costa, 1973).

Segundo Botelho da Costa (1973), a ação floculante dos eletrólitos explica-se pela repressão da camada dupla difusa, com conseqüente redução da atividade das cargas negativas da superfície do colóide. Tal repressão é particularmente intensa quando o cátion do eletrólito é mais fortemente adsorvido pelos minerais de argila do que os cátions de troca que neste dominavam. Com efeito, neste caso, devido a reações de troca, aumenta na própria camada dupla a proporção de cátions mais energeticamente adsorvidos pelos colóides, com mais intensa redução da atividade de cargas negativa destes.

A floculação por ácidos, além da influência do Al^{3+} e H^+ , é facilitada pela redução da carga negativa resultante da própria influência do pH reduzido.

Como já se faz notar, os solos ácidos de minerais de argila (típicos de regiões tropicais), com alto teor de íons de Al^{3+} e H^+ , são no geral mais facilmente floculáveis do que solos com elevado grau de saturação devido à abundância de alcalinos e/ou alcalinos-terrosos de troca (típicos de regiões temperadas).

Após a discussão neste item, pode-se estabelecer algumas características físicas dos solos tropicais de grande importância para a área geotécnica e oriundas diretamente da estrutura dos solos lateríticos:

- índices de vazios de solos lateríticos normalmente maiores do que seria ao associado com a distribuição granulométrica, sendo uma função do processo de intemperismo e não está relacionada à história de tensões;

- O índice de vazios de solos lateríticos pode variar bastante, independente da rocha-mãe. Na Tabela 2.10 são dados índices de vazios típicos para solos residuais do Brasil;

Tabela 2.10 - índice de vazios em solos lateríticos.

Índice de Vazios	Referência
0,25 - 1,50	Vargas (1953)
0,30-2,15	Sandroni (1985)
0,95-2,21	Guori (1986)
0,48-2,10	Zongyuan (1986)
0,82-2,21	Dias & Gehling (1986)

- Resistências mais baixas e compressibilidades mais altas como consequência da estrutura dos solos e a sua pedogênese. Estas características são claramente observadas em Dias (1994);
- Permeabilidades normalmente mais altas do que seria associada à distribuição granulométrica, como resultado dos elevados índices de vazios.

2.4.3.2 - Plasticidade

Uma das mais importantes propriedades dos solos lateríticos é a plasticidade. Vários são os fatores que podem influenciar nos valores finais do limite de liquidez e do limite de plasticidade. Normalmente a natureza mineralógica e o teor da fração fina, são os principais fatores citados como aqueles que definem praticamente a plasticidade de um solo (Queiroz de Carvalho, 1986). Como já se sabe, independente da origem do solo (de região tropical ou temperada), os limites de plasticidade e liquidez aumentam à medida que aumentam os teores de argila no solo.

Em solos formados em regiões tropicais, os principais constituintes argilo-minerais são os dos grupos da caulinita, illita e montmorillonita. Dentre vários outros trabalhos, Baver *et al.* (1972) demonstram que a illita possui os limites de plasticidade e liquidez, bem como o índice de plasticidade, superior à caulinita; ambas possuem estes valores bastante inferiores à montmorillonita.

Um fator também muito importante na plasticidade dos solos, lateríticos ou não, é o seu teor em oxi-hidróxidos de ferro. Queiroz de Carvalho (1986) formula duas hipóteses para explicar a influência dos oxi-hidróxidos na plasticidade:

- Se o ferro presente no solo ocorre associado às partículas finas, recobrando-as ou mesmo cimentando-as, é de se esperar que a plasticidade seja afetada por uma redução nos valores dos limites de liquidez e de plasticidade (Gidigas, 1976). Assim, a extração deste ferro deve aumentar a plasticidade. Uma prova para este fato é apresentada por Newill (1961), que mostrou que a extração do ferro aumentou o limite de liquidez em até 93% para os dois solos lateríticos do Quênia, ricos em metahaloisita.
- Se por outro lado, o ferro ocorre no solo como partículas discretas ou parcialmente discretas, é de se esperar que o mesmo não tenha efeito (ou se o tiver será em escala reduzida), sobre os valores dos limites de plasticidade e liquidez (Queiroz de Carvalho, 1979).

Entretanto, Hendershort & Carson (1978), apesar de se fundamentarem em uma análise realizada em solos não tropicais, discordam totalmente dos conceitos de que a presença de oxi-hidróxidos nos solos diminuem a sua plasticidade, como é apresentado por Newill (1961) e seguida por outros tantos (Gidigas, 1976; Vargas, 1982; *The Quarterly Journal of Engineering Geology Report*, 1990), ou que pelo menos podem ser inertes quando associados à plasticidade (Queiroz de Carvalho, 1979 e 1986). Muito pelo contrário, Hendershort & Carson (1978) demonstram ao estudar os limites de Atterberg em amostras naturais e amostras tratadas com extratores de oxi-hidróxidos e amorfos de ferro, que a extração destes elementos diminuem e muito os limites de plasticidade e liquidez. Segundo eles, isto ocorre devido às elevadas superfície específica e capacidade de troca catiônica (CTC) dos elementos amorfos e oxi-hidróxidos de ferro em relação aos minerais de argila dos solos estudados.

Yong *et al.* (1980) mostram uma correlação direta da superfície específica com a plasticidade. De acordo com este trabalho, ao se inserir elementos amorfos de sílica e ferro em solos naturais em diferentes proporções, ocorre um acréscimo dos limites de Atterberg em função do aumento da superfície específica no solo tratado. Yong *et al.* (1992) complementam esta análise, associando o aumento da plasticidade não somente ao aumento da superfície específica, mas também ao da capacidade de troca catiônica (CTC) e ao decréscimo do pH no ambiente a partir da inserção de amorfos de sílica e ferro no sistema

estudado (solos ricos em illita). Este trabalho também descreve que os amorfos de sílica possuem maior superfície específica e capacidade de troca catiônica (CTC) e, por isso, dão maior incremento aos limites de Atterberg, quando comparados aos amorfos de ferro.

Paul & Barras (1999) mostram que a extração da matéria orgânica de solos pobres neste componente, reduz o limite de liquidez e o índice de plasticidade a valores mais comensuráveis à mineralogia dos solos, enquanto que no limite de plasticidade a redução é menor. Isto demonstra que a plasticidade aumenta de acordo com o crescimento do teor de matéria orgânica em um solo.

Outros fatores de grande importância na plasticidade de solos lateríticos são o remoldamento e a desidratação. Estes fatores, segundo a literatura, mudam a plasticidade das seguintes formas:

- O revestimento das partículas do solo por oxi-hidróxidos de ferro reduz a capacidade dos minerais de argila em absorver água e pode, também, fisicamente cimentar grãos adjacentes, produzindo, assim, agregados maiores. Ambos os fatores reduzem a plasticidade, mas o intenso amolgamento do solo destrói agregados e revestimentos de oxi-hidróxidos. Isto é importante quando relacionado com procedimentos de ensaios de laboratório para operações de construção. As operações de escavação, transporte e disposição de materiais são improváveis para destruir os agregados do solo fino à extensão que a plasticidade é afetada. O grau de trabalho requerido para preparar amostras de laboratório para as determinações dos limites de Atterberg é, por comparação, muito maior. A plasticidade do material de construção pode assim ser mais baixa do que apareceria nos ensaios padrões de Atterberg ou outros ensaios de laboratório em amostras remoldadas (Mendoza, 1985; Ignatius, 1988; *The Quarterly Journal of Engineering Geology Report*, 1990).
- Outra característica fundamental da plasticidade em solos lateríticos é a mudança irreversível na desidratação. Solos que contêm hidróxidos de ferro e alumínio podem se tornar menos plásticos, i.e., exibir valores dos limites de Atterberg mais baixos sob secagem. Isto é em parte devido à desidratação dos hidróxidos que cria uma ligação mais forte entre as partículas e resiste à penetração pela água. O processo não pode ser revertido pela reumidificação. O efeito é observado durante a secagem ao ar, mas é mais evidente na secagem em estufa à alta temperatura (Vargas, 1982; Camapum de Carvalho *et al.*, 1985; Queiroz de Carvalho, 1985; *The Quarterly Journal of Engineering Geology Report*, 1990). Ignatius (1988), estudando vários aspectos relacionados a plasticidade em 17 solos de diferentes localidades do Brasil, constatou que as amostras que sofreram secagem em estufa produziram

resultados referentes ao limite de liquidez menores que aqueles oriundos dos processos sem a secagem prévia e com a secagem prévia ao ar, sem contudo observar este mesmo tipo de diferença entre estes dois últimos processos.

2.4.3.3 - Densidade Real dos Grãos

A densidade real dos grãos é consequência dos tipos de componentes minerais e orgânicos e suas proporções em um solo (Tabela 2.11). Em regiões de clima frio, onde os solos têm baixos teores em oxi-hidróxidos de ferro, a densidade real está em torno de 2,65 g/cm³; em regiões de clima tropical são freqüentes os solos com densidade real dos grãos próxima de 3,0 g/cm³ (Kiehl, 1979).

Tabela 2.11 - Densidade real de alguns minerais constituintes de solos tropicais (Kiehl, 1979).

Mineral	Densidade Real	Mineral	Densidade Real
Caulinita	2,60 - 2,68	Goethita	4,37
Illita	2,60 - 2,68	Hematita	4,90 - 5,30
Montmorillonita	2,20 - 2,70	Magnetita	5,18
Quartzo	2,65 - 2,66	Rutilo	4,18-4,25
Gibbsita	2,30 - 2,40	Zircão	4,68 - 4,70

Towsend *et al.* (1971) mostram que a presença de oxi-hidróxidos de ferro em solos causa altos valores de densidade real dos grãos. Estes autores mostram que as densidades em amostras naturais de dois solos, com valores de 3,04 e 2,85 g/cm³, passam respectivamente, após a extração dos oxi-hidróxidos de ferro, a 2,80 e 2,67 g/cm³.

A densidade real da matéria orgânica varia de 0,6 a 1,0 g/cm³. Nos solos tropicais ricos nesta, a massa específica é sensivelmente diminuída, principalmente quando o teor de material húmico é superior a 3% (Kiehl, 1979).

2.5 - SOLOS DA REGIÃO DO DISTRITO FEDERAL

Alguns trabalhos foram desenvolvidos no sentido de estudar os solos do DF, no entanto, mostram-se na maioria ainda de forma pontual e fragmentada.

2.5.1 - Características Químico-Mineralógicas

Os solos do Distrito Federal representam bem os solos da região do Cerrado. Dados de Moniz (1969) mostram que a fração argila dos solos da topossequência relativos à Série Taguatinga são ricos em gibbsita (61 a 71%), seguido por caulinita (20 a 25%). Melfi & Pedro (1977) afirmam que os solos de Brasília são abundantes em gibbsita. Tal fenômeno é também constatado por Martins (2000), que caracteriza as camadas mais superficiais da região por sofrerem essencialmente o processo de alitização em áreas com solos bem drenados, em porções de vertentes média a alta. Este mesmo autor mostra que nas porções mais baixas das vertentes, os solos são mal drenados, possibilitando a ressilicitação da gibbsita para caulinita.

Rodrigues (1977) caracteriza a química dos latossolos em topossequência em Planaltina, na EMBRAPA / Cerrados, chegando à conclusão que a classe Vermelho-Escuro apresenta teores de 8 - 18% de Fe_2O_3 , e a classe Vermelho-Amarelo teores inferiores a 8%. Entretanto, esses valores foram questionados, posteriormente, pela existência de solos da classe LV com teores elevados de Fe_2O_3 , maiores que 10%, também designados de latossolos variação Una (Oliveira *et al.*, 1993).

Kronberg *et al.* (1979) estudam a geoquímica de elementos maiores e traços em latossolos da Fazenda Água Limpa - UnB e da EMBRAPA / Cerrados, controlados mineralogicamente por gibbsita em comparação aos solos da Bahia, controlados por montmorillonita e illita, e solos da Amazônia, controlados por caulinita, chegando à conclusão que os solos do DF mostram-se mais empobrecidos em relação aos elementos traços, em níveis bem abaixo da abundância crustal, evidenciando o alto grau de lixiviação.

Ferreira (1984) mostrou a existência de clorita e de interstratificado illita-esmectita em solo existente na região do Catetinho, dentro da Depressão do Paranoá. Mais recentemente, Silva & Resck (1993) apresentam evidências de presença de “vermiculita cloritizada” em LE na região da EMBRAPA / Cerrados, na porção centro-norte do DF.

Cardoso (1995), Cardoso *et al.* (1995, 1998a, b e c), Farias *et al.* (1999a) e Martins (2000) descrevem que os solos do DF são formados basicamente pelos minerais secundários caulinita, illita, goethita, hematita, gibbsita, anatásio/rutilo e o quartzo primário. Existe também uma quantidade importante de amorfos de Fe, Al e Si, que varia nos horizontes mais superficiais de 0,2 a 0,4 % do total.

A lateritização é o processo pedogenético que controla basicamente toda a formação de solos da região, e conseqüentemente é responsável pela gênese dos Latossolos e Cambissolos, que ocupam cerca de 86% da área do Distrito Federal (EMBRAPA, 1978).

Melfi & Pedro (1977 e 1978), estudando os solos lateríticos brasileiros, definem que estes são formados basicamente pelas reações de hidrólise total e parcial, e que a queluviação parcial é responsável pela formação destes solos em pequena áreas de nosso país, incluindo o DF. Martins (2000) considera que tanto as reações de hidrólise, como a queluviação parcial agem conjuntamente na formação dos solos da região do DF.

Segundo EMBRAPA (1978) e Eiten (1994), Latossolos e Cambissolos encontrados no DF, possuem pH ácido, normalmente com valores entre 4,0 e 5,5, que os tomam, mesmo quando extremamente argilosos, em solos bem drenados, devido à forte agregação de seus materiais sólidos constituintes. Para Farias *et al.* (19996), a matéria orgânica dos horizontes superficiais do solo do Aterro Sanitário do Jockey Club - DF, apesar de encontrar-se em baixos teores, apresenta-se como uma fase de fundamental importância para a compreensão dos processos de mobilidade e retenção de cátions solúveis, uma vez que a sua quantidade é inversamente proporcional aos valores de pH. O perfil estudado apresenta valores de pH crescentes com a profundidade, correlacionados aos teores de matéria orgânica decrescentes. A matéria orgânica pode constituir o fator mais importante no comportamento dos elementos ao longo do perfil de solo estudado, uma vez que os outros componentes do solo apresentam-se homogêneos.

2.5.2 - Características Geotécnicas e de Geologia de Engenharia

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.

Segundo Camapum de Carvalho & Mortari (1994), no Distrito Federal, as obras subterrâneas rasas geralmente se localizam em horizontes de solos colapsíveis, argilosos e de cor vermelha e vermelha amarelada, denominados pelos geotécnicos da região como argila Porosa”. Este trabalho e vários outros, por exemplo, Camapum de Carvalho *et al.* (1993 e 1994) e Paixão & Camapum de Carvalho (1994), correlacionam o colapso à camada de argila porosa”.

Para Camapum de Carvalho *et al.* (1993), a “argila porosa” é constituída por argilas, siltes e areias combinadas em diferentes proporções dependendo do domínio geológico local, apresentando geralmente as seguintes características:

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

Um estudo sobre o processo evolutivo das erosões no DF (Mortari, 1994) também demonstra que os solos coletados nas dezenas de voçorocas analisadas, apresentam elevado índice de vazios, acima de 1, apesar de, muitas vezes, serem de matriz argilosa.

Macêdo *et al.* (1994) e Araki (1997) descrevem que a camada de “argila porosa” na área do Metrô de Brasília, possui uma espessura que varia entre 8 e 40 metros. A partir de uma avaliação morfológica e genética, Martins *et al.* (1994) mostram que a camada de “argila porosa”, na realidade corresponde ao horizonte de *solum* dos latossolos da região.

Farias & Assis (1994) e Ortigão *et al.* (1994) relatam altos valores de recalques, da ordem de 400 mm, em camadas de “argila porosa” da Asa Sul, no Metrô de Brasília.

Cardoso (1995) e Cardoso *et al.* (1995) apresentam um estudo micromorfológico sobre solos profundamente intemperizados de diferentes áreas do DF, e constatam que estes são formados por agregados de matriz fortemente argilosa, interligados entre eles e a grãos de quartzo (areia) por pontes de argila. Confirmam índices de vazios elevados, com valores entre 1,0 e 2,0.

Guimarães *et al.* (1997) classificam que a estrutura porosa e as agregações que existem nestes solos, conferem a eles, apesar da matriz argilosa, comportamento em termos de permeabilidade similar aos solos granulares finos (10^{13} a 10^{14} cm/s).

Martins *et al.* (1994) caracterizaram o perfil do corte do Metrô Águas Claras, entre Taguatinga e o Córrego Vicente Pires, identificando saprólitos de rochas metapsamo-pelíticas e calhas de direção N15E preenchidas por sedimentos areno-argilosos, com espessuras variando de 15 a 40 m. Blanco (1995) apresentou uma interpretação do perfil desenvolvido pelo Metrô Asa Sul, caracterizando uma calha de origem tectônica de 40 m de profundidade, no contato entre metarritmitos e ardósias, preenchida por sedimentos argilosos. Perfis de *solum* profundos também haviam sido identificados por Belcher (1954). Cardoso (1994)

descreve o perfil de um poço tubular profundo na borda da Chapada da Contagem, próximo a cidade satélite de Sobradinho, no qual o saprólito atinge cerca de 200 metros.

Cardoso *et al.* (1995) mostram a análise de um solo saprolítico colapsível, coletado sob os taludes do Metrô de Brasília. A descrição micromorfológica mostrou que uma parte expressiva das frações argilosas encontravam-se sob a forma de agregados, e o índice de vazios era de 1,0, ou seja, elevado para um material com esta gênese. De modo semelhante à ‘argila porosa’, o solo saprolítico possui uma quantidade importante de gibbsita e Al em estado amorfo.

2.5.3 - Relações entre as Características Químico-Mineralógicas e Geotécnicas

Cardoso (1995) e Cardoso *et al.* (19986) mostram que o colapso em solos tropicais profundamente intemperizados do DF apresenta-se mais influenciado pelos fatores pedogenéticos que simplesmente pela origem dos solos. Não existe 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, que, por sua vez é resultado direto de sua química e mineralogia, originada basicamente durante a evolução intempérica.

Polido & Castello (1991) descrevem que o colapso em solos silto-argilosos da região ocorre devido ao elevado índice de vazios associado a uma fraca ligação entre as partículas do solo através de óxidos de ferro e argilas coloidais.

Cardoso (1995) e Camapum de Carvalho *et al.* (1996) também descrevem que a agregação das partículas de solo e a conseqüente geração de grandes vazios, associados aos contatos estruturais realizados através de pontes de argila, bem como a inexpressiva ação de cimentação, devido ao pH ácido e conseqüente dissolução e precipitação dos oxi-hidróxidos de ferro, mostram-se como os principais fatores para que os solos do DF apresentem elevados potenciais de colapso.

Araki (1997) fazendo um estudo em perfil, sob a camada de “argila porosa” na região da Asa Sul, no Metrô de Brasília, concluiu que a gibbsita e os minerais paracristalinos de Al são predominantes nos primeiros metros, e sofrem uma redução gradual em seus teores de acordo com a profundidade, que também se reflete nos valores referentes ao índice de vazios. O fenômeno é resultado do intemperismo químico mais intenso em condições mais superficiais. Neste trabalho também é mostrado que os horizontes mais ricos em gibbsita

apresentam agregados mais estáveis diante do poder de defloculação do hexametáfosfato de sódio, durante o ensaio de sedimentação.

Cardoso (1995) demonstra que os solos lateríticos do DF possuem uma evolução químico-mineralógica decorrente do intemperismo e propõe o Modelo de Evolução Químico-Mineralógica dos Solos Tropicais Colapsíveis (Figura 2.14), e que, de certa forma, é um modelo de formação de solos profundamente intemperizados da região do Cerrado.

Farias (2000), a partir da solução de citrato de sódio e ácido cítrico realizou a extração dos oxi-hidróxidos de ferro das fases de baixa cristalinidade, cristalinas e substâncias coloidais polidispersivas em amostras indeformadas de solos superficiais do Distrito Federal, e mostra que houve uma maior deformação da amostra tratada em relação à amostra natural. A densidade real dos grãos sofre uma redução de 2,71 (amostra natural) para 2,55 (amostra tratada).

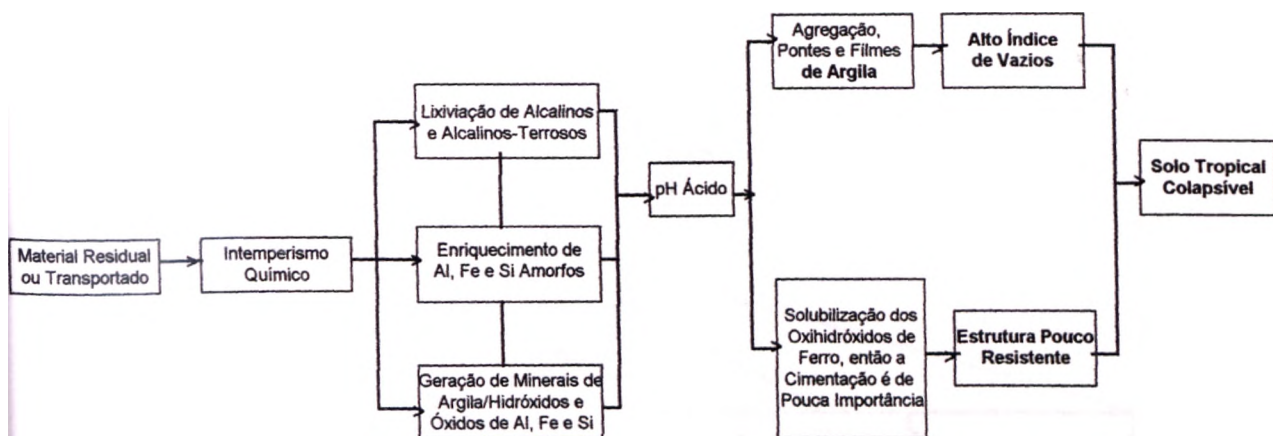


Figura 2.14 - Modelo de evolução químico-mineralógica dos solos tropicais colapsíveis (Cardoso, 1995).

3 - CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DO DISTRITO FEDERAL

3.1 - INTRODUÇÃO

O Distrito Federal localiza-se no Planalto Central do Brasil (Figura 3.1), compreendendo uma área de 5814 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 a oeste pelo Rio Descoberto. A região é drenada por rios que pertencem a três das mais importantes bacias fluviais da América do Sul- a Bacia do Paraná (Rio Descoberto, Rio São Bartolomeu), Bacia do São Francisco (Rio Preto) e Bacia do Tocantins (Rio Maranhão).

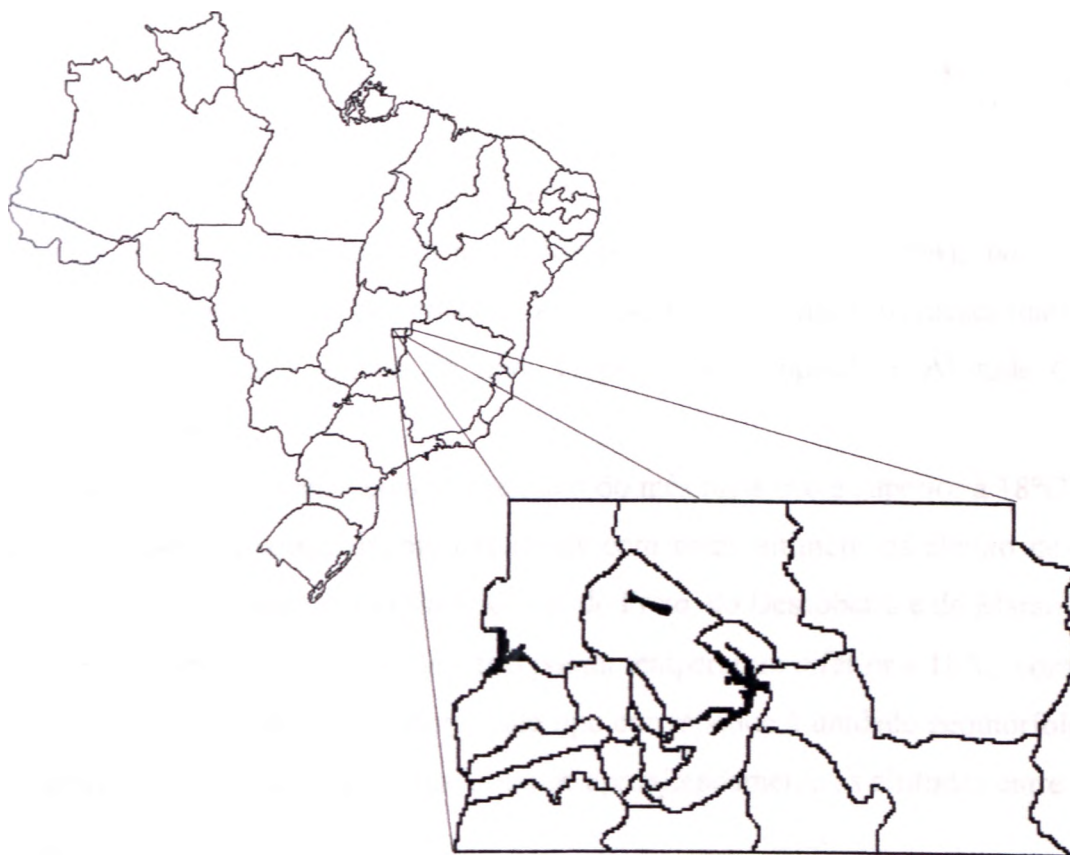


Figura 3.1 - Localização do Distrito Federal (Baptista, 1997).

A vegetação predominante no Distrito Federal é o Cerrado, cobrindo cerca de 90% de sua área. Encontram-se todos os tipos de vegetação comumente englobados sob o termo Cerrado, que vão desde árvores de porte elevado até ervas esparsas, formando um mosaico com a vegetação de Matas de Galeria em tomo das drenagens (Eiten, 1993).

Os principais aspectos da caracterização fisiográfica na formação e características dos solos do Distrito Federal estão resumidos neste trabalho, no intuito de oferecer uma melhor compreensão dos futuros capítulos.

3.2 - CLIMATOLOGIA

O clima do Distrito Federal é tropical, marcado pela forte sazonalidade, com dois períodos distintos bem caracterizados.

O período entre maio e setembro é evidenciado pela baixa nebulosidade, alta taxa de evaporação e pela baixa taxa de precipitação, quando pode acontecer uma média total mensal da ordem de 50 mm. O período entre outubro e abril apresenta padrões contrastantes, sendo que o período de novembro a março concentra 47% da precipitação anual.

Em relação à umidade relativa do ar, durante os meses de janeiro a abril, os valores flutuam em torno de 75%. Em agosto atinge uma mínima de 30%, porém, durante alguns dias, pode alcançar valores de até 11% (EMBRAPA, 1978).

Segundo a classificação climática de Köppen (CODEPLAN, 1984), no Distrito Federal podem ocorrer, em função de variações de temperaturas médias (dos meses mais frios e mais quentes) e de altitude, climas do tipo: Tropical *Aw*, Tropical de Altitude *Cwa* e Tropical de Altitude *Cwb*.

- Tropical *Aw* - Clima de savana, cuja temperatura do mês mais frio é superior a 18°C. Este tipo climático situa-se aproximadamente nos locais com cotas altimétricas abaixo de 1000 metros, por exemplo, nos vales do São Bartolomeu, do Preto, do Descoberto e do Maranhão.
- Tropical de Altitude *Cwa* - O mês mais frio possui temperatura inferior a 18°C, com uma média superior a 22°C no mês mais quente. Este tipo corresponde à unidade geomorfológica conhecida como Pediplano de Brasília, que abrange aproximadamente as altitudes entre 1000 e 1200 metros.
- Tropical de Altitude *Cwb* - Caracterizado por uma temperatura inferior a 18°C no mês mais frio, com média inferior a 22°C no mês mais quente. Abrange as áreas com cotas altimétricas acima de 1200 metros, que correspondem à unidade geomorfológica Pediplano Contagem / Rodeador.

Segundo EMBRAPA (1978), a precipitação média anual é da ordem de 1500 mm, sendo que existe uma distribuição irregular, onde as menores alturas pluviométricas anuais ocorrem na porção leste e as taxas mais elevadas estão concentradas a NE e SE do Distrito Federal.

Estimativas de Coimbra (1987) mostram que cerca de 12% da precipitação total infiltram na zona vadosa e alcançam efetivamente a zona saturada do aquífero. A evapotranspiração real fica em torno de 900 mm anuais, sendo que os meses de maio a setembro apresentam déficit hídrico, enquanto o período de outubro a abril apresenta superávit.

Um efeito anômalo da distribuição das precipitações é observada durante os veranicos de janeiro. Este fator climático é conhecido dos agricultores da região do Cerrado e em muitos anos é responsável pela quebra da produção agrícola da Bacia do Rio Preto, onde este efeito é mais acentuado (Baptista, 1998).

3-3 - GEOLOGIA

3.3.1 - Estratigrafia, Petrografia e Sistemas Depositionais

A região do DF está localizada no setor oriental da Província Estrutural do Tocantins, mais especificamente, situada na porção centro sul da Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida & Hasui, 1984). O Distrito Federal apresenta uma complexa estratigrafia em virtude da estruturação geral e de sua posição dentro da Faixa Brasília que inclui importantes falhas de empurrão, sucessivos cavalgamentos, interferência de fases ortogonais de dobramentos e variações de espessuras de conjuntos litológicos, que dificultam o estabelecimento do empilhamento original. As significativas espessuras dos solos mascaram os afloramentos rochosos em extensas áreas, complicando ainda mais os trabalhos de detalhamento estratigráfico.

O trabalho mais atual (Freitas-Silva & Campos, 1998) redefine a geologia do Distrito Federal que passa a ser composta por rochas atribuídas aos grupos Paranoá, Canastra, Araxá e Bambuí, respectivamente contribuindo com cerca de 65; 15; 5 e 15% de sua área total, como mostra o mapa geológico da região (Figura 3.2). A Figura 3.3 apresenta a coluna estratigráfica do Distrito Federal considerando sua possível ordem deposicional e não sua

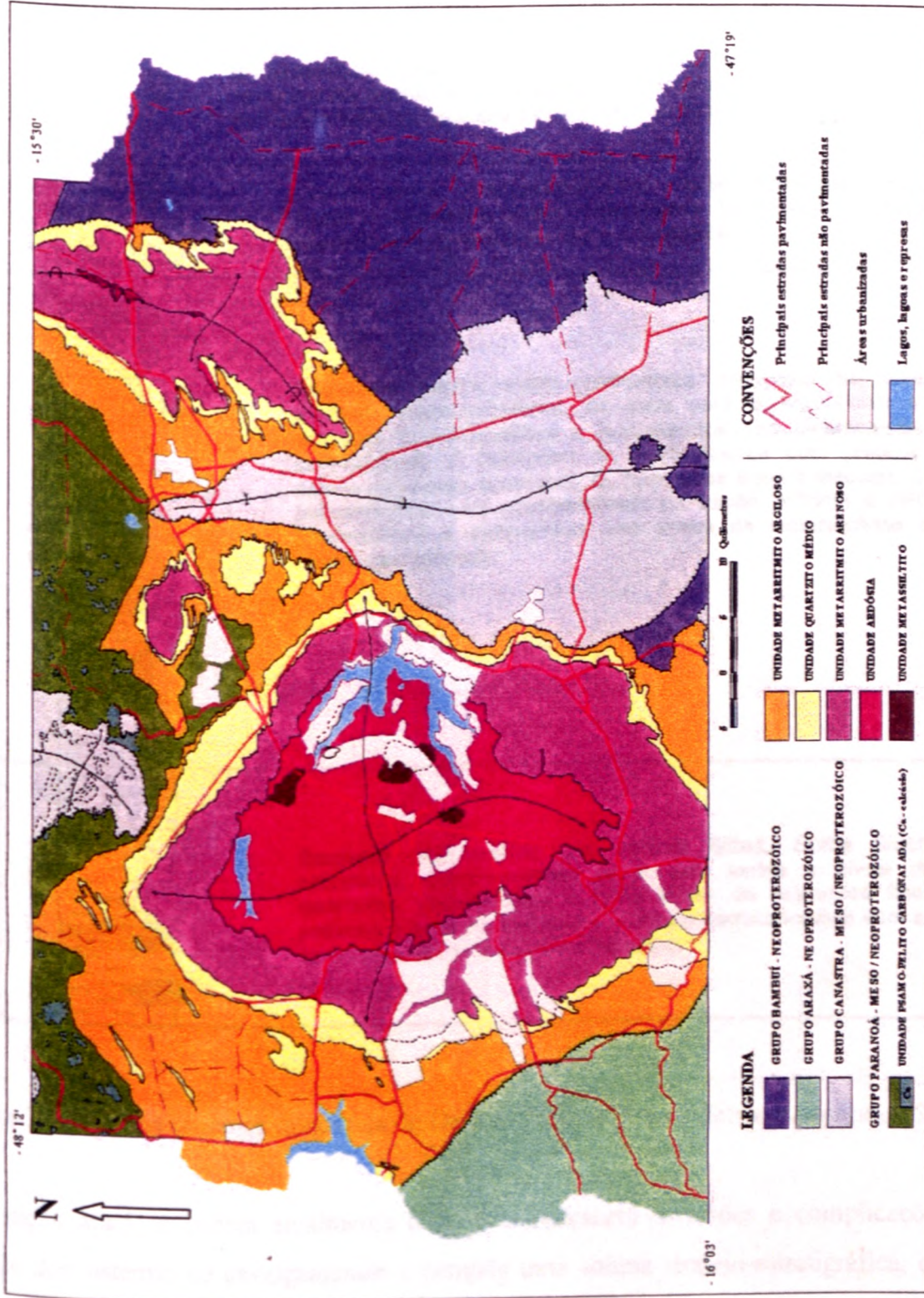


Figura 3.2 - Mapa geológico do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998).

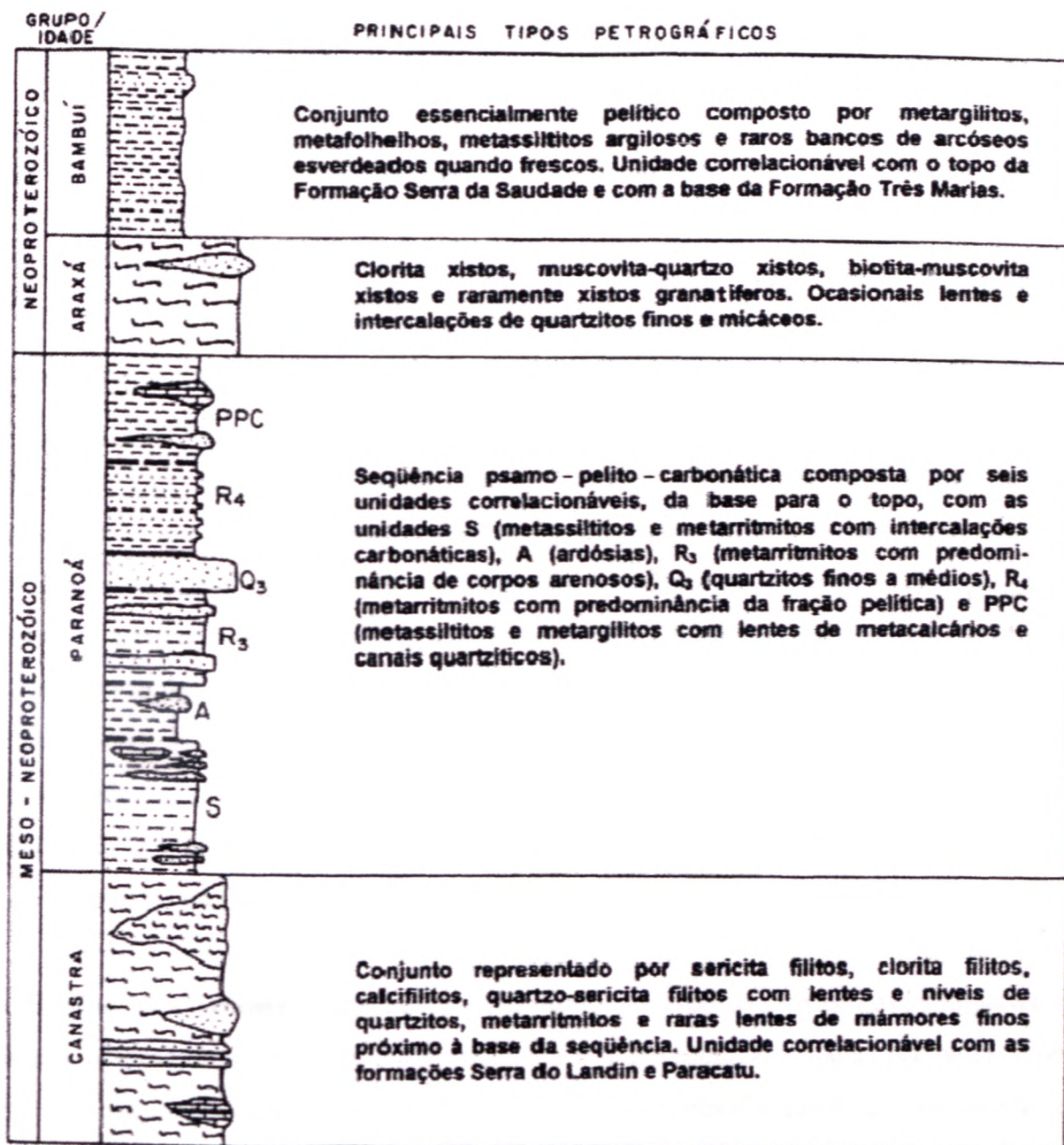


Figura 3.3 - Coluna crono-estratigráfica do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998).

disposição atual. A ordem atualmente observada apresenta inversões e complicações em função dos sistemas de cavalgamentos e compõe uma coluna tectono-estratigráfica, onde o Grupo Canastra ocorre por sobre os grupos Paranoá e Bambuí e o Grupo Araxá ocorre sobrepondo o Grupo Paranoá na porção sudoeste do DF.

3.3.1.1 - Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá é considerado de idade Meso/Neoproterozóica, sendo composto por rochas metapsamo-pelíticas e carbonatadas, estudadas por Faria (1989 e 1995) na região de São João da Aliança/Alto Paraíso de Goiás. No DF são separadas em seis unidades, correlacionáveis da base para o topo com as unidades S, A, R3, Q3, R4 e PPC das áreas-tipo (Freitas-Silva & Campos, 1998).

- **Unidade S - Metassilito Argiloso:** Representa a base da estratigrafia do Grupo Paranoá no Distrito Federal, sendo apenas parcialmente preservada em função do truncamento por um sistema regional de cavalgamento. É composta por um conjunto de metassilitos argilosos homogêneos com coloração cinza esverdeada a amarelada quando frescos, passando a tons rosados e vermelho escuro com o aumento da alteração intempérica. Pode ocorrer intercalações lenticulares métricas de quartzito médio, localmente grosseiro. Estruturas de contração são típicas. A espessura máxima é da ordem de 130 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma pelítica com tempestitos ocasionais. A área de exposição desta unidade é bastante restrita, sendo os raros afloramentos observados localmente no interior do Domo de Brasília, onde esta unidade também foi frequentemente atravessada por poços tubulares profundos.
- **Unidade A - Ardósia:** Esta unidade é constituída de ardósias, roxas a avermelhadas, com bandas brancas, cuja estrutura mais conspícua é a clivagem ardosiana. Na parte superior ocorrem ocasionais intercalações de metassilitos e quartzitos finos com espessuras máximas de 20 cm, com estrutura *hummocky*, apresentando uma espessura máxima de 60 m. De forma discordante, cortando o pacote das ardósias, são comuns zonas ricas em enxames de veios de quartzo leitoso. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma pelítica com tempestitos no topo. Devido à sua baixa resistência aos processos de intempismo não é bem exposta, sendo os melhores afloramentos observados em cortes de estradas, voçorocas ou em drenagens. As rochas que compõem esta litofácies são capeadas por um Latossolo Vermelho de textura argilosa (com espessuras superiores às médias do Distrito Federal). Sua área de ocorrência está praticamente restrita à Depressão do Paranoá.

- **Unidade R₃ - Metarritmito Arenoso:** A unidade caracteriza-se pela alternância de camadas arenosas e pelíticas, onde predominam as primeiras e que empresta à rocha um caráter rítmico. Este salienta intenso dobramento N70E a EW, em *chevron*. Consta de alternâncias de bancos de quartzitos finos a médios que atingem até 20 m na base da unidade, sendo as demais intercalações predominantemente centimétricas e raramente até 2 m, metassiltitos argilosos, metalamitos siltosos e metalamitos micáceos. A espessura máxima dessa unidade é de 150 m. O ambiente deposicional é interpretado como de plataforma dominada por tempestades, nas porções basais a medianas, passando para o topo a intermaré com eventos periódicos de tempestades.

O quartzito apresenta colorações variando de branco/ocre até rosado/avermelhado, em função do intemperismo de material pelítico, e sua granulagem é de fina a média. O elevado grau de recristalização metamórfica impede uma análise da forma original dos grãos, contudo o protolito deste quartzito é representado por um orto-arenito com pequena contribuição de material pelítico. Os metassiltitos e metalamitos apresentam coloração vermelho escuro, a qual é resultado da alteração intempérica de filossilicatos. No Distrito Federal estas rochas só foram observadas com sua cor original cinza esverdeado a cinza escuro em testemunhos de sondagens, já que o manto de intemperismo é muito profundo.

As estruturas sedimentares do tipo estratificações plano-paralelas, marcas onduladas (simétricas e assimétricas com cristas sinuosas ou paralelas), estratificações lenticulares e diques de areia são bastante freqüentes na Unidade R₃; enquanto as laminações, estratificações cruzadas, laminações truncadas por ondas, estratificações sigmoidais, *hummockys* são mais raras.

Ocorre adjacente à Unidade Ardósia, na forma de superfícies planas, mais baixas que os topos da Chapada da Contagem, no Semi-domo de Brasília.

- **Unidade Q₃ - Quartzitos Médios,** é caracterizada por quartzitos finos a médios, localmente grossos, brancos ou cinza claro (cinza escuro quando frescos), bem selecionados, maduros mineralogicamente, em geral muito silicificados e, onde encontram-se menos recristalizados, mostram grãos arredondados. A unidade apresenta-se com espessura máxima de 70 m. Lentes de metarritmitos, com espessuras variando de decimétricas até 10 metros (comumente interceptadas por poços tubulares profundos), ocorrem geralmente próximas à base e ao topo desta sucessão de quartzitos. Em relação à mineralogia, além do quartzo, que perfaz mais de 95% do quartzito, ocorrem grãos de feldspatos muito alterados, nas seções

estudadas, e muscovita detrítica, além de minerais opacos, turmalina e zircão. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma arenosa dominada por ondas e correntes de maré.

Seu aspecto maciço é constante na maioria das exposições no Distrito Federal, sendo atribuída à intensa silicificação. Localmente, em condições de maior intemperismo, é possível identificar o acamamento plano-paralelo em bancos decimétricos a métricos. Muitas vezes o acamamento original é de difícil percepção em virtude da silicificação e do intenso fraturamento comumente desenvolvidos nesta litofácies. Além do acamamento, são observadas estratificações cruzadas de pequeno a médio porte e de caráter variado, sendo comuns as tabulares, tangenciais, acanaladas e do tipo espinha de peixe, além de raras marcas onduladas assimétricas de cristas sinuosas ou paralelas.

Ocorre sustentando os topos da Chapada da Contagem, e também nas vertentes da Depressão do Paranoá.

- Unidade R, - Metarritmito Argiloso Composta por um metarritmito homogêneo (com certo domínio da fração silte-argila), representada por intercalações centimétricas regulares de metassiltitos, metalamitos e quartzitos finos que apresentam coloração cinza, amarelada, rosada ou avermelhada em função dos diferentes graus de intemperismo. Raros bancos (de 50 cm até 1,0 metro) de metassiltitos maciços amarelados ou rosados de quartzitos finos, feldspáticos e rosados ocorrem localmente, quebrando a regularidade das camadas rítmicas centimétricas. A espessura máxima dessa unidade é de 100 m. Interpreta-se o ambiente de deposição como plataforma pelítica com tempestitos ocasionais.

Seu contato com a Unidade Q₃ é nitidamente gradacional, sendo bem exposto na porção nordeste da Chapada da Contagem onde a frequência e espessura dos bancos de quartzitos diminuem progressivamente até passar à Unidade R4.

As estruturas sedimentares comuns preservadas são as estratificações plano-paralelas, níveis ricos em estruturas do tipo lentes arenosas, *chmbmg ripples*, *hummockys* de pequeno porte, raras marcas onduladas de oscilação (simétricas) e pequenas sigmóides. Comumente é possível observar que os bancos arenosos apresentam base plana e topo ondulado.

Sua área é restrita aos flancos do Domo de Brasília e a porção externa do Domo de Sobradinho, marcando um relevo mais movimentado com vales mais encaixados (com desníveis superiores a 50 metros).

• **Unidade PPC - Psamo Pelito Carbonatada:** Cerca de 85% da unidade é caracterizada por metalamitos siltosos de coloração cinza prateado que passa a amarelo, rosado ou avermelhado com a alteração. São bastante laminados, podendo mostrar foliações e, por vezes, com aspecto sedoso ao tato devido à abundante presença de filossilicatos.

Além destes metapelitos, ocorrem rochas carbonáticas e quartzíticas. As rochas carbonáticas presentes no Distrito Federal são representadas por calcários pretos ou cinza escuros, micríticos ou intraclásticos e subordinadamente por dolomitos com tons cinza claros, localmente estromatolíticos.

Os quartzitos apresentam-se em lentes alongadas métricas até decamétricas ou em níveis centimétricos contínuos lateralmente que podem apresentar certo ritmo de alternância. Tratam-se de quartzitos médios, grossos a conglomeráticos, mal selecionados, preto a cinza escuros (em função de uma película de matéria orgânica em tomo dos grãos detríticos) e feldspáticos, com clastos subangulosos a arredondados. Este tipo litológico não é comum em afloramentos, uma vez que são facilmente desagregáveis.

Apresenta contato transicional com a Unidade R4, sendo marcada pelo aumento progressivo dos metargilitos sobre os quartzitos e metassiltitos.

A espessura máxima dessa unidade é de 150 m. O ambiente de deposição é interpretado como marinho. Ocorre na Bacia do Rio Maranhão, ocupando quase toda a porção norte do Distrito Federal.

3.3.1.2 - Grupo Canastra

O Grupo Canastra é de idade Meso/Neoproterozóico. No Distrito Federal, esta unidade é caracterizada por um conjunto amplamente dominado por filitos variados (sericita filitos, clorita filitos, quartzo-sericita-clorita filitos) e metarritmitos. De forma restrita e descontínua, ocorrem delgados níveis (centimétricos a decamétricos) de quartzitos finos e micáceos, calcifilitos bandados com leitões mais claros, ricos em carbonatos (calcita e dolomita) e leitões mais escuros, ricos em filossilicatos (muscovita e clorita), mármore finos, metarritimitos e filitos carbonosos. O grau metamórfico regional atribuído a esta unidade é baixo, sendo posicionado na fácies xisto verde dentro da zona da clorita. Apresenta, de maneira geral, maior densidade de afloramentos quando comparado ao Grupo Paranoá. Está distribuído no Alto Vale do Rio São Bartolomeu (porção centro-leste do DF) e no Vale do

Rio Maranhão incluindo as sub-bacias do Rio Salinas e Córrego do Ouro (porção meio-norte do DF).

No Vale do Rio Maranhão, os litotipos do Grupo Canastra são de forma geral similares aos do Vale do São Bartolomeu, sendo a principal diferença atribuída à forte presença de calcifilitos no primeiro setor. Estas rochas são bastante deformadas, sendo comum a observação de dobras em escala mesoscópica geralmente sem padrão definido.

3.3.1.3 - Grupo Araxá

O Grupo Araxá foi datado como Neoproterozóico (Pimentel *et al.*, 1993). Sua distribuição é limitada ao extremo sudoeste do DF, onde é composto essencialmente por xistos variados e subordinadamente por quartzitos. Dentre os termos metapelíticos destacam-se os muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos, quartzo xistos, clorita-muscovita xistos e quartzo-clorita xistos, sendo os xistos a muscovita os mais comuns. A grande quantidade de *boudins* de quartzo é facilmente observada em cortes de estrada intemperizados. Os xistos alterados apresentam tonalidades variando de rosado a avermelhado. A foliação é muito bem marcada e sempre se apresenta em baixo ângulo (geralmente menor que 35° de mergulho).

Os termos metapsamíticos são mais restritos, sendo representados por quartzitos e quartzitos micáceos, em bancos decimétricos intercalados aos xistos ou como lentes de dezenas de metros interdigitadas aos xistos. São quartzitos finos, brancos, laminados onde a mica branca comumente marca a foliação da rocha.

3.3.1.4 - Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é considerado de idade Neoproterozóica. No Distrito Federal, os litotipos são correlacionáveis ao topo da Formação Serra da Saudade e à base da Formação Três Marias (Dardenne, 1978). É composto por uma seqüência essencialmente pelítica com metargilitos e metassiltitos argilosos apresentando cores de alteração que variam de tons violáceos a avermelhados, passando por cores rosadas e amareladas. Quando mais frescas, as rochas pelíticas apresentam cores amareladas ou esverdeadas. Localmente são observados bancos de arcóseos e siltitos verdes, quando frescos, e rosados ou amarronzados, quando alterados.

Os sedimentos pelíticos afloram em um conjunto homoclinal com direções N/S ou NE e mergulhos de alto ângulo para leste ou sudeste. Além do conspícuo acamamento plano-paralelo, outras estruturas sedimentares preservadas são raramente observadas, destacando-se as lâminas truncadas por ondas, as lentes siltosas em meio a massas argilosas, os delgados bancos sílticos com base plana e topo levemente ondulados e os pseudo-nódulos caracterizados por massas arredondadas de arcóseos alterados interpenetradas com material pelítico.

Está distribuído na porção oriental do DF ao longo de todo o Vale do Rio Preto desde o Ribeirão Santa Rita (afluente da margem direita do Rio Preto).

3.3.2 - Geologia Estrutural

Segundo Freitas-Silva & Campos (1998), os contatos entre as várias unidades são tectônicos e representados por cavalgamentos regionais com vergência para o Cráton do São Francisco, a leste, desenvolvidos durante a evolução do Ciclo Brasileiro. Os sistemas de empurrão invertem a estratigrafia regional e foram denominados de Sistema do Paraná (sobrepõe o Grupo Paranoá sobre o Grupo Bambuí), Sistema Bartolomeu/Maranhão (coloca o Grupo Canastra sobre os Grupos Paranoá e Bambuí) e Sistema Descoberto (desloca o Grupo Araxá sobre o Grupo Paranoá).

As megaestruturas observadas no DF denunciam dobramentos no estilo domos e bacias (caixa de ovo), onde observa-se um alongamento maior do eixo NS em relação ao EW, evidenciando um padrão de interferência de esforços nessas direções, sendo a mais importante a EW, com vergência para o Cráton do São Francisco. Essas megaestruturas são associadas à última fase do Ciclo Brasileiro (Martins, 2000).

Os lineamentos marcados pelas linhas de drenagem e cristas evidenciam um padrão de cisalhamento conjugado N45W e N45E associados à compressão de oeste para leste. Os lineamentos próximos de NS e EW podem ser interpretados como fraturas de extensão e dilacionais, respectivamente. Esta organização dos lineamentos são típicos de toda a Faixa Brasília (Martins, 2000).

A principal direção de falhas/fraturas observadas por Freitas-Silva & Campos (1993) na região do Parque Nacional de Brasília é N15E/90, mas evidenciando nos estereogramas uma grande dispersão, apresentadas no campo de forma radial em relação à Barragem de Santa Maria. A segunda direção importante de falhas/fraturas é ortogonal ao sistema anterior.

Esses dados indicam que essas feições rúpteis, que ultimaram o processo, são resultantes do padrão de domeamento existente.

Freitas-Silva & Campos (1998) descrevem que cinco fases de deformação atuaram nas rochas do DF, as quais foram responsáveis pelo empilhamento lito-estratigráfico atual dos vários conjuntos. As fases de deformação F_1 a F_4 foram definidas em função da superposição das estruturas planares e lineares, associadas aos dobramentos D_1 a D_4 e aos cavaigamentos, enquanto a fase F_5 corresponde às estruturas extensionais geradas durante a descompressão final da deformação.

Em conjunto, as cinco fases estabelecidas (F_1 a F_5) registram a progressão de um único evento de deformação relacionado à Orogênese Brasileira, cujo pico metamórfico/deformacional ocorreu por volta de 650 - 680 Ma atrás (Tassinari *et al.*, 1981; Marini *et al.*, 1984; Freitas-Silva, 1996).

As estruturas observadas nas diferentes unidades estratigráficas do Distrito Federal evidenciam padrões distintos de evolução da deformação entre os grupos Canastra e Araxá e os grupos Paranoá e Bambuí, conforme resume a Tabela 3.1, retirada de Freitas-Silva & Campos (1998).

3.4 - GEOMORFOLOGIA

O Distrito Federal situa-se em uma das porções mais elevadas do Planalto Central que, segundo King (1956) e Braun (1971), corresponde a remanescentes dos aplainamentos resultantes dos ciclos de Erosão Sulamericano e Velhas, que desenvolveram-se entre o Terciário Inferior e Médio, e entre o Terciário Médio e Superior, respectivamente.

Segundo Ab'Saber (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.

Estudos específicos da região foram inicialmente desenvolvidos por Belcher & Associates, resumidos no Relatório Belcher (1954), seguidos por estudos de Penteadó (1976), IBGE (1977), EMBRAPA (1978), CODEPLAN (1984), Novaes Pinto & Carneiro (1984), RADAMBRASIL (1984) e Novaes Pinto (1987, 1988 e 1993).

Tabela 3.1 - Cronologia da evolução tectônica na Região do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998)

	F₁	F₂	F₃	F₄	F₅
GRUPO BAMBUÍ (Zona Externa-Leste)	Deslizamento intra-estratal paralelo aos planos de acamamento S ₀ , com recristalização incipiente a ausente	Dobramento flexural D ₂ energético, com eixos E ₂ (NS) e planos axial NS/W com desenvolvimento, nas unidades pelíticas, de clivagem espaçada ou ardósiana S ₂ orientada segundo NS com mergulhos fortes para W até verticais. Na região do Distrito Federal, infletida para a direção NE.	Dobramento flexural D ₃ , com eixo E ₃ (NS) e plano axial NS/subver. Com desenvolvimento local, nas unidades pelíticas, de clivagem espaçada S ₃ orientada NS com mergulho alto para W até vertical.	Arqueamento ou dobramento flexural D ₄ , com eixos E ₄ (WNW) e plano axial subvertical.	Falhamentos normais e fraturamentos generalizados.
Anquimetamorfismo na Zona da Ilhita					
GRUPO PARANOÁ (Zona Externa-Oeste)	Deslizamento intra-estratal, com recristalização incipiente, paralela aos planos de acamamento S ₂ mais pronunciada nas unidades pelíticas.	Dobramento flexural D ₂ energético, com eixo E ₂ (NS) e plano axial NS/W com desenvolvimento de clivagem espaçada ou ardósiana S ₂ orientadas segundo NS e mergulhos fortes para W até verticais, nas unidades pelíticas. Estruturação do Sistema de Cavalgamento Paranã. Na região do Distrito Federal as estruturas F ₂ infletem para a direção NE.	Dobramento flexural D ₃ , com eixos E ₃ (NS) e plano axial (NS/W) com desenvolvimento local, nas unidades pelíticas, de clivagem espaçada S ₃ orientada NS com mergulho forte par W até vertical.	Arqueamento ou dobramento flexural D ₄ , com eixo E ₄ (WNW) e plano axial subvertical com desenvolvimento local de clivagem espaçada WNW/subver.	Mesma estruturação observada no Grupo Bambuí.
Anquimetamorfismo na Zona da Clorita					
GRUPO CANASTRA (Zona Interna-Leste)	Deslizamento intra-estratal, geração das superfícies S e S, localmente associadas a dobramentos recumbentes a isoclinais (D ₁) relacionadas ao transporte de massa para leste. Início, ainda na zona interna da Faixa Brasília, da propagação do Sistema de Cavalgamento São Bartolomeu/Maranhão.	Posicionamento do Sistema de Cavalgamento São Bartolomeu/Maranhão na região do Distrito Federal (Zona Externa da Faixa Brasília). Superimposição das estruturas F ₃ como descritas para o Grupo Paranoá.	Mesmas estruturas observadas no Grupo Paranoá.	Mesmas estruturas observadas no Grupo Paranoá.	Mesma estruturação observada no Grupo Paranoá.
Metamorfismo nas Fácies Xisto Verde Baixa - Zona da Clorita					
GRUPO ARAXÁ (Zona Interna-Oeste)	Estruturação geral similar àquela desenvolvida no Grupo Canastra. Início ainda na zona interna da Faixa Brasília, da propagação do Sistema de Cavalgamento São Bartolomeu/Maranhão	Posicionamento do Sistema de Cavalgamento Descoberto na região do Distrito Federal (Zona Externa da Faixa Brasília). Superimposição das estruturas F ₃ como descritas para o Grupo Paranoá, porém mais atenuadas.	Mesmas estruturas observadas no Grupo Canastra.	Mesmas estruturas observadas no Grupo Canastra.	Mesmas estruturas observadas no Grupo Canastra.
Metamorfismo na Fácies Xisto Verde Baixa/Média - Zona da Clorita (primeiro aparecimento da granada)					

Dentre estes trabalhos, as propostas mais conhecidas para a compartimentação geomorfológica do DF são duas: CODEPLAN (1984) e Novaes Pinto (1993). Estas apresentam critérios cartográficos bem distintos uma da outra. A proposta da CODEPLAN (1984) estratifica o relevo a partir de uma divisão hipsométrica, utilizando, porém, uma terminologia genética. Por outro lado, Novaes Pinto (1993) emprega critérios morfológicos e genéticos para estratificar o relevo.

A abordagem descritiva de compartimentação adotada pela CODEPLAN (1984), não explora totalmente as relações da declividade com a hipsometria, fortalecendo somente a definição das superfícies planas. Este fato sugere que essa compartimentação baseia-se principalmente na estratificação altimétrica das superfícies planas.

A compartimentação definida por Novaes Pinto (1993) apresenta uma fusão de conceitos descritivos e genéticos. A validade dessa abordagem depende da comprovação do modelo de etchiplanação proposto por esta autora. As feições descritivas separam o grau de dissecação e as genéticas individualizam as superfícies de aplainamento.

Estes trabalhos também não apresentam relações de pedogeomorfogênese, ou seja, não dão a compreensão da evolução do solo associada ao modelado do relevo.

No entanto, em Martins & Baptista (1998) e no trabalho reformulado de Martins (2000), é apresentada uma nova proposta de compartimentação geomorfológica do Distrito Federal, baseada no cruzamento da altimetria com a declividade por meio de técnicas de Sistemas de Informação Geográfica (SIG). A concepção adotada discrimina tanto os relevos planos, típicos de chapadas, bem definidos por outras propostas, como por exemplo CODEPLAN (1984), como as vertentes que limitam esses relevos planos, não especificadas em nenhuma outra proposta.

Nesta proposta de compartimentação geomorfológica do DF, a visualização do relevo por meio do Modelo Numérico do Terreno (MNT) possibilita uma melhor compreensão das feições geomorfológicas e de seus condicionantes, incluindo os solos. É possível estabelecer uma associação entre os diferentes tipos de solos e as distintas feições geomorfológicas, que será apresentada no item referentes aos Sistemas Pedológicos do DF.

3.4.1 - Compartimentação Geomorfológica do DF (Martins, 2000)

A terminologia empregada neste trabalho para designar os compartimentos geomorfológicos baseia-se apenas nos aspectos descritivos das formas de relevo. Os

compartimentos são os seguintes: Chapadas Elevadas, Chapadas Baixas, Bordas de Chapada, Escarpas, Planos Intermediários e Planícies. A definição cartográfica desses compartimentos exige um cruzamento entre altimetria e declividade, resultando no Mapa de Compartimentação Geomorfológica do DF (Figura 3.4). Os compartimentos geomorfológicos são apresentados na Figura 3.5.

As Chapadas Elevadas apresentam altitudes entre 1135 e 1300 metros (Chapada da Contagem e Chapada do Pípiripau). As Chapadas Baixas apresentam altitudes entre 1080 e 1135 metros (Chapada do Divisor São Bartolomeu-Preto e Chapada do Divisor Alagado-Descoberto), sendo que existem pequenas áreas com topos aplainados no interior das bacias do São Bartolomeu e do Descoberto, com altitudes entre 1025 e 1080 metros.

As vertentes apresentam características peculiares entre os diversos compartimentos geomorfológicos (Figura 3.5). As transições entre Chapadas Elevadas, Bordas de Chapadas, Planos Intermediários e Planícies são distintas, principalmente em função do controle lito-estrutural. No caso do Domo de Brasília, as transições entre Chapadas Elevadas e Escarpas (Figura 3.5.A) ocorrem de forma brusca na porção norte, enquanto que as transições entre Chapadas Elevadas/ Bordas de Chapadas/ Escarpas/ Planos Intermediários apresentam declividades moderadas na porção leste (Figura 3.5.B) e as transições Chapadas Elevadas/ Bordas de Chapadas/ Planos Intermediários são suaves nas porções internas (Figura 3.5.C). Nas bacias do Descoberto e São Bartolomeu o compartimento Planos Intermediários apresenta relevo movimentado e residuais de aplainamento, estas últimas designadas como Chapadas Baixas, sendo as mais contínuas coincidindo com as chapadas divisoras do São Bartolomeu-Preto e Descoberto-Alagado de Novaes Pinto (1993) (Figura 3.5.D). Na Bacia do Maranhão, a paisagem apresenta relevo movimentado com formas próximas de meia-laranja, em Planos Intermediários, e planas no compartimento Planícies (Figura 3.5.E).

As Bordas de Chapadas delineiam grande parte dos limites entre os outros compartimentos, individualizando as porções de Chapadas Elevadas e Planos Intermediários, acima, e de Escarpas e Planícies, abaixo. A existência dessa feição, sutil no modelado, apresenta-se bem individualizada nos perfis apresentados na Figura 3.5, e não foi contemplada pelas outras propostas. A gênese dessa feição pode estar associada ao controle Úto-estrutural, pedológico e hidrodinâmico.

As Escarpas são bem marcadas na compartimentação proposta (Figura 3.5), assim como são bem definidas na compartimentação da CODEPLAN (1984). Independente do tipo de escarpa, erosiva ou estrutural, a proposta, ora apresentada, denuncia áreas contínuas com a

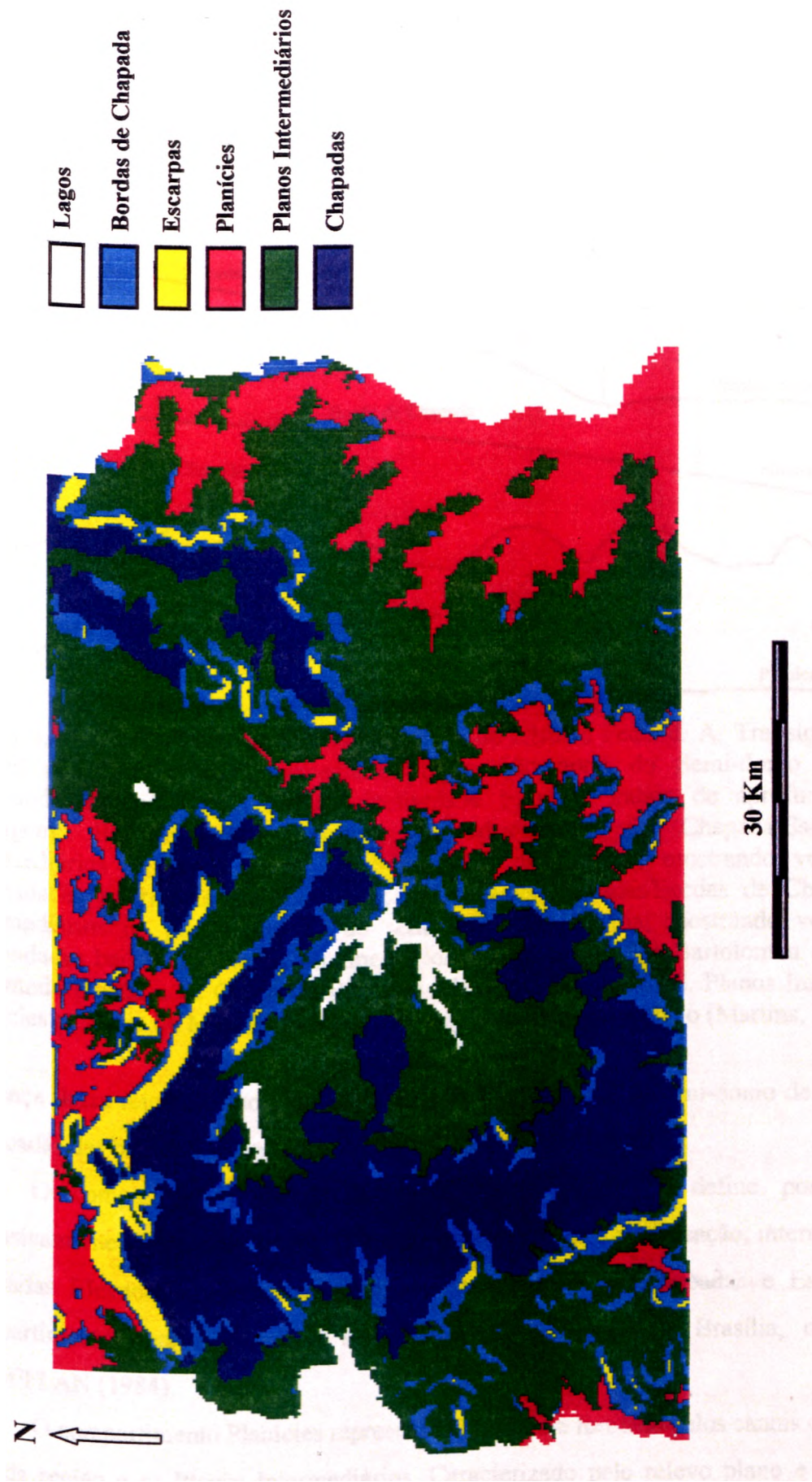


Figura 3.4 - Mapa geomorfológico do Distrito Federal (modificado - Martins & Baptista, 1998).

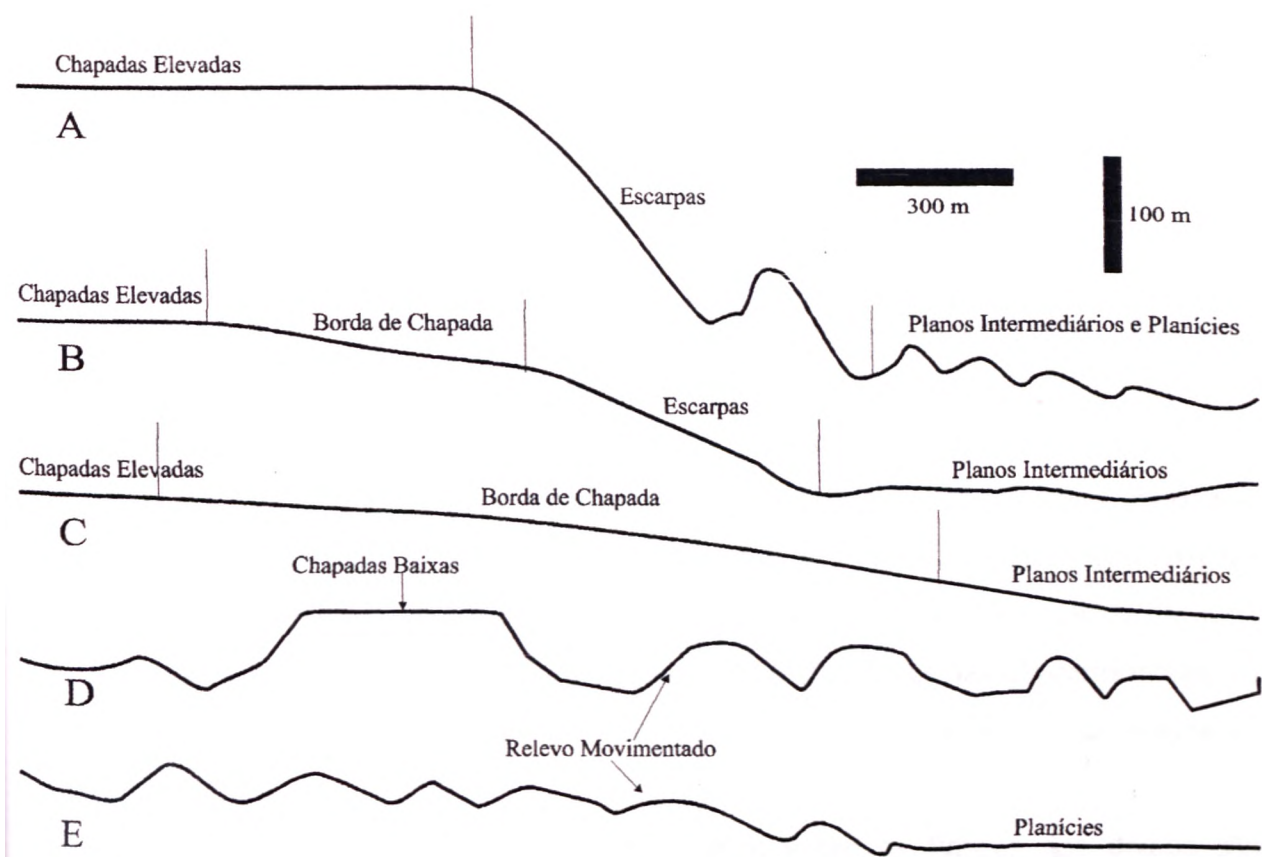


Figura 3.5 - Compartimentos Geomorfológicos do Distrito Federal. A. Transição Chapadas Elevadas/Escarpas/Planos Intermediários na porção norte do Semi-domo de Brasília, mostrando vertentes com elevada declividade e maior índice de aprofundamento de drenagem; B. Transição Chapadas Elevadas/Bordas de Chapada/Escarpas/Planos Intermediários na porção leste do Semi-domo de Brasília, mostrando vertentes com declividades intermediárias; C. Transição Chapadas Elevadas/Bordas de Chapada/Planos Intermediários na porção interna do semi-domo de Brasília, mostrando vertentes com declividades baixas; D. Planos Intermediários nas bacias do São Bartolomeu e Descoberto mostrando presença de Chapadas Baixas e relevo movimentado; E. Planos Intermediários e Planícies na Bacia do Maranhão, mostrando relevo acidentado e plano (Martins, 2000).

presença dessa feição, como toda as porções de contato entre o Semi-domo de Brasília e as dissecadas das bacias mais importantes, destacando a porção norte.

O compartimento Planos Intermediários (Figura 3.5) define porções planas extensivamente distribuídas na região e com diversos graus de dissecação, intermediários aos Chapadas Elevadas e Planícies e limitados por Bordas de Chapadas e Escarpas. Esse compartimento apresenta grande semelhança ao Pediplano de Brasília, definido pela CODEPLAN (1984).

O compartimento Planícies representa a superfície limitada pelos canais dos principais nos da região e os Planos Intermediários. Caracterizado pelo relevo plano e por altitudes entre 750 e 900 metros.

3.4.2 - Controle Lito-Estrutural

A paisagem é incontestavelmente compartimentada pelo controle lito-estrutural. O padrão de interferência de fases NS e EW que ultimou o Ciclo Brasileiro produziu domos e bacias regionais que se refletem no modelado. As feições mais marcantes são o domo estrutural de Brasília e as bacias estruturais, representadas por rochas dos grupos Canastra e Araxá, onde se localizam os vales do São Bartolomeu e do Descoberto, e por porções carbonáticas do Grupo Paranoá, onde está instalado o Vale do Rio Maranhão.

Os domos foram cortados por superfícies de aplainamento e seus núcleos denudados, gerando Planos Intermediários, invertendo o relevo, ou seja, nas áreas nas quais as drenagens eram centrífugas, com o processo denudacional passaram a ser centrípetas. Inicialmente seria gerado um padrão de drenagem centrífuga nos domos e anelar nas bacias. Posteriormente, os domos teriam seus topos aplainados e as bacias seriam os pontos de escape do sistema de drenagem regional.

As Chapadas Elevadas que se desenvolveram sobre os flancos dos domos são escalonadas de acordo com a organização litológica. No caso do domo de Brasília, os topos são sustentados por quartzitos da Unidade Q₃, sendo sucedidos por patamares estruturais sobre metarritmitos e depressão sobre ardósias. No interior da depressão ocorre residual de aplainamento convexo que pode ser relacionado aos níveis quartzíticos da Unidade R₃ (Metarritmito Arenoso), conforme pode ser constatado no mapa geológico do DF (Figura 3.2) e na compartimentação geomorfológica proposta por Novaes Pinto.

Entretanto, os topos da Chapada de Brasília mostram-se rebaixados em relação aos da Contagem, de forma progressiva, de W para E. Esses fatos podem estar relacionados ao reflexo de dobramento assimétrico da fase de domeamento, com flancos W mais próximos da horizontal, e flanco E com maiores caimentos, indicando uma vergência para o Cráton do São Francisco, como é de se esperar. Isso explicaria as maiores extensões dos residuais de aplainamento da porção W do Domo de Brasília, representadas pela Chapada da Contagem, em contraposição ao flanco E, mais estreito. Entretanto, essa assimetria não explica o rebaixamento progressivo dos topos das Chapadas Elevadas, de W para E. Se os topos das Chapadas Elevadas representam fase de aplainamento cogenético, sustentados atualmente por quartzitos da Unidade Q₃, o rebaixamento deve ter outra explicação. Isso pode significar um ajuste de blocos, através da reativação das lineações de cisalhamento N45E e N45W. No caso

do Domo de Brasília, esse ajuste pode ter sido na forma de rotação dos blocos no sentido horário, rebaixando a porção E e sobrelevando a porção W.

Os topos da Chapada do Divisor São Bartolomeu-Preto, incluídos nas Chapadas Baixas, estão sobre filitos do Grupo Canastra, sendo que no interior da Bacia do Preto ocorre a sequência pelítica do Grupo Bambuí

As diferenças altimétricas entre as Chapadas Elevadas e as Chapadas Baixas dos Planos Intermediários podem ser explicadas por duas hipóteses. A primeira relaciona a geração dessas superfícies em diferentes épocas, como proposta por Novaes Pinto (1993). A segunda relaciona o intemperismo diferencial sobre rochas de diferentes composições químicas e físicas e, portanto, gerando superfícies cogenéticas

3.5- PEDOLOGIA

Os solos do DF representam bem os solos da região do Cerrado (Buol & Cline, 1973). 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 DF, na escala 1:100 000 (Figura 3.6). A partir do trabalho citado, identifica-se que a região possui três classes de solos mais importantes, denominadas de Latossolo Vermelho (**LE**), Latossolo Vermelho-Amarelo (**LV**) e Cambissolo (**Cb**). A representatividade territorial destes no DF é de 85,49 %

Os latossolos representam 54,47% da área, divididos em LE (38,63%) e LV (15,84%). A classe LE ocorre principalmente nos topos das chapadas, principais divisores com topos planos, na Depressão do Paranoá e na Bacia do Preto. A classe LV ocorre principalmente nas bordas de chapada e divisores, em superfícies planas abaixo dos topos da Chapada da Contagem, sempre adjacente a classe LE. A classe LV ocorre especialmente no divisor Descoberto-Preto

A classe Cb (31,02%) ocorre preferencialmente nas vertentes das bacias mais importantes do Maranhão, do Descoberto e do São Bartolomeu, além das encostas com declividades mais elevadas na Depressão do Paranoá e na Bacia do Preto

Todas as outras classes que ocorrem no DF cobrem 9,06% do total, representados por podzólicos (4,09%), brunizos avermelhados (0,09%), solos aluviais (0,19%), solos hidromórficos indiscriminados (4,16%) e areias quartzosas (0,53%). O restante da área é

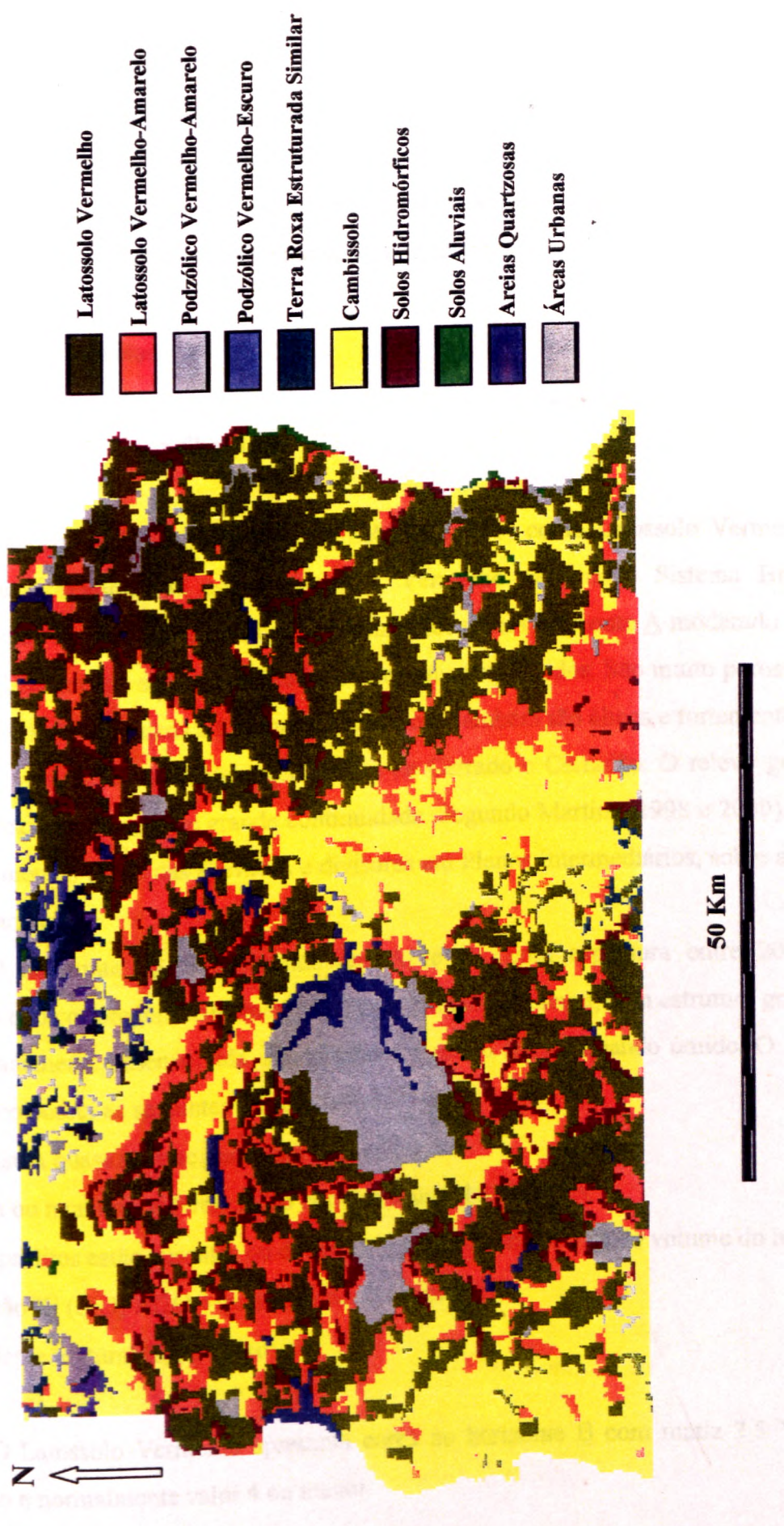


Figura 3.6 - Mapa pedológico do Distrito Federal (EMBRAPA, 1978).

representada por superfície aquática e áreas urbanas (5,45%). Os podzólicos são mais típicos na Bacia do Maranhão associados ao brunizem avermelhado. Os solos aluviais ocorrem em porções restritas dos vales do Preto e Maranhão. Os solos hidromórficos são importantes ao longo de córregos pequenos e nascentes dos principais rios. A classe Areia Quartzosa é típica de Bordas de Chapadas, especialmente sobre quartzitos.

3.5.1 - Classes de Solos

3.5.1.1 - Latossolo Vermelho (LE)

Esta classe foi definida pela EMBRAPA (1978) como Latossolo Vermelho-Escuro, mas hoje é denominada como Latossolo Vermelho pelo novo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. São solos não hidromórficos, com horizonte A moderado e horizonte B latossólico, textura argilosa ou média e ricos em sesquióxidos. São muito porosos, bastante permeáveis e de acentuada a fortemente drenados. Também são álicos e fortemente ácidos.

A vegetação associada é geralmente de Cerrado e Cerradão. O relevo geralmente é plano a suave ondulado, de grande continuidade. Segundo Martins (1998 e 2000), ocorre nos compartimentos Chapadas Elevadas e divisores em Planos Intermediários, sobre as rochas do Grupo Paranoá.

O horizonte A é subdividido em A_1 e A_3 , 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 ou nenhuma diferenciação entre os seus subhorizontes;
- Os saprólitos estão ausentes ou devem constituir menos de 5% do volume do horizonte;
- Relação K_i (SiO_2/Al_2O_3) quase sempre inferior a 2,0 ;
- Gradiente textural (B/A) baixo.

O Latossolo Vermelho apresenta cores no horizonte B com matiz 2,5 YR ou mais vermelho e normalmente valor 4 ou menor.

3.5.1.2 - Latossolo Vermelho-Amarelo (LV)

Ainda em EMBRAPA (1978), a distinção entre os latossolos Vermelho e Amarelo está apenas relacionada à cor do horizonte B. Neste, as cores são vermelha à amarela, matiz 2,5 YR ou mais amarelada. Alguns perfis também podem apresentar caráter concrecionário e plíntico.

A vegetação associada é geralmente de Cerrado *sensu stricto*, Campo Limpo e Campo Sujo. Ocorre preferencialmente no compartimento Bordas de Chapadas, apresentando vertentes com declividades entre 5 e 20%, retilíneas a convexas (Martins, 1998 e 2000).

3.5.1.3 - Cambissolo (Cb)

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

A vegetação associada geralmente é de Campo Limpo. Ocorre nos compartimentos Escarpas e Planos Intermediários, nas vertentes mais movimentadas (Martins, 1998 e 2000).

As características básicas definidas na região do DF para os horizontes B Câmbico, que as diferenciam do Latossólico, são resumidas da seguinte forma:

- Espessura sempre menor que 70 cm, sendo em média de 20 cm;
- Relação $K_i > 2,2$;
- Apresenta, em geral, textura mais grosseira;
- Saprólito com maior espessura;
- As transições entre os horizontes A, B, C são claras e abruptas.

O horizonte A apresenta cores bruno-avermelhada escura, bruno-acinzentada 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.

3.5.1.4 - Solo Podzólico Vermelho-Amarelo (PV)

Os solos podzólicos atualmente fazem parte das Subordens dos Argissolos, Luvisolos e Alissolos, segundo EMBRAPA (1999). Contudo, no decorrer do texto, continuarão sendo denominados de podzólicos, uma vez que são descritos no Mapa Pedológico do DF (Figura 3.6) com este termo, não podendo assim reclassificá-los, de forma precisa, em sua nova denominação. Além disto, a coleta de campo dos solos estudados nesta Tese foi realizada anteriormente a implantação do novo Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (EMBRAPA, 1999).

A classe Podzólico Vermelho-Amarelo (**PV**) são solos distrófico ou álicos, que apresentam perfil do tipo A, Bt e C, com distinta individualização de horizontes. As transições são claras e planas, de A para o Bt, e gradual e plana, do Bt para o C. O horizonte Bt é caracterizado por apresentar um gradiente textural, mais argiloso, em relação ao horizonte A. A espessura dos horizontes varia conforme o contexto do relevo, mas geralmente com espessuras inferiores aos latossolos e, muitas vezes, inferiores a 50 cm.

A classe **PV** apresenta textura argilosa e média, bem drenados, moderadamente porosos, sobretudo na parte superficial. Essas características, associadas ao relevo movimentado, conferem a esses materiais uma elevada suscetibilidade à erosão. Apresenta agregados granulares a subangulosos pequenos a médios em dimensão. A cerosidade é comum entre os agregados. As cores do horizonte Bt apresentam matizes que variam de bruno (6.5 YR) a vermelho-amarelado (4 YR).

Esta classe (0,82%) ocorre preferencialmente na região norte e noroeste do DF, sobre rochas da Unidade Psamo-pelito-carbonatada do Grupo Paranoá, em áreas representativas de relevo ondulado e forte ondulado, com altitudes variando de 800 e 900 m e sob cobertura vegetal de Floresta Subcaducifólia e Cerradão Subcaducifólio. Segundo Martins (1998 e 2000) ocorre nos limites entre os compartimentos Planos Intermediários e Planícies.

3.5.1.5 - Solo Podzólico Vermelho-Escuro (PE)

Esta classe não apresenta nenhum perfil descrito por EMBRAPA (1978). Entretanto, alguns estudos de campo realizados e encontrados em Martins (1998 e 2000) mostram que a classe **PE** ocorre de forma intermediária, em topossequências, entre a classe **Cb**, no topo, e a classe **PV**, na base. Localmente, ocorrem as classes Terra Roxa Estruturada (**TRe**) e

Brunizem Vermelho-Amarelo (**BV**) associadas a **PV** e **PE**. Entretanto, estudos recentes realizados pela equipe da EMBRAPA / Cerrados admite que as classes **TRe** e **BV** são consideradas como **PV** e **PE**, com diferentes graus de fertilidade, na classificação pedológica atualmente em vigor no Brasil (Martins, 1998 e 2000).

Existe grande similaridade com a classe **PV**, entretanto apresenta matizes de 2 5 YR ou mais avermelhadas.

3.5.1.6 - Solos Hidromórficos Indiscriminados (Hi)

Os solos hidromórficos indiscriminados incluem as classes Plintossolo, Gley Pouco Húmico, Gley Húmico e Hidromórfico Cinzento.

Estes solos caracterizam-se por horizonte A bem desenvolvido e por apresentar processos de redução do Fe em ambientes com elevada atividade da água e baixa drenagem. As estruturas do horizonte B geralmente são maciças. O horizonte B da classe Plintossolo apresenta mosqueados e nódulos ferruginosos. A razão Ki geralmente é maior que 2,2, em função da elevada atividade da sílica. São solos que ocorrem em tomo de drenagens e pequenos córregos, associados ao afloramento do lençol freático. Os relevos geralmente são planos a suave ondulados, típicos de ocorrer no compartimento Planos Intermediários (Martins, 1998 e 2000). A vegetação de Matas de Galeria são típicas desse tipo de solo.

3.5.1.7 - Solos Aluviais (A)

Os solos aluviais desenvolvem-se sobre sedimentos aluviais associados às planícies das principais bacias da região. Geralmente apresentam granulometria arenosa e horizonte A bem desenvolvido. A vegetação de Matas de Galeria e Ciliares ocorre neste tipo de solo. Em Martins (1998 e 2000), é descrito que o relevo é plano, típico do compartimento Planícies.

3.5.1.8 - Areias Quartzosas (AQ)

A classe Areias Quartzosas (**AQ**) apresenta como material de origem os quartzitos do Grupo Paranoá, sendo típicos de ocorrer no compartimento Bordas de Chapadas (Martins, 1998 e 2000). A diferenciação em relação aos latossolos deve-se simplesmente à textura, que

no caso da AQ é de areia franca a areia. Os latossolos que apresentam grande contribuição de quartzitos apresentam no máximo textura média.

Na classe AQ os agregados são formados por grãos simples, compostos por quartzo. Em função da fraca estrutura, esses solos apresentam grande suscetibilidade à erosão. Por outro lado, apresentam grande permeabilidade e condutividade hidráulica. As espessuras são similares às encontradas nos latossolos.

3.5.2 - Sistemas Pedológicos do Distrito Federal

A partir da relação dos solos com o substrato rochoso (geologia) e a paisagem do relevo (geomorfologia) é possível uma maior compreensão dos sistemas pedológicos do DF. Estas relações são apresentadas neste item como uma síntese das descrições de Martins & Baptista (1998) e Martins (2000).

As vertentes representam organizações da paisagem e de seus diversos estratos pedológicos. Nas Chapadas Elevadas, o **LE** com textura média é a classe de solo mais representativa, tendo como materiais de origem os metarritmitos e quartzitos do Grupo Paranoá.

Nas porções de Bordas de Chapadas a classe mais representativa é o **LV** com textura argilosa, geralmente com caráter plíntico. Somente onde predominam quartzitos, sem intercalações de materiais mais argilosos, ocorre subsidiariamente a classe AQ.

Nas porções de Planos Intermediários ocorrem contextos distintos. No interior do Domo de Brasília e na Bacia do Preto, os divisores estão cobertos pela classe **LE** com textura argilosa, enquanto nas vertentes ocorre **LV** com textura argilosa e caráter plíntico e, ao longo das drenagens, solos hidromórficos. Nas bacias do Descoberto e São Bartolomeu ocorrem as classes **Cb** nos relevos movimentados e **LV** com textura argilosa e caráter plíntico, nos residuais de aplainamento. Na Bacia do Maranhão ocorrem as classes **Cb** nas vertentes mais íngremes e as classes **PV** e **PE** nas regiões com declividades menores.

Essa organização das classes pedológicas na paisagem reflete-se no controle lito-estrutural e no equilíbrio geoambiental. As porções com declividades baixas das Chapadas Elevadas apresentam **LE** como resultado do domínio do intemperismo químico sobre o físico. Nas Bordas de Chapadas, o potencial erosivo aumenta, mas a presença de couraças associadas à classe **LV** diminui esse processo. Nas Escarpas, o **Cb** é a classe dominante, em função da

contínua erosão e diminuição dos processos químicos. Nos Planos Intermediários, dependendo das características das vertentes, todos esses processos podem ocorrer, apresentando todos os tipos de solos.

4. - METODOLOGIA

Os solos estudados foram submetidos a uma grande diversidade de ensaios e análises do ponto de vista físico, químico, mineralógico e micromorfológico. Após o conhecimento destas propriedades foram realizadas correlações entre elas, a partir de análises estatísticas. Todas estas metodologias serão descritas a seguir.

4.1 - DESCRIÇÃO DE CAMPO

As descrições de campo objetivaram a individualização dos horizontes de intemperismo expostos pelos perfis. As descrições seguiram os critérios convencionais, a partir dos seguintes parâmetros, visíveis à vista desarmada e/ou com lupa de bolso (5 ou 10 vezes de aumento): cor, estrutura, granulometria, vazios (formas e dimensões), presença de raízes, porosidade etc.

A partir destes parâmetros foi possível fazer uma classificação de campo dos horizontes analisados, onde utilizou-se a descrição de perfis de intemperismo proposta no item 2.3, além de definir a origem geológica do substrato e onentar as descontinuidades.

4.2 - AMOSTRAGEM

Nas áreas escolhidas, foram coletados dois blocos de amostra indeformada de cada solo estudado, com dimensões aproximadas de 30 X 30 X 30 cm, perfazendo um total de 28 blocos. Estes foram parafinados, envolvidos com tecido do tipo "morim" e parafinados novamente para evitar trincamentos durante o transporte, prejudiciais à manutenção das condições naturais de umidade. Em seguida foram identificados, orientados de acordo com o campo e acondicionados em caixas de madeira para o transporte. Posteriormente foram armazenados em câmara úmida, com umidade relativa entre 80 a 90%.

Também para cada solo estudado, foi coletado um saco de amostra com peso médio de 4 kg, a partir dos quais foram realizados os ensaios associados às amostras deformadas. Estes materiais, ao chegarem ao Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília, sofreram destorroamento e homogeneização e foram novamente armazenados em sacos, etiquetados e colocados em câmara úmida.

A coleta ocorreu entre os meses de junho e agosto de 1997, ou seja, em um período de seca na região dos Cerrados.

4.3 - ANÁLISES FÍSICAS

Os ensaios para determinação das propriedades físicas dos solos estudados podem ser divididos em dois tipos específicos, de acordo com a aplicação rotineira ou não na área de geotecnia. Estes tipos são: ensaios geotécnicos e ensaios incomuns à área de geotecnia, como serão definidos a seguir.

4.3.1 - Ensaios Geotécnicos

Todos os ensaios geotécnicos realizaram-se no Laboratório de Geotecnia do Departamento de Engenharia Civil e Ambiental da Universidade de Brasília. São ensaios de rotina em qualquer laboratório de geotecnia e por isso serão apenas resumidos neste capítulo.

4.3.1.1 - Caracterização dos Solos

Os ensaios de caracterização foram realizados seguindo fundamentalmente as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT). Adotaram-se os seguintes procedimentos:

Umidade Natural do Solo (w_n)

Determinação de acordo com a norma da ABNT NBR 6457/86, realizada a partir do momento em que as amostras chegaram ao Laboratório de Geotecnia da UnB.

Umidade Higroscópica (w_o)

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

Peso Específico Natural (γ_0)

Determinação de acordo com a norma da ABNT NBR 10838/88.

Densidade Real dos Grãos (G)

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

Granulometria

Determinação preconizada na norma da ABNT, NBR 7181/84. Deve-se enfatizar que esta metodologia foi aplicada de duas maneiras: com e sem o uso do defloculante hexametáfosfato de sódio.

A classificação textural ocorreu de acordo com a norma da ABNT, NBR 6502/93. Também segundo esta norma e a ASTM D2487-83 (ASTM, 1984), pode-se conhecer o teor de finos a partir da análise granulométrica, que na realidade representa as partículas de solo que passam pela peneira padrão nº 200 (malha de 0,074 mm).

Limite de Liquidez - Método Casagrande (w_L)

Obtém-se de acordo com a norma da ABNT, NBR 6459/84.

Limite de Plasticidade (w_p)

Calcula-se de acordo com a norma da ABNT, NBR 7180/84.

Índice de Plasticidade (I_p)

É determinado pela diferença entre w_L e w_p .

Índice de Liquidez (I_L)

É expresso por $I_L = (w_n - w_p) / I_p$. (4.1)

Índice de Consistência (I_c)

É expresso por $I_c = (w_L - w_n) / I_p$, onde: (4.2)

- $I_c < 0,50$ = consistência plástica mole;
- $I_c = 0,50$ a $0,75$ = consistência plástica média;
- $I_c = 0,75$ a $1,00$ = consistência plástica rija; e
- $I_c > 1,00$ = consistência dura.

Índice de Atividade do Solo (I_A)

Segundo a proposta de Skempton (1953). Obtido pela equação $I_A = I_p / \%$ de partículas de diâmetro inferior a $2 \mu\text{m}$ (Equação 4.3), onde:

- $I_A < 0,75$ = solos inativos;
- $I_A = 0,75$ a $1,25$ = solos de atividade normal; e
- $I_A > 1,25$ = solos ativos.

Peso Específico Aparente Seco (γ_j)

$$\text{Cálculo a partir da equação } \gamma_d = \gamma_o / (1 + w_n) \quad (4.4)$$

Índice de Vazios (e)

$$\text{A partir da equação } e = (G \times \gamma_d) - 1. \quad (4.5)$$

Porosidade (n)

$$\text{Cálculo a partir da equação } n = e / (1 + e). \quad (4.6)$$

Grau de Saturação (S_r)

$$\text{Obtém-se pela equação } S_r = G \times w_n / \gamma_o \times e. \quad (4.7)$$

Inclinação da Curva de Fluidez ($\text{tg}\beta$)

A partir da realização dos ensaios de Limite de Liquidez de acordo com a norma da ABNT NBR 6459/84, obtém-se a curva de fluidez para cada solo, que segundo Lambe (1951) pode ser expressa pela seguinte equação:

$$w_L = w (N / 25)^{\text{tg}\beta} \quad (4.8)$$

onde w é a umidade de solos necessária para fechar a ranhura em N golpes, e β é o ângulo da curva de fluidez, conforme é demonstrado na Figura 4.1.

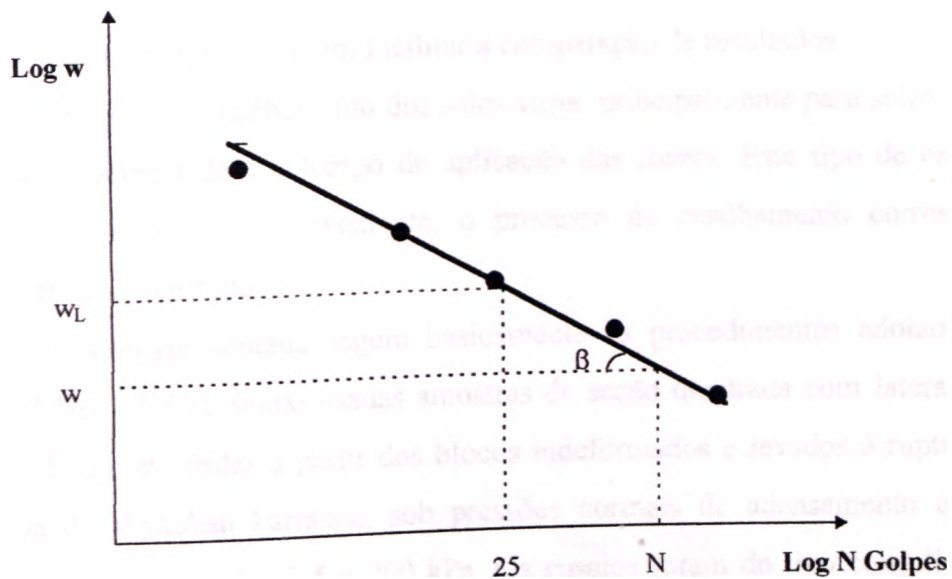


Figura 4.1 - Curva de fluidez determinada a partir do limite de liquidez.

Segundo Lambe (1951), há um certo paralelismo entre as curvas de fluidez quando plotadas em um gráfico log-log, independentemente do tipo do solo. Frente a esta definição ele cita que a *Waterways Experimental Station*, em 1948, criou uma metodologia para a determinação do limite liquidez a partir de um ponto único obtido com o Aparelho de Casagrande, cuja equação aplicada é:

$$w_L = w (N / 25)^{0,121} \quad (4.9)$$

Queiroz de Carvalho (1997) descreve que existem outras fórmulas semelhantes. Por exemplo, os ingleses obtiveram experimentalmente a equação $w_L = w (N / 25)^{0,092}$. Para os solos de Portugal foi apresentada por Esteves (1961) a equação $w_L = w (N / 25)^{0,097}$, e os solos brasileiros, Pinto & Oliveira (1975) chegaram à seguinte formulação $w_L = w (N / 25)^{0,156}$

Paranhos (1998), estudando solos da região do Distrito Federal, demonstra que a inclinação da curva de fluidez ($\text{tg}\beta$) aumenta com a profundidade do solo.

4.3.1.2 - Ensaio de Cisalhamento Direto dos Solos

O ensaio de cisalhamento direto foi o processo de laboratório usado para a determinação dos parâmetros Φ (ângulo de atrito) e c (coesão) e, conseqüentemente, da envoltória de resistência do solo. Optou-se por esse ensaio devido à necessidade de se controlar o plano de ruptura e assim facilitar a comparação de resultados.

A resistência ao cisalhamento dos solos varia, principalmente para solos saturados, de acordo com a velocidade e o tempo de aplicação das cargas. Este tipo de ensaio procura reproduzir, de modo mais conveniente, o processo de cisalhamento correspondente ao problema prático em estudo.

A metodologia adotada seguiu basicamente os procedimentos adotados por Head (1980) e SENAI (1989), sendo usadas amostras de seção quadrada com laterais de 6 cm e altura de 2,5 cm, moldadas a partir dos blocos indeformados e levados à ruptura na prensa mecanizada da Wykehan Farrance, sob pressões normais de adensamento que variaram, dependendo da amostra, de 12,5 a 200 kPa. Os ensaios foram do tipo consolidado drenado (CD), com consolidação em períodos que variaram de 30 minutos a 2 horas, dependendo da pressão normal e do tempo necessário à estabilização das deformações. O tempo mínimo de inundação foi de 24 horas sob carga normal de consolidação.

De modo a eliminar a influência da sucção, o programa envolveu apenas a condição saturada para os ensaios. A velocidade de aplicação da tensão cisalhante e/ou a velocidade de deformação do corpo de prova foram lentas ($4,6 \times 10^{-2}$ mm/min). Para os cálculos seguiu-se a formulação padronizada, tendo sido considerada a área corrigida no cálculo das tensões cisalhantes.

4.3.2 - Ensaios Físicos Incomuns à Geotecnia

Neste item serão apresentados ensaios físicos utilizados neste estudo e cujas técnicas não fazem parte da rotina de laboratórios da área de geotecnia. Por isso estes serão melhores descritos que aqueles do item anterior, referente a ensaios geotécnicos. Todos estes ensaios foram realizados no Laboratório de Física de Solo da EMBRAPA / Cerrados.

4.3.2.1 - Terra Fina e o Fator “f”

Inicialmente devem ser definidos alguns conceitos que são utilizados nos vários ensaios físicos que serão descritos a seguir. O termo “terra fina” significa a parte do solo destorroado passado na peneira padrão nº 10 (malha de 2,0 mm de diâmetro). Seu teor pode ser calculado pela seguinte expressão:

$$\text{Terra fina} = \frac{1000 \times b}{a} \quad (4.10)$$

onde a é o peso total das amostras, e b é o peso dos pedregulhos.

O fator “f”, na realidade, corresponde a um fator de correção dos resultados de análises de solo feitas em terra fina seca ao ar em terra fina seca em estufa a 105°C. Para o seu cálculo procede-se da seguinte maneira:

- Colocar 20 g de terra fina em uma cápsula de alumínio numerada e de peso conhecido;
- Transferir para uma estufa a 105°C e deixar por 12 horas;
- Retirar da estufa, colocar em dessecador, esfriar e pesar com aproximação de 0,05 g;
- Calcular o fator “f” de umidade pela seguinte expressão:

$$\text{Fator “f”} = \frac{20}{\text{peso da amostra seca a } 105^{\circ}\text{C}} \quad (4.11)$$

4.3.2.2 - Análise Granulométrica pelo Método da Pipeta

Baseia-se no tempo de sedimentação das partículas que compõem o solo em suspensão aquosa. Fixa-se o tempo para o deslocamento vertical após a adição de um defloculante. Pipeta-se um volume da suspensão para determinação da massa da argila após seca em estufa. A fração areia é separada por tamisação, também seca em estufa e pesada para obtenção do percentual. O silte corresponde ao complemento dos percentuais para 100%. É obtido por diferença das outras frações em relação à amostra original.

O procedimento a ser seguido em solos não salinos e não calcários, caso dos estudados, é descrito abaixo:

- Colocar 20 g de terra fina em um copo plástico de 250 ml;
- Adicionar 100 ml de água destilada e 10 ml de uma solução normal de hidróxido de sódio (defloculante);
- Agitar com bastão de vidro e deixar em repouso durante uma noite, cobrindo o copo com vidro de relógio;
- Transferir o conteúdo para um copo metálico de agitador elétrico “stirrer”, com o auxílio de um jato de água, deixando o volume em torno de 300 ml;
- Colocar o copo no agitador e proceder à agitação durante 15 minutos para solos argilosos e de textura média e 5 minutos para os arenosos;
- Passar o conteúdo através de uma peneira padrão nº 270 (malha de 0,053 mm), colocada sobre um funil apoiado em um suporte, tendo logo abaixo uma proveta de 1000 ml ou um cilindro de sedimentação;
- Lavar o material retido na peneira com água proveniente de um depósito colocado a, mais ou menos, 3 metros de altura, de modo a se obter uma pressão uniforme na mangueira e uma lavagem eficiente e rápida das areias;
- Completar o volume do cilindro até o aferimento com o auxílio de uma pisceta;
- Agitar a suspensão durante dois minutos com um bastão, tendo este, na sua extremidade inferior, uma rodela de borracha contendo vários furos e de diâmetro pouco menor do que o do cilindro ou proveta;
- Marcar o tempo após concluir a agitação;
- Preparar a “prova em branco” colocando o defloculante utilizado em proveta de 1000 ml contendo água destilada, completar o volume, agitar durante dois minutos e marcar o tempo;

- Medir a temperatura da “prova em branco” e da amostra e verificar na Tabela 4.1 o tempo de sedimentação da fração argila para 5 cm de profundidade;

Tabela 4.1 - Tabela para o cálculo do tempo de sedimentação da argila em suspensão aquosa para uma profundidade de 5 cm, a diversas temperaturas, baseada na Lei de Stokes.

Temperatura (°C)	Tempo	Temperatura (°C)	Tempo
10	5h 11min	23	3h 43min
11	5h 03min	24	3h 38min
12	4h 55min	25	3h 33min
13	4h 47min	26	3h 28min
14	4h 39min	27	3h 24min
15	4h 33min	28	3h 19min
16	4h 26min	29	3h 15min
17	4h 20min	30	3h 10min
18	4h 12min	31	3h 07min
19	4h 06min	32	3h 03min
20	4h 00min	33	2h 58min
21	3h 54min	34	2h 55min
22	3h 48min	35	2h 52min

- Calculado o tempo, introduzir uma pipeta de 50 ml colocada em um pipetador automático de borracha, até a profundidade de 5 cm e coletar a suspensão,
- Transferir para uma cápsula de porcelana ou bequer numerado e de peso conhecido, a porção proveniente da lavagem da pipeta;
- Repetir esta operação para a “prova em branco”;
- Colocar a cápsula na estufa a 105°C e deixar durante uma noite ou até evaporar completamente a suspensão;
- Retirar da estufa, colocar em dessecador, deixar esfriar e pesar com aproximação de 0,0001, concluindo, assim, a determinação da argila e do resíduo da “prova em branco”;
- Completar a lavagem da areia retida na peneira padrão n- 270 (malha de 0,053 mm) com jato forte de água da torneira;
- Transferir a fração areia para uma cápsula de alumínio numerada e de peso conhecido, eliminar o excesso de água e em seguida colocar na estufa,
- Após secagem (3 a 5 horas são suficientes), deixar esfriar e pesar, com aproximação de 0.05 g, obtendo-se, assim, o peso da areia;
- Calcular os valores das frações de acordo com as seguintes expressões:

$$\text{Argila \%} = (\text{peso argila} + \text{peso defloculante}) - \text{peso defloculante} \times 100 \times "f"; \quad (4.12)$$

$$\text{Areia \%} = \text{peso areia} \times 5 \times "f"; \quad (4.13)$$

$$\text{Silte \%} = 100 - (\text{argila \%} + \text{areia \%}). \quad (4.14)$$

4.3.2.3 - Argila Dispersa em Água pelo Método da Pipeta

O material em suspensão confere determinada densidade ao líquido. Decorrido o período para a coleta do material, se não tiver nenhuma partícula coloidal na suspensão, a argila estará 100% floculada. Para a sua determinação, deve-se proceder da seguinte forma:

- Colocar 20 g de terra fina em um copo plástico de 250 ml;
- Adicionar 100 ml de água destilada e deixar em repouso, durante uma noite, cobrindo o copo com um vidro de relógio;
- Transferir o conteúdo para um copo metálico do agitador, proceder à agitação, passar o material através de uma peneira padrão nº 270 (malha de 0,053 mm), lavar as areias, completar o volume de 1000 ml, agitar a suspensão por 20 segundos, medir a temperatura, determinar o tempo de sedimentação, pipetar 50 ml a 5 cm, evaporar, dessecar, esfriar e pesar a fração argila conforme técnica indicada na análise granulométrica pelo método da pipeta (item 4.3.2.2);
- Abandonar as areias;
- Calcular a percentagem de argila dispersa em água pela seguinte expressão:

$$\text{Argila dispersa \%} = \text{peso argila} \times 100 \times "f \quad (4.15)$$

Deve ser observado que esta argila também é denominada de argila natural e é utilizada para o cálculo do grau de floculação da amostra.

4.3.2.4 - Graus de Floculação e de Dispersão

O grau de floculação é a relação entre a argila naturalmente dispersa e a argila total, obtida após a dispersão. Indica a proporção da fração argila que se encontra floculada, informando sobre o grau de estabilidade dos agregados.

O grau de floculação é calculado em função das percentagens de argila total e argila dispersa em água, de acordo com a seguinte expressão:

$$\text{Grau de floculação} = \frac{(\text{argila total} - \text{argila dispersa em água}) \times 100}{\text{argila total}} \quad (4.16)$$

Já para o grau de dispersão utiliza-se a seguinte expressão:

$$\text{Grau de dispersão} = 100 - \text{Grau de floculação} \quad (4.17)$$

Cabe observar que a argila total deve ser retirada da análise granulométrica pelo método da pipeta, uma vez que a argila dispersa também possui o mesmo princípio de ensaio.

4.3.2.5 - Determinação da Curva Característica das Amostras a partir da Centrifugação

Segundo Jucá (1990), existe na literatura uma grande variedade de técnicas para determinar em laboratório a sucção de solos. Estes métodos são classificados em dois grupos, denominados métodos diretos e indiretos. No primeiro se encontra a centrífuga, a placa de sucção e a célula de pressão. Nos métodos indiretos estão o dessecador de vácuo, a balança de sorção e o papel filtro.

As curvas características foram determinadas por meio do método da centrifugação das amostras, baseado na metodologia clássica de Gardner (1937) e de Russell & Richards (1938). Segundo Freitas Jr. & Silva (1984) e Skibinsk & Fredlund (1996), esta metodologia apresenta como vantagem o tempo de equilíbrio para a obtenção da umidade volumétrica e seus correspondentes potenciais matriciais.

Teoria

Para obter os dados da umidade volumétrica *versus* sucção do solo a partir da centrifugação, devem ser conhecidos: a relação entre a sucção induzida dentro da centrífuga, o raio da centrífuga, a velocidade angular da centrífuga e a densidade do fluido dos poros. Tal relação foi desenvolvida por Gardner (1937). A equação é a seguinte.

$$\Psi_1 = \frac{\rho\omega^2}{2(r_2^2 - r_1^2)} \quad (4.18)$$

onde:

$\Psi_1 =$ sucção num ponto dentro da amostra de solo centrifugada afastada r_1 do centro da rotação; $p =$ densidade do fluido do poro; $\omega =$ velocidade angular; $r_2 =$ raio da centrífuga (distância a partir do eixo) para uma elevação constante da superfície de água livre; e $r_1 =$ raio da centrífuga para um ponto dentro da amostra de solo centrifugada.

Procedimento

- A preparação da amostra requer que esta seja indeformada e contida em anel volumétrico de alumínio de 100 cm³, com comprimento de 5 cm. Esta amostra é colocada sobre papel filtro em uma bandeja de 6 cm de altura, onde é acrescentada água de forma gradativa até que ocorra uma saturação mais eficiente no tempo de 24 horas.
- Após esta etapa, deve-se pesar a amostra saturada com o intuito de se obter o ponto 0,00 pF e posteriormente a umidade deste estágio.
- Submete-se a amostra saturada à centrifugação por 30 minutos (tempo de equilíbrio) e com a velocidade angular calculada para uma sucção matricial equivalente a 0,06 pF, pesando-se a amostra no final.
- Repete-se esta última etapa para as sucções de 0,10 , 0,33 , 0,60 , 1,00 e 15 pF. A Tabela 4.2 apresenta as velocidades angulares em rotações por minuto para cada um destes pontos em dois modelos de centrífugas bastante usados nesta metodologia.
- Por último, a amostra é levada à estufa de 105 C até atingir massa constante e então é Pesada.
- Conhecendo-se os teores de umidade da amostra em todas estas etapas de acordo com a norma da ABNT NBR 6457/86, como já foi descrito, confecciona-se a curva característica a Partir do gráfico teor de umidade *versus* pF.

Tabela 4.2 - Velocidades angulares em rpm para dois modelos de centrífugas.

	Sucção matricial (pF)					
	0,06	0,10	0,33	0,6	1	15
Tempo (min)	30	30	30	30	30	30
H-1400pF Kokusan (rpm)	600	800	1400	1800	2400	9200
H-70 Kiya Seisakushu (rpm)	545	700	1273	1717	2252	8584

Para cada solo natural estudado, esta metodologia foi aplicada para duas amostras indeformadas, para que se pudesse analisar a existência ou não de problemas sobre a indeformabilidade das amostras ou qualquer outra forma de erro durante os ensaios, ou ainda verificar a possível influência da heterogeneidade de alguns solos (principalmente Zonas Mosqueadas e Saprólitos Finos) nos resultados finais. Desta forma, este trabalho apresenta duas curvas características para cada solo.

As curvas características foram determinadas no Laboratório de Física de Solo da EMBRAPA / Cerrados, a partir da centrífuga Modelo H-1400pF da fabricante Kokusan Ltda (Figura 4.2).

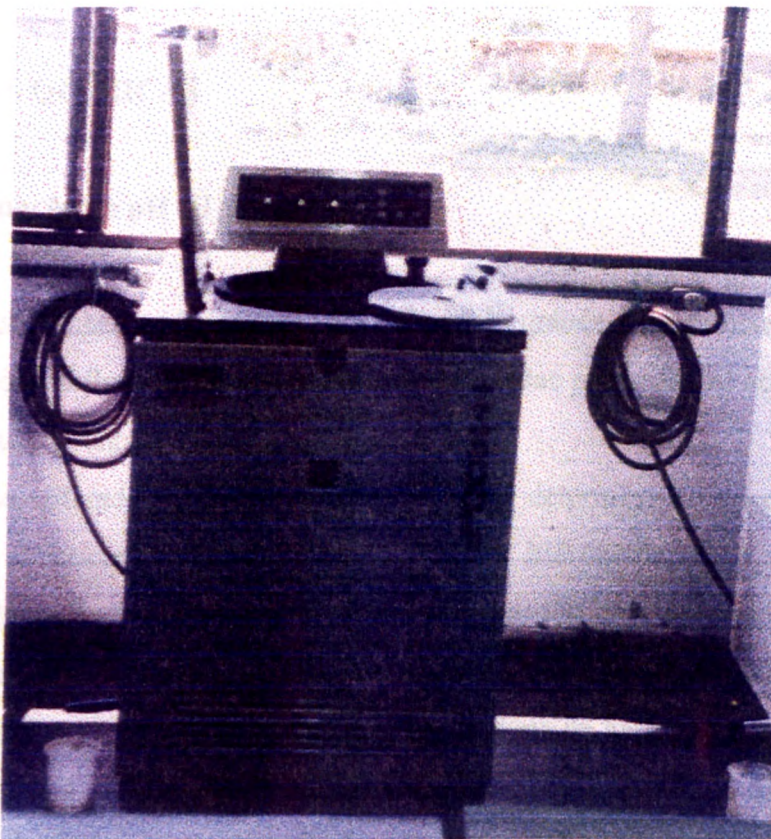


Figura 4.2 - Centrífuga H-1400pF Kokusan.

4.3.2.6 - Microporosidade e Macroporosidade

As determinações da microporosidade e da macroporosidade são feitas a partir da análise da curva característica. As amostras saturadas são colocadas sob centrifugação a qual retira a água dos macroporos (poros com diâmetro $> 0,06$ mm), determinando a microporosidade diretamente a partir do valor percentual da umidade associada à tensão de

0,06 pF da curva característica. Desta forma, a macroporosidade pode ser facilmente determinada pela expressão:

$$\text{Macroporosidade \%} = (n) \% - \text{Microporosidade \%} \quad (4.19)$$

Onde n é a porosidade obtida pela Equação 4.6.

Como foram confeccionadas duas curvas características para cada solo estudado, a microporosidade foi obtida a partir da média aritmética dos dois teores de umidade em 0,06 pF das curvas, cujo o desvio padrão também é calculado.

4.4 - ANÁLISES QUÍMICAS

4.4.1 - Determinação do pH (H₂O e KCl)

O potencial hidrogeniônico (pH) dos solos é de grande importância neste estudo, pois este é um fator que influencia fortemente a agregação das partículas e, conseqüentemente, a distribuição estrutural entre os 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 (pHmetro); possui um eletrodo de vidro com um fio de platina em seu interior, cheio de solução de KCl 0,1 N e, um 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.

O pH foi determinado a partir de dois líquidos extratores, água destilada e KCl 1N, do seguinte modo:

- Em um copo plástico de 50 ml, colocar 10 ml de solo e 25 ml de água destilada ou 25 ml de KCl 1N;
- Agitar com um bastão ou colocar em agitador por 5 minutos;
- Deixar em repouso por uma hora, e depois proceder as leituras em pHmetro, nunca exceder o prazo de três horas.

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Química de Solos da EMBRAP A/Cerrados.

A diferença aritmética entre o pH em KCl 1N e em água destilada, conhecida como ΔpH , pode ser positiva ou negativa. No caso do resultado se mostrar positivo, indica que na amostra ocorre uma predominância de oxi-hidróxidos de Fe e Al. Na situação inversa, ou seja, quando o resultado se apresentar negativo, significa que ocorre na amostra um predomínio de argilas silicatadas.

4.4.2 - Determinação de Matéria Orgânica

A oxidação da matéria orgânica é realizada via umida, com dicromato de potássio em meio sulfúrico, empregando-se como fonte de energia o calor desprendido do ácido sulfúrico e/ou aquecimento. O excesso de dicromato, após a oxidação, é titulado com solução padrão de sulfato ferroso amoniacal (sal de Mohr). O procedimento foi:

- Tomar aproximadamente 20 g de solo, triturar em gral e passar em peneira de n- 80 (malha de 0,180 mm);
- Pesas 0,5 g do solo triturado e colocar em erlenmeyer de 250 ml,
- Adicionar 10 ml (pipetados) da solução de dicromato de potássio 0,4 N. Incluir um branco com 10 ml da solução de dicromato de potássio e anotar o volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação (observar quando a cor azul desaparecer, cedendo lugar à verde);
- Colocar um tubo de ensaio de 25 mm de diâmetro e 250 mm de altura, cheio de água, na boca do erlenmeyer, funcionando este como condensador,
- Aquecer em placa elétrica até a fervura branda, durante 5 minutos,
- Deixar esfriar e juntar 80 ml de água destilada, medida com proveta, 2 ml de ácido ortofosfórico (H_3PO_4 85%) e 3 gotas do indicador difenilamina;
- Titular com solução de sulfato ferroso amoniacal 0,1 N até que a cor azul desapareça, cedendo lugar à verde;
- Anotar o número de mililitros gastos;
- Calcular o Carbono orgânico a partir da expressão.

$$C \text{ (g/kg)} = (40 - \text{volume gasto}) \times a \times 0,6 \quad (4.20)$$

onde “a” é igual a 40 / volume de sulfato ferroso gasto na prova em branco.

• Para o cálculo da percentagem de matéria orgânica, multiplica-se o resultado do carbono orgânico por 1,724. Este fator é utilizado em virtude de se admitir que, na composição média do húmus, o carbono participa com 58%.

$$\text{Matéria Orgânica (\%)} = \frac{C \text{ (g/kg)} \times 1,724}{100} \quad (4.21)$$

Observação: Os reagentes mais complexos desta determinação podem ser obtidos das seguintes maneiras:

- a) Solução de $K_2Cr_2O_7$ 0,4 N em meio ácido - dissolver 39,22 g de $K_2Cr_2O_7$ previamente seco em estufa a $130^\circ C$ por uma hora, em 500 ml de água contida em balão aferido de 2 litros. Juntar uma mistura, já fria, de 1000 ml de ácido sulfúrico concentrado e 500 ml de água. Agitar bem para completar o volume do balão com água.
- b) Sulfato ferroso amoniacal 0,1 N - pesar 40 g de $Fe(NH_4)_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ e dissolve-lo em 500 ml de água destilada, adicionando-se 10 ml de H_2SO_4 concentrado, e completar o volume a um litro com água destilada.
- c) Indicador de Difenilamina - dissolver 0,5 g de difenilamina em 50 ml de ácido sulfúrico concentrado previamente seco.

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Química de Solos da EMBRAP A/Cerrados.

4.4.3 - Capacidade de Troca Catiônica (CTC)

A CTC do solo é definida como sendo a soma total dos cátions que o solo pode reter na superfície coloidal. Estes cátions adsorvidos podem ser removidos por soluções salinas de amônio, cálcio, bário e soluções de ácidos diluídas e, posteriormente, determinados por métodos volumétricos, de emissão ou absorção atômica.

Muitos métodos têm sido propostos para a determinação da CTC do solo, mas o mais utilizado parte do princípio da soma simples de bases trocáveis e a acidez titulável. Para esta Tese aplicou-se esta técnica, realizada no Laboratório de Química de Solos da EMBRAPA/Cerrados, onde a metodologia usada é simplificada e apresentada nos itens 4.4.3.1 a 4.4.3.3.

4.4.3.1 - Determinação das Bases Trocáveis

Inicialmente utilizam-se duas técnicas de extração para a posterior determinação das bases trocáveis.

Método do KCl N

- Pesar 7,5 g de solo, colocar em erlenmeyer de 250 ml e adicionar 150 ml de solução de KCl N.
- Fechar com rolha de borracha e agitar com movimentos circulares, evitando molhar a rolha; repetir essa operação várias vezes ao dia.
- Depois da última agitação, desfazer o montículo que se forma na parte central do fundo do erlenmeyer e deixar em repouso durante uma noite.
- Pipetar para erlenmeyer de 200 ml duas alíquotas de 50 ml da parte sobrenadante da solução, para determinação do cálcio + magnésio trocáveis.

Método do HCl 0,05 N

- Pesar 10 g de solo, colocar em erlenmeyer de 200 ml e adicionar 100 ml da solução de ácido clorídrico 0,05 N.
- Fechar com rolha de borracha e agitar com movimentos circulares, evitando molhar a rolha; repetir esta operação várias vezes ao dia.
- Depois da última agitação, desfazer o montículo que se forma na parte central do fundo do erlenmeyer e deixar em repouso durante uma noite.
- Filtrar e, no filtrado, determinar o sódio e o potássio em fotômetro de chama, diretamente ou em alíquotas diluídas conforme os teores de Na^+ e K^+ existentes na amostra.

Determinação de cálcio e magnésio trocáveis

A determinação destes trocáveis tem como princípio a extração com solução KCl N e a determinação complexiométrica em presença do indicador *eriochrome black*. O procedimento é:

- Em uma das alíquotas de 50 ml obtidas na extração com KCl N, adicionar 3 gotas de azul de bromotimol (pH 6,0 - 7,6) e titular com solução de NaOH 0,010 N, até a coloração verde-azulada persistente;
- Adicionar 1 gota de água de bromo para eliminar o azul de bromotimol,
- Adicionar 3 ml do coquetel tampão e 4 gotas do indicador *eriochrome black* e titular, imediatamente, com solução de EDTA 0,01 M, até viragem da cor vermelho-arroxeadada para azul puro ou esverdeada (com esta titulação são determinados conjuntamente (Ca⁺⁺ e Mg⁺⁺);
- Anotar o volume de EDTA gasto, onde:

$$\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} \text{ (cmol}_c\text{/kg)} = \text{ml EDTA} \quad (4.22)$$

Observação: Os reagentes mais complexos desta determinação podem ser obtidos das seguintes maneiras:

- a) Azul de Bromotimol (pH 6,0 - 7,6) - Pesar 100 mg do indicador, colocar em um almofariz (gal), e juntar 1,6 ml de NaOH 0,1 N, triturar bem até que o todo fique verde, e transferir para balão de 100 ml e completar o volume com água destilada.
- b) Coquetel tampão: solução tampão pH 10 - dissolver 67,5 g de NH₄Cl em 200 ml de água e colocar em balão afendo de 1 litro. Adicionar 600 ml de NH₄OH concentrado, 0,616 g de MgSO₄ 7H₂O e 0,930 g de EDTA, sal dissódico. Agitar bem até dissolver e completar o volume.
 Verificar a “neutralidade” da solução em relação ao EDTA e ao magnésio, colocando 50 ml de água em erlenmeyer de 125 ml, 3 ml da solução tampão e 4 gotas de *eriochrome black*; a cor avermelhada deverá virar para azul puro pela adição de uma gota do EDTA 0,01 M. Misturar 300 ml da solução tampão pH 10 com 300 ml de trietanolamina e 50 ml de cianeto de potássio a 10%, agitar e guardar em frasco próprio.
- c) Solução de EDTA 0,01 M - pesar 1,8613 g do EDTA previamente seco em estufa e dissolver em água contida em balão de litro, completando o volume,
- d) Indicador *eriochrome black* - dissolver 100 mg do indicador em 10 ml de álcool metílico (metanol) e 10 ml de trietanolamina.

Determinação de potássio trocável

A determinação do K^+ trocável ocorre a partir de sua extração com solução diluída de ácido clorídrico e posterior determinação por espectrofotometria de chama. O procedimento pode ser resumido da seguinte forma:

- Passar o extrato de solo obtido com HCl 0,05 N no fotômetro de chama, utilizando o filtro próprio do potássio;
- Fazer a leitura e diluir a solução caso a leitura ultrapasse a do padrão utilizado;
- Para o cálculo da percentagem do K^+ usa-se a seguinte expressão:

$$K^+(\text{cmol}_c/\text{kg}) = L \times \text{diluição} \times f_k \quad (4.23)$$

onde L = Leitura da amostra

Observação: Para a obtenção do fator f_k , preparar 4 soluções padrão de K^+ e Na^+ contendo 0,1 - 0,2 - 0,3 e 0,4 $\text{cmol}_c/1$, a partir de:

- a) Solução padrão de KCl e NaCl (0,1 $\text{cmol}_c/1$) - pesar 0,0746 g de KCl e 0,0585 g de NaCl previamente secos em estufa e dissolver em HCl 0,05 N até completar o volume de 1 litro;
- b) Solução padrão de K^+ e Na^+ - pipetar para balões aferidos de 500 ml as seguintes quantidades da solução anterior: 50, 100, 150 e 200 ml. Completar o volume com solução de HCl 0,05 N. transferir para frascos e anotar no rótulo as concentrações de 0,1 - 0,2 - 0,3 e 0,4 $\text{cmol}_c/1$, respectivamente.

Passar essas 4 soluções no fotômetro e anotar os valores das leituras, sendo recomendável que a leitura do padrão de 0,02 $\text{cmol}_c/1$ de K^+ e Na^+ represente exatamente a metade da escala do galvanômetro.

Traçar o gráfico leitura x concentração e determinar o fator f_k .

Determinação de sódio trocável

A determinação do Na^+ trocável ocorre a partir da sua extração com solução diluída de ácido clorídrico e posterior determinação com espectrofotometria de chama, conforme o seguinte procedimento:

- Passar o extrato de solo obtido com HCl 0,05 N no fotômetro de chama, utilizando o filtro próprio do sódio;
- Fazer a leitura e diluir a solução caso a leitura ultrapasse a do padrão utilizado;
- Para o cálculo da percentagem do Na⁺ usa-se a seguinte expressão:

$$\text{Na}^+(\text{cmol}_c/\text{kg}) = L \times \text{diluição} \times f_{\text{Na}} \quad (4.24)$$

onde L = Leitura da amostra

Observação: Para a obtenção do fator f_{Na} , preparar 4 soluções padrão contendo 0,1 - 0,2 - 0,3 e 0,4 cmol_c/l , conforme o item anterior, determinar a curva, ou traçar o gráfico leitura x concentração de Na⁺, para o cálculo do fator f_{Na} .

A solução padrão de sódio pode ser preparada isoladamente; entretanto, como as determinações dos trocáveis envolvem as duas determinações (Na⁺ e K⁺), uma só solução torna-se mais prática. Quando se tratar de solos muito ricos em Na⁺, há necessidade de se proceder a várias diluições para poder atingir a escala do aparelho.

Soma de cátions trocáveis (valor S)

$$S (\text{cmol}_c/\text{kg}) = (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + \text{K}^+ + \text{Na}^+) \quad (4.25)$$

4.4.3.2 - Determinação da Acidez Titulável

A acidez titulável ou trocável é definida pela acidez (H + Al) liberada pela reação com solução não tamponada de KCl. Estas soluções não produzem acidez por dissociação de radicais carboxílicos (H⁺), e assim o H⁺ + Al⁺⁺⁺ determinados correspondem às formas trocáveis.

A determinação é feita titulando-se com NaOH em presença de fenolftaleína como indicador. O método usado para esta Tese foi:

Método do BaCl₂ 0,1 M

* Colocar 10 g de solo em erlenmeyer de 250 ml e adicionar 100 ml de BaCl₂ 0,1 M,

- Agitar em agitador mecânico por 1 hora e manualmente por 1 minuto, deixando a suspensão em equilíbrio por uma noite;
- Pipetar 50 ml do sobrenadante;
- Determinar a acidez com NaOH 0,025 N, usando 3 gotas de fenolftaleína 1% como indicador;
- Fazer a prova em branco e comparar com o ponto de viragem do indicador;
- Para o cálculo da acidez titulável usa-se a seguinte expressão:

$$H^+ + Al^{+++} \text{ (cmol}_c\text{/kg)} = V \times 0,5 \quad (4.26)$$

onde V = volume de NaOH 0,025 N gasto na titulação.

4.4.3.3 - Determinação da Capacidade de Troca Catiônica (CTC)

A CTC pode então finalmente ser calculada:

$$CTC \text{ (cmol}_c\text{/kg)} = (S + \text{acidez}) \quad (4.27)$$

onde: $S \text{ (cmol}_c\text{/kg)} = (Ca^{++} + Mg^{++} + Na^+ + K^+)$

$\text{Acidez (cmol}_c\text{/kg)} = (H^+ + Al^{+++})$

4.4.4 - Determinação Química Total dos Elementos Maiores

A composição química das amostras pulverizadas foi determinada por meio de ataque de 0,05 g de amostra e 1,5 g de hidróxido de sódio como fundente, levados em cadinho de níquel à fusão em 450°C por 40 minutos, e posterior diluição em fator 10000 em 0,2 M HCl. Os resultados foram certificados a partir da análise do padrão BG1 - Basalto, seguindo o mesmo procedimento relativo às amostras.

Os elementos Si, Al, Fe, Ti, Ca, Mg e K nas soluções de ataque foram determinados em Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma de Acoplamento Induzido (ICP/AES) marca Thermo Jarrell, modelo íris AP, pertencente ao Laboratório de Química Analítica da EMBRAPA / Cerrados, e a análise processada no *software* Thermo SPEC/CID. Deve-se observar que os valores para K, Mg e Ca não são muito confiáveis, devido a uma concentração muito baixa destes elementos nos solos estudados, diante do fator de diluição de 10000 aplicada para não dar problemas com os outros elementos principais durante a

utilização do ICP/AES, reduzindo dessa forma a sensibilidade das leituras pelo equipamento dos elementos supracitados. O ideal para a quantificação destes elementos seria a Espectrofotometria de Chama em Absorção Atômica (AAS), que não foi utilizado.

A perda ao fogo (PF) foi determinada por ATG, calculada pela diferença entre a perda total de massa, até 1200°C, e a perda devida à umidade, até 150°C. A unidade de medida da PF é em % da massa total.

4.4.5- Determinação Química das Fases Mineraias por Extração Sequencial

Atualmente têm sido amplamente utilizadas propostas de procedimentos de extração seletiva e sequencial das fases presentes em solos e sedimentos, visando principalmente a compreensão da sua gênese e dos processos de mobilidade e retenção de elementos químicos nesses materiais (Tessier *et al*, 1979; Emmench *et al*, 1982; Gibson & Farmer, 1986; Yanful & al, 1988; Yong *et al*, 1993). As correlações das fases obtidas na extração sequencial, tendo como fonte de estudos os constituintes maiores que representam o solo em cada fase, com os valores de pH, teor de matéria orgânica, mineralogia envolvida, superfície específica, entre outros parâmetros físico-químicos, pode ser explicada por mecanismos de adsorção, precipitação, dissolução e troca catiônica, propiciando não só o entendimento dos processos de retenção e mobilidade de metais, mas também de características físicas dos solos, como a Plasticidade, resistência ao cisalhamento, densidade real dos grãos, o poder de agregação e suas características secundárias, entre outras (Yanful *et al*, 1988; Yong & Phadungchewit, 1993; Alloway, 1995; Fanas, 2001).

De acordo com vários estudos, em relação às metodologias, as fases que geralmente compõem uma extração sequencial seletiva são as seguintes:

* **Fase solúvel em água** Alguns sítios na superfície de minerais, em especial os minerais de argila, podem conter íons que estão fracamente ligados à superfície por efeito da carga superficial, sendo facilmente dispersos pela água. Outra forma de dispersão em água pode ocorrer com o ácido fúlvico, fração da matéria orgânica solúvel entre pH 2 a 9, com peso molecular abaixo de 10 e que pode estar associado a alguns metais na forma de complexos (Schnitzer & Hansen, 1970).

* **Fase trocável** É a fase que envolve um meio facilitador para que ocorra a troca entre o solo ou sedimento e o meio solúvel captador. Metais divalentes e trivalentes podem estar

como íons fisicamente ligados por atração eletrostática a sítios de carga negativa nas superfícies dos minerais de argila (Yong & Phadungchewit, 1993).

* **Fase de carbonatos:** Carbonatos de Ca e Mg podem conter metais co-precipitados na forma de hidróxidos insolúveis devido ao alto pH encontrado neste ambiente. Geralmente não se encontram oxi-hidróxidos de Fe nestas superfícies (Chao, 1984).

* **Fase de sulfetos:** Os sítios de sulfetos são importantes, pois os íons de sulfetos ligam-se a metais no meio ambiente.

* **Fase associada à matéria orgânica:** A matéria orgânica (compostos húmicos e não húmicos) pode se ligar a metais formando complexos ou quelatos. Os compostos húmicos têm recebido a denominação de substâncias amorfas, coloidais, polidispersas, com cor amarela a marrom-preto (Felbeck Jr., 1965; Tan, 1993). Yong *et al.* (1992) consideram, de uma forma geral, que os complexos formados entre íons metálicos e ligantes inorgânicos são mais fracos que os complexos formados com ligantes orgânicos.

* **Fase de oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos):** Os metais

Fe e Al podem precipitar na superfície dos argilo-minerais na forma de oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) como, por exemplo, a ferrihidrita ($5 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$) ou a alofana. Tais amorfos e minerais paracristalinos precipitados podem ainda conter traços como Co, Cr, Mn, Mo, V, Ni, e Zn, entre outros. Estes processos se devem à variação do pH no ponto de carga zero (PCZ), dependente do mineral. O óxido de Fe, na sua forma pura, tem valor de PCZ na faixa de 7 a 10 e o óxido de Al, 8 a 9,4, enquanto na mistura com minerais de argila no solo, estes valores de PCZ tendem a abaixar para 1,5 a 4,6

(Alloway, 1995).

* **Fase de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos:** Nos solos tropicais, os oxi-hidróxidos goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$), hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) e lepidocrocita ($\gamma\text{-FeOOH}$) são os minerais mais comuns.

Estes oxi-hidróxidos ocorrem na forma de macro e micronódulos ou disseminados nos agregados compondo a matriz.

* **Fase residual:** A fase residual é composta por silicatos, minerais de alta cristalinidade e uma pequena quantidade de elementos traços. A fase residual é dissolvida por ataque ácido com HF, HCl e HNO_3 . Esta fase não tem significância para estudos de mobilidade e retenção de elementos sendo importante para o balanço de massa nos cálculos (Yong *et al.*, 1993).

Os solos lateríticos, em geral, são ricos em minerais de argila, contendo elevadas concentrações de oxi-hidróxidos de Fe e Al. Como já fora descrito, tais solos derivam de materiais altamente intemperizados, devido às condições climáticas das áreas das regiões tropicais, e pela presença de ácidos fúlvico e húmico, fração importante do húmus, resultantes da decomposição da vegetação e da atividade biológica. As condições do clima tropical favorecem a dinâmica da rápida decomposição de grande quantidade de matéria orgânica e acentuada lixiviação, impossibilitando o acúmulo de húmus.

Portanto, a utilização de extração seqüencial nos solos lateríticos é de extrema importância para estudos das fases que compõem os oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade e oxi-hidróxidos cristalinos como goethita e hematita. Por serem solos altamente intemperizados, as fases solúvel em água e de matéria orgânica podem também fornecer importantes informações quanto aos processos físico-químicos envolvidos na formação de suas características.

Farias *et al.* (2001) propõe uma adequação das extrações seqüenciais seletivas existentes para as condições dos solos tropicais que não apresentam sulfetos e carbonatos, analisando os constituintes maiores e elementos traços. Esta nova metodologia apresenta como grande vantagem uma seletividade dos reagentes que não interfere em uma fase posterior.

4.4.5.1 - Determinação Química das Fases Minerai s por Extração Seqüencial em Solos Tropicais (Farias *et al.*, 2001)

Na metodologia desenvolvida por Farias *et al.* (2001), aplicada a este estudo, utiliza-se 1,0 g de solo previamente secado e passado pela peneira de 0,85 mm. A extração seqüencial seletiva desenvolve-se seguindo os seguintes passos:

- **Solúvel em água:** Nesta fase adiciona-se 80 ml de água destilada no filtro Mille-Q ultra puro a 1,0 g de solo e agita-se por 4 horas, recuperando-se o material para a fase seguinte com 20 ml de água ultra pura mantendo um fator de diluição de 100.
- **Trocável:** Prepara-se uma solução 1M de acetato de sódio tri-hidratado tamponado com ácido acético a pH 5 e adiciona-se 20 ml na amostra com contínua agitação por 1 hora (Tessier *et al.*, 1979).

- **Matéria orgânica:** Utiliza-se uma solução de 5 a 6% de 10 ml de hipoclorito de sódio ajustado a pH 9,5 , em banho-maria por 15 minutos (Anderson, 1963). Este procedimento é repetido por duas vezes para solos pobres em matéria orgânica, enquanto que para solos ricos pode-se repetir no máximo três sem afetar os oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade e cristalinos das respectivas fases posteriores (Lavkulich & Wiens, 1970).
- **Oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos):** Para esta etapa é necessário um tampão com pH 3,1 de oxalato de amônio 0,2 M e ácido oxálico 1 M, contendo 15% de EDTA sódico 0,05 M. Desta solução, adiciona-se 50 ml na amostra com agitação por 4 horas (Martins *et al.*, 1997).
- **Oxi-hidróxidos de Fe cristalinos:** Ao resíduo da etapa anterior, adiciona-se 20 ml de uma solução de 0,3 M de $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ a 0,175 M de citrato de sódio e 0,025 M de ácido cítrico, com agitação por 2 horas em temperatura ambiente, caso a amostra não apresente cor relativamente mais clara, aquecer a 50°C por 15 minutos (Coffin, 1961). Deve-se ressaltar que os nódulos de oxi-hidróxidos de Fe não são extraídos neste método, ficando acumulados juntamente à Fase Residual. Deste modo, pode-se afirmar que esta metodologia extrai os oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz dos solos.
- **Residual:** A amostra é transferida para cápsula de teflon adicionando os seguintes reagentes concentrados: 10 ml de HF, 1,5 ml de HNO_3 , 0,5 ml de HClO_4 e 3,5 ml HCl . Depois, coloca-se em chapa de aquecimento a 200°C até próximo à secagem total. Após o resfriamento, adiciona-se novamente os reagentes supracitados, levando a chapa de aquecimento à temperatura de 250°C até a desidratação total, com esfriamento posterior. Transferem-se as amostras para um béquer de teflon utilizando 80 ml de HCl 2N, juntamente com 10 a 15 ml de água destilada, tomando-se o cuidado para não haver perdas de amostra. Leva-se a chapa de aquecimento para a completa solubilização da amostra. Depois da amostra esfriar, filtra-se com papel filtro n° 42 em balão de 100 ml, completando com água destilada.

Nos intervalos entre cada uma das fases a amostra é lavada duas vezes com água deionizada e centrifugada em 2500 a 3000 rpm, durante 30 minutos. Além disso, o extrato recuperado no final de cada fase, é passado em filtros Millipore tipo Ha 0,45 μm .

Os elementos Si, Al, Fe, Ti, Ca e Mg dos extratos foram determinados pela técnica de ICP/AES. Os extratos referentes às fases solúvel em água, trocável e de matéria orgânica

foram determinados no Laboratório de Geoquímica - UnB, utilizando um ICP/AES marca Spectro, modelo Spectroflame FVM03, enquanto as fases oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade e oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz foram analisadas pelo ICP/AES marca Thermo Jarrell, modelo íris AP, pertencente ao Laboratório de Química Analítica da EMBRAPA/Cerrados. As análises foram processadas no *software* Thermo SPEC/CED.

Nesta Tese não foi necessário a determinação em ICP/AES da fase mineral residual, uma vez que existe uma análise química total dos elementos maiores dos solos estudados, significando que a subtração desta química total das demais fases minerais resulta, de forma direta, na quantificação da fase mineral residual.

Para a determinação no ICP/AES, as amostras sofreram diluições que se processaram da seguinte maneira, em cada fase: trocável (1/25 ml); matéria orgânica (1/50 ml); oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade (1/10 ml); e oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz (1/25 ml), gerando os fatores finais de diluição 500 para todas as fases, exceto para a matéria orgânica que é de 1000 por ter 20 ml de extrato das duas repetições. Estas diluições são de extrema importância para reduzir o efeito da carga salina provocada pelo sódio, que provoca sérios problemas de precipitação na tocha do plasma e o efeito de matriz, que interfere na precisão e reprodutibilidade dos dados.

4.4.5,2 - Extração das Principais Fases Minerais para a Realização de Ensaios Geotécnicos

Com o intuito de avaliar a influência das principais fases minerais no comportamento da plasticidade, grau de agregação e densidade real dos grãos, foram realizadas as extrações, separadamente, da fase associada à matéria orgânica pelo hipoclorito de sódio, e das fases oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) com o extrator citrato de sódio e ácido cítrico (Figura 4.3). Deve-se observar que estas extrações não ocorreram de forma seqüencial; logo, o extrator citrato de sódio e ácido cítrico extraem, de forma associada, tanto os oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz, quanto os amorfos e paracristalinos.

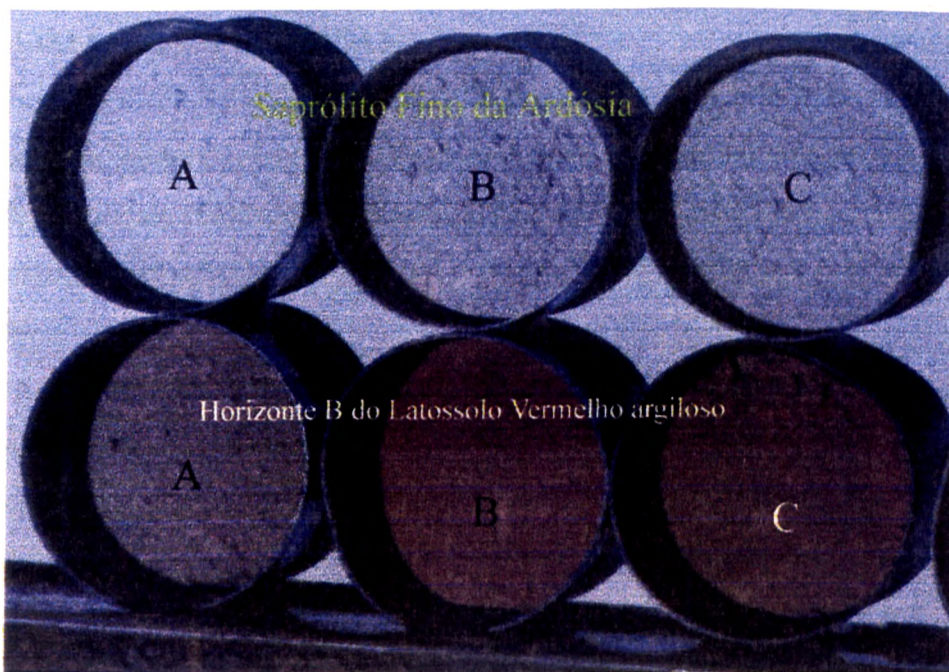


Figura 4.3 - Amostras com extração das fases de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (A), fases associadas à matéria orgânica (B) e os solos naturais (C). Reparar as diferenças entre as cores.

Para tal feito, utilizou-se 300 g de amostra de solo para cada uma das extrações, onde as metodologias aplicadas são as mesmas do item 4.4.5.1, referente à determinação química das fases minerais por extração seqüencial em solos tropicais (Farias *et al.*, 2001), mas lembrando-se que, obviamente, o cálculo de cada reagente nestas extrações foi de acordo com os 300 g utilizados. Após as extrações fez-se, repetidas vezes, a lavagem dos solos para que a realização dos ensaios geotécnicos ocorresse sem a influência química dos extratores.

Não foi realizada, separadamente, a extração da importante fase de oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade (amorfo e paracristalino) para esta análise, uma vez que, na prática, os custos financeiros seriam muito elevados, pois haveria a necessidade de se trabalhar com dezenas de litros de extrator para que estas extrações ocorressem de maneira satisfatória.

Estas extrações foram realizadas apenas sob as 8 amostras naturais que apresentaram plasticidade (ver a Tabela 6.3), e que, após esta etapa, foram utilizadas para os ensaios de granulometria sem o uso de defloculante, limites de Atterberg e densidade real dos grãos, seguindo a metodologia utilizada para os solos naturais, apresentada no item 4.3.1.1, referente à caracterização dos solos. As extrações realizaram-se no Laboratório de Química Analítica da EMBRAPA / Cerrados.

4.5 - ANÁLISES MINERALÓGICAS

A análise mineralógica nesta Tese teve por objetivo identificar e quantificar os minerais dos materiais estudados, de forma bastante precisa, e cujo erro fosse insignificante para a realização das correlações com os aspectos físicos, químicos e micromorfológicos destes solos.

Para isto foi usada, com algumas adaptações, a metodologia desenvolvida por Martins (2000), onde se utiliza uma união de várias técnicas instrumentais de identificação e quantificação mineralógica (difratometria de raios-X, Tabela de Munsell, análises térmicas e micromorfológicas), além da análise química total das amostras estudadas, cuja metodologia está no item 4.4.4. As técnicas instrumentais exclusivamente mineralógicas e a metodologia de Martins (2000) e as suas adaptações serão resumidas nos subitens abaixo.

4.5.1 - Técnicas Instrumentais

4.5.1.1 - Difratometria de Raios-X

A difratometria de raios-X (DRX) é a técnica mais empregada na identificação, caracterização e quantificação das fases minerais que compõem os solos. Baseia-se na interação de uma radiação monocromática de raios-X com a amostra em diversos ângulos de incidência. No método do pó, que foi empregado aqui, o resultado dessa interação é coletado em um detector que o transforma em sinal elétrico amplificado e registrado na forma digital ou analógica, designada de difratograma. Os picos são resultados da difração de raios-X em planos cristalográficos existentes na amostra, relacionando a posição, intensidade e forma. Os minerais apresentam padrões difratométricos específicos, podendo ser diferenciados uns dos outros em função disso.

A DRX constitui um complemento dos estudos petrográficos e pode, em condições experimentais apropriadas, gerar informações acerca da estrutura cristalina e de substituições isomórficas.

Utilizou-se um Geigerflex da Rigaku, do Laboratório de Difratometria de Raios-X do Instituto de Geociências da UnB, que dispõe de dois goniômetros e filtro em linha, sendo que um deles é controlado por computador. Este equipamento dispõe de programas de tratamentos de dados (procura automática de picos, suavização da curva, correção de

background, cálculo da largura a meia altura, procura dos possíveis minerais, análise qualitativa). A radiação CuK α foi a empregada nos estudos. A inconveniência de se empregar a radiação CuK α para minerais de Fe deve-se à elevada fluorescência produzida por esses minerais, o que diminui a resolução e a qualidade dos dados difratométricos, mas este problema não chegou a prejudicar os objetivos do trabalho. A utilização de tubo de Fe ou de Co para as análises de amostras ricas em Fe é mais conveniente, uma vez que o problema de fluorescência desaparece. Entretanto, o laboratório não dispunha de um desses tubos em bom estado para as análises.

4.5.1.2 - Análise Térmica

A análise térmica envolve a observação de uma propriedade física de uma amostra e como essa propriedade física se modifica em resposta à mudança de temperatura (Giese, 1990). As técnicas mais empregadas em mineralogia são: análise termo-diferencial (ATD), análise termo-gravimétrica (ATG) e varredura calorimétrica diferencial (VCD) (Mackenzie, 1981).

Na ATD compara-se a temperatura de uma amostra com a de um material de referência (geralmente alumina) que tenha comportamento térmico conhecido, enquanto ambos estão sendo aquecidos na mesma taxa. Qualquer mudança na temperatura entre os dois é medida por termopares, cujo sinal é proporcional à temperatura. Dessa forma, medem-se reações endotérmicas, se a temperatura da amostra diminui em relação à referência, ou exotérmicas, no caso da temperatura da amostra aumentar em relação à referência.

Na ATG, as variações de massa em função da variação da temperatura são medidas, em tempo real, por uma termobalança. Os termogramas típicos apresentam as reações como rampas.

A VCD é uma evolução da ATD, no sentido que a geometria do forno permite controlar o fluxo térmico, e dessa forma, além de medir as reações térmicas, como na ATD, também se pode quantificar a quantidade de calor envolvida na reação.

Os resultados dos experimentos são obtidos na forma de termogramas, onde são identificados picos referentes às reações, que são específicas para cada mineral. No entanto, é possível ocorrer sobreposição das reações. Por isso, é necessário conhecer a composição das amostras, com certa profundidade, para que essas técnicas sejam úteis ao mineralogista.

O equipamento utilizado foi um TGA-50H da Shimatzu, do Laboratório de Física e Mineralogia do solo da EMBRAPA / Cerrados, onde se dispõe da ATG para análises simultâneas, sendo possível variar entre a temperatura ambiente (em torno de 20°C) e 1500°C, em velocidades que vão de 0,2 até 60°C/min. O *software* aplicado para o tratamento destes dados foi o TAS 60WS.

Amostras pulverizadas foram preparadas em cadinho de alumina, com capacidade de 10 a 40 mg e pesadas no próprio analisador térmico. As condições utilizadas foram constantes: temperatura ambiente até 1200°C e velocidade de varredura de 10°C/min.

Para esta Tese, as análises térmicas foram realizadas por ATG, apenas para a gibbsita e caulinita, uma vez que a metodologia de Martins (2000) não utiliza esta técnica para a quantificação dos outros minerais encontrados nos solos.

4.5.1.3 - Tabela de Munsell

A cor do solo é resultante obviamente de todos os seus componentes (minerais, matéria orgânica, umidade) e constitui uma das maneiras mais simples de caracterizá-los. Para o fim específico de descrever as cores dos solos, a Tabela de Munsell (Munsell Color Company Inc., 1954), que é baseada em três variáveis - o matiz (“/m”), o valor (“va/we”) e o croma (“*chroma*”) - é o sistema mais amplamente usado pelos pedólogos. Nesta Tese, a utilização deste sistema tem como objetivo principal a determinação da razão entre hematita e goethita nas amostras.

A determinação da cor do solo por meio da Tabela de Munsell (Munsell Color Company Inc., 1954) foi realizada para este trabalho a partir das recomendações da Comissão de Solos (1960). Faz-se tomando uma amostra de solo umedecida, partindo-a para expor a superfície interna e comparando com os padrões da carta. Primeiramente, procura-se verificar se a amostra de solo tem coloração avermelhada, alaranjada ou amarelada, para situá-la entre as folhas com matizes R, YR ou Y. Os fabricantes da carta recomendam primeiramente selecionar qual das cartas tem um matiz que mais se aproxima da amostra, em seguida, verificar entre os padrões, observando a amostra pelos orifícios, qual o que tem a cor mais parecida com a do solo. Uma vez encontrada a cor padrão, fazer a leitura e anotá-la. Raramente a coloração da amostra será perfeitamente igual a de um dos padrões.

A anotação, em letras e números, envolve o matiz, o valor e o croma. O matiz encontra-se no alto e à direita de cada folha, por exemplo: 10 R, 2,5 YR, etc. O valor é lido à

esquerda da linha em que se encontra o padrão e é representado pelo numerador de uma fração ordinária, por exemplo: 6/, 4/, 3/, etc. O croma é lido na parte inferior de cada carta e na direção da coluna em que se encontra o padrão, sendo representada pelo denominador de uma fração ordinária, por exemplo, /0, /6, /8, etc. A notação completa será, por exemplo: (2,5 YR 4/6).

4.5.2 - Identificação e Quantificação Mineralógica (Adaptada de Martins, 2000)

4.5.2.1 - Identificação Mineralógica

Como já fora descrito anteriormente, os minerais são identificados empregando vários procedimentos analíticos. Inicialmente, as amostras pulverizadas sem nenhum pré-tratamento são estudadas por DRX. As condições analíticas foram as seguintes: amostra preparada por *back loading*; varredura contínua; velocidade de 4°/min; intervalo de 2 a 80° 2 θ , goniómetro com monocromador. A técnica de *back loading* consiste no pressionamento do pó contra a abertura de lâmina de alumínio, disposta sobre superfície lisa e firme (geralmente vidro). O pó fica estável na abertura da lâmina, apesar de "suspenso", graças ao ajuste de uma lâmina de vidro por fita adesiva no lado que o material foi prensado, aderindo-o por pressão. Dessa forma, o lado que fica para baixo é o que vai ser varrido por raios-X. Martins (2000) considera que tal técnica reproduz com eficiência as condições de matriz e diminui os problemas de orientação preferencial.

Nesta fase, a partir dos dados em formato digital, os minerais são identificados por meio dos *softwares* D-MAX B da Rigaku e JADE 3.0 da MDI, que dispõem de rotinas de suavização de curva, eliminação de *background*, procura automática de picos, cálculo da largura a meia-altura, tamanho médio de partículas e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados mineralógicos do *International Centre for Diffraction Data* (ICDD).

A finalidade deste procedimento é de fazer uma primeira aproximação qualitativa dos minerais existentes nas amostras e averiguar quais amostras exigiam pré-tratamentos específicos para uma identificação mais precisa. Apesar dos solos estudados nesta Tese não apresentarem minerais que exigissem pré-tratamentos (ver no capítulo de Resultados), convém descrever toda a metodologia de Martins (2000) para a identificação e quantificação de minerais, incluindo todos procedimentos não adotados.

Os minerais do grupo da caulinita são considerados como pertencentes a uma mesma espécie, excetuando a haloisita 10 Å (hidratada), que pode ser determinada por tratamento térmico seguido de DRX.

Minerais como clorita, interestratificados, Al-clorita e vermiculita intercalada com hidróxidos de Al (HIV) podem ser identificados empregando procedimentos de saturação com Mg e K, glicolagem e tratamento térmico a 490°C por 5 horas seguidos por DRX. As condições analíticas empregadas devem ser as seguintes: varredura passo a passo; passo de 0,02° 2θ; tempo fixo de 4 segundos; intervalo de 2 a 80° 2θ; tubo de cobre. As lâminas devem ser preparadas por meio do método conhecido por “esfregaço”, que orienta os planos basais dos filossilicatos paralelamente à lâmina, aumentando a intensidade das reflexões (00/).

Em condições naturais, sem tratamento químico ou térmico, esses minerais apresentam pico característico em tomo de 14,2 Å. Os outros picos geralmente são coincidentes entre eles e aqueles que poderiam ser diferenciados, em 2θ mais elevados, não são empregados, visto que apresentam intensidades baixas, impossibilitando a identificação desses minerais, naturalmente em solos com baixas concentrações em minerais 2:1.

Os padrões de DRX de amostras saturadas com Mg e glicoladas são similares entre os minerais Al-clorita e HIV, sendo úteis apenas para diferenciar clorita de interestratificados (Bamishel & Bertsch, 1989).

A diferenciação entre Al-clorita e HIV pode ser feita empregando amostras saturadas com K em condições ambientes (25°C) e após tratamento térmico a 490°C, por 5 horas. A Al-clorita está presente em uma amostra se o pico a 14,2 Å permanece após o tratamento térmico mas diminui sua intensidade em relação à amostra saturada com K, em condições ambientes. Quando a intensidade deste pico torna-se maior, após o tratamento térmico, a clorita não deve apresentar intercalações com hidróxidos de Al.

Por outro lado, se o pico a 14,2 Å colapsar e deslocar em direção a 10 Å, após o tratamento térmico, HIV está presente na amostra. Nessas condições, se a amostra apresentar illita e dependendo do grau de deslocamento, o pico a 10 Å geralmente se apresentará com um alargamento. O grau de intercalação com hidróxidos de Al pode ser avaliado por meio da intensidade do deslocamento em direção a 10 Å. Quanto maior a intercalação com hidróxidos de Al, menor é o deslocamento.

Empregando estes mesmos procedimentos, a illita é identificada se após o tratamento térmico, o pico a 10 Å se manter inalterado. A haloisita é identificada se o pico a 10 Å colapsar. O pico a 7 Å da caulinita também sofre colapso nessas condições.

Os minerais gibbsita, anatásio e rutilo são identificados por meio dos picos característicos a 4,85 , 3,52 e 3,25 Å, respectivamente. Entretanto, a identificação de gibbsita é dificultada em concentrações abaixo de 10%, em função da interferência com o padrão de caulinita. Neste caso, a gibbsita foi identificada empregando ATG, considerada como técnica de referência para este mineral. A única interferência, considerando os minerais estudados, ocorre com a goethita. A gibbsita apresenta máximo endotérmico em torno de 280°C, enquanto a goethita sem substituição de Al, tem máximo em torno de 320°C, muito próximo ao da reação da gibbsita. O procedimento convencional é eliminar goethita por meio de uma extração química. Entretanto, quando uma amostra apresenta goethita com elevada substituição de Al, o máximo endotérmico fica em torno de 360°C, não interferindo com a gibbsita e retirando a necessidade de eliminar a goethita por procedimentos químicos.

A goethita é identificada em DRX por seu pico diagnóstico a 4,18 Å, relativo à reflexão (110). Entretanto, quando este mineral apresenta substituição de Al na estrutura ocorre um deslocamento do padrão difratométrico para 2θ maiores em função da distorção da estrutura. A quantidade de Al substituída pode ser medida por este deslocamento. Schulze (1984) apresenta uma relação entre a medida do parâmetro *c* e a taxa de substituição de Al (% em moles):

$$\left[\frac{\text{Al}}{(\text{Al} + \text{Fe})} \right] \% = 1730 - 572 \times c \quad (4.28)$$

onde *c* (eixo *c* da goethita) pode ser obtido empregando a posição *d* (distância interplanar) das reflexões (110) e (111):

$$\frac{1}{c^2} = \frac{1}{(1/d^2_{111}) - (1/d^2_{110})} \quad (4.29)$$

Esta relação mostra que o parâmetro *c* diminui com o aumento de substituição de Al. A Lei de Vegard mostra que o máximo de substituição de Al na goethita é em torno de 33% em moles (Schulze, 1984).

A hematita é identificada em DRX por seu pico diagnóstico a 3,68 Å, relativo à reflexão (012). Esse mineral também pode apresentar substituição do Fe por Al, que segundo a Lei de Vegard é de, no máximo 15%, em moles (Schulze, 1984). Essa substituição pode ser estimada empregando o parâmetro a da cela unitária, por meio das seguintes relações (Schwertmann *et al.*, 1979):

$$\text{onde: } \left[\frac{\text{Al}}{(\text{Al} + \text{Fe})} \right] \% = 3109 - 617,1 \times a \quad (4.30)$$

$$a = 2 \times d_{110} \quad (4.31)$$

Em algumas amostras foi observada a presença de ferrimagnetismo. A maghemita deve ser o mineral responsável pelo ferrimagnetismo, uma vez que o outro mineral que pode apresentar esta característica é a magnetita, que vários autores são unânimes em afirmar ser instável em condições de solo, enquanto a maghemita apresenta maior estabilidade (Taylor & Schwertmann, 1974). A identificação precisa de maghemita e magnetita exige outras técnicas, sendo a espectroscopia Mössbauer a mais indicada (Coey *et al.*, 1991), a qual, entretanto, não foi empregada nesta Tese, já que a quantidade destes minerais nos solos é extremamente pequena e não influencia suas características.

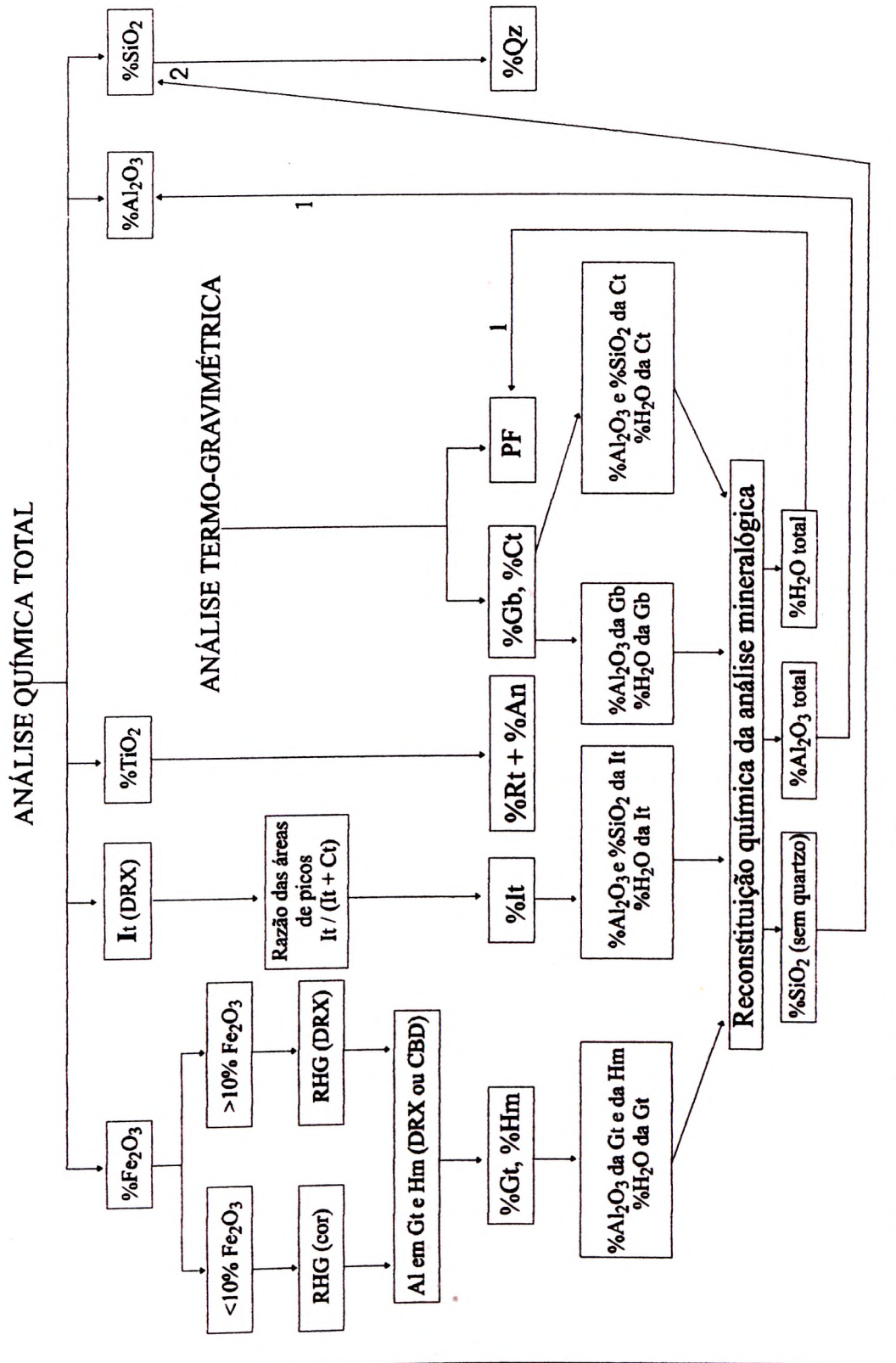
4.5.2.2 - Quantificação Mineralógica

Os procedimentos empregados na quantificação mineralógica estão resumidos na Figura 4.4.

A quantificação de goethita e hematita realiza-se empregando os seguintes parâmetros: razão %Hm / (%Hm + %Gt), (RHG), % Fe₂O₃ total (% de Fe₂O₃ obtida da análise química total) e a %Fe₂O₃ na estrutura desses minerais. A Tabela 4.3 mostra a composição de goethita e hematita com diferentes graus de substituição de Al.

Em amostras de solo, a quantidade de Fe₂O₃ extraída por oxalato, considerada como constituinte de fases amorfas, e considerada no cálculo final da quantidade desses minerais. A RHG nas amostras com 10% ou mais de Fe₂O₃ é obtida por meio da relação de intensidade

FLUXOGRAMA DE QUANTIFICAÇÃO MINERALÓGICA



1 indica comparação de resultados obtidos entre a análise química e mineralógica.

2 indica a diferença entre a %SiO₂ obtido pela análise química e a análise mineralógica. Abreviaturas: Gb: gibbsita; Ct: caulinita; Hm: hematita; Gt: goethita; It: illita; An: anatásio; Rt: rutilo; PF: perda ao fogo

Figura 4.4 - Fluxograma mostrando as etapas empregadas na quantificação mineralógica pela metodologia adaptada de Martins (2000).

Tabela 4.3 - Minerais identificados com suas respectivas fórmulas estruturais e composições químicas estequiométricas. As composições químicas de goethita e hematita mostram todas as variações possíveis de substituição de Al, com intervalos de 0,01 moles (Martins, 2000).

Mineral	Fórmula Estrutural	PM	%Fe ₂ O ₃	%H ₂ O	%Al ₂ O ₃	%SiO ₂	%K ₂ O
Illita	K _{0,7} Al _{2,7} Si _{3,3} O ₁₀ (OH) ₂	386,91	---	4,65	35,58	51,25	8,52
Caulinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	258,14	---	13,95	39,50	46,56	---
Gibbsita	Al(OH) ₃	77,98	---	34,62	65,38	---	---
Goethita	FeOOH	88,85	89,87	10,13	0,00	---	---
GtAl _{0,01} *	(Fe _{0,99} Al _{0,01})OOH	88,56	89,26	10,16	0,58	---	---
GtAl _{0,02}	(Fe _{0,98} Al _{0,02})OOH	88,27	88,65	10,20	1,16	---	---
GtAl _{0,03}	(Fe _{0,97} Al _{0,03})OOH	87,98	88,03	10,23	1,74	---	---
GtAl _{0,04}	(Fe _{0,96} Al _{0,04})OOH	87,70	87,41	10,26	2,33	---	---
GtAl _{0,05}	(Fe _{0,95} Al _{0,05})OOH	87,41	86,79	10,30	2,92	---	---
GtAl _{0,06}	(Fe _{0,94} Al _{0,06})OOH	87,12	86,16	10,33	3,51	---	---
GtAl _{0,07}	(Fe _{0,93} Al _{0,07})OOH	86,83	85,52	10,37	4,11	---	---
GtAl _{0,08}	(Fe _{0,92} Al _{0,08})OOH	86,54	84,89	10,40	4,71	---	---
GtAl _{0,09}	(Fe _{0,91} Al _{0,09})OOH	86,25	84,25	10,43	5,32	---	---
GtAl _{0,10}	(Fe _{0,90} Al _{0,10})OOH	85,96	83,60	10,47	5,93	---	---
GtAl _{0,11}	(Fe _{0,89} Al _{0,11})OOH	85,67	82,95	10,50	6,55	---	---
GtAl _{0,12}	(Fe _{0,88} Al _{0,12})OOH	85,39	82,29	10,54	7,16	---	---
GtAl _{0,13}	(Fe _{0,87} Al _{0,13})OOH	85,10	81,64	10,58	7,79	---	---
GtAl _{0,14}	(Fe _{0,86} Al _{0,14})OOH	84,81	80,97	10,61	8,42	---	---
GtAl _{0,15}	(Fe _{0,85} Al _{0,15})OOH	84,52	80,30	10,65	9,05	---	---
GtAl _{0,16}	(Fe _{0,84} Al _{0,16})OOH	84,23	79,63	10,68	9,68	---	---
GtAl _{0,17}	(Fe _{0,83} Al _{0,17})OOH	83,94	78,95	10,72	10,32	---	---
GtAl _{0,18}	(Fe _{0,82} Al _{0,18})OOH	83,65	78,27	10,76	10,97	---	---
GtAl _{0,19}	(Fe _{0,81} Al _{0,19})OOH	83,36	77,58	10,80	11,62	---	---
GtAl _{0,20}	(Fe _{0,80} Al _{0,20})OOH	83,08	76,89	10,83	12,27	---	---
GtAl _{0,21}	(Fe _{0,79} Al _{0,21})OOH	82,79	76,20	10,87	12,93	---	---
GtAl _{0,22}	(Fe _{0,78} Al _{0,22})OOH	82,50	75,50	10,91	13,59	---	---
GtAl _{0,23}	(Fe _{0,77} Al _{0,23})OOH	82,21	74,79	10,95	14,26	---	---
GtAl _{0,24}	(Fe _{0,76} Al _{0,24})OOH	81,92	74,08	10,99	14,94	---	---
GtAl _{0,25}	(Fe _{0,75} Al _{0,25})OOH	81,63	73,36	11,03	15,61	---	---
GtAl _{0,26}	(Fe _{0,74} Al _{0,26})OOH	81,34	72,64	11,06	16,29	---	---
GtAl _{0,27}	(Fe _{0,73} Al _{0,27})OOH	81,06	71,91	11,10	16,98	---	---
GtAl _{0,28}	(Fe _{0,72} Al _{0,28})OOH	80,77	71,18	11,14	17,67	---	---
GtAl _{0,29}	(Fe _{0,71} Al _{0,29})OOH	80,48	70,45	11,18	18,37	---	---
GtAl _{0,30}	(Fe _{0,70} Al _{0,30})OOH	80,19	69,70	11,22	19,07	---	---
GtAl _{0,31}	(Fe _{0,69} Al _{0,31})OOH	79,90	68,96	11,26	19,78	---	---
GtAl _{0,32}	(Fe _{0,68} Al _{0,32})OOH	79,61	68,20	11,30	20,49	---	---
GtAl _{0,33}	(Fe _{0,67} Al _{0,33})OOH	79,32	67,45	11,35	21,21	---	---
Hematita	Fe ₂ O ₃	159,70	100,00	---	0,00	---	---
HmAl _{0,01} **	(Fe _{0,99} Al _{0,01})O ₃	159,12	99,36	---	0,64	---	---
HmAl _{0,02}	(Fe _{0,98} Al _{0,02})O ₃	158,55	98,71	---	1,29	---	---
HmAl _{0,03}	(Fe _{0,97} Al _{0,03})O ₃	157,97	98,06	---	1,94	---	---
HmAl _{0,04}	(Fe _{0,96} Al _{0,04})O ₃	157,39	97,41	---	2,59	---	---
HmAl _{0,05}	(Fe _{0,95} Al _{0,05})O ₃	156,81	96,75	---	3,25	---	---
HmAl _{0,06}	(Fe _{0,94} Al _{0,06})O ₃	156,24	96,08	---	3,92	---	---
HmAl _{0,07}	(Fe _{0,93} Al _{0,07})O ₃	155,66	95,41	---	4,59	---	---
HmAl _{0,08}	(Fe _{0,92} Al _{0,08})O ₃	155,08	94,74	---	5,26	---	---
HmAl _{0,09}	(Fe _{0,91} Al _{0,09})O ₃	154,50	94,06	---	5,94	---	---
HmAl _{0,10}	(Fe _{0,90} Al _{0,10})O ₃	153,93	93,38	---	6,62	---	---
HmAl _{0,11}	(Fe _{0,89} Al _{0,11})O ₃	153,35	92,69	---	7,31	---	---
HmAl _{0,12}	(Fe _{0,88} Al _{0,12})O ₃	152,77	91,99	---	8,01	---	---
HmAl _{0,13}	(Fe _{0,87} Al _{0,13})O ₃	152,19	91,29	---	8,71	---	---
HmAl _{0,14}	(Fe _{0,86} Al _{0,14})O ₃	151,62	90,59	---	9,41	---	---
HmAl _{0,15}	(Fe _{0,85} Al _{0,15})O ₃	151,04	89,87	---	10,13	---	---

Observações: * - GtAl_{0,01} simboliza goethita com 0,01 moles de substituição de Al.

** - HmAl_{0,01} simboliza hematita com 0,01 moles de substituição de Al.

dos picos relativos a (012) da hematita e (110) da goethita, conforme proposto por Schwertmann & Lathan (1986):

$$RHG = 3,5 \times \left(\frac{I_{Hm(012)}}{I_{Hm(012)} + I_{Gt(110)}} \right) \quad (4.32)$$

No caso de teores inferiores a 10% de Fe_2O_3 , a RHG é determinada utilizando-se a relação proposta por Santana (1986), adaptada de Torrent *et al.* (1983), que emprega a cor obtida da Tabela de Munsell, como segue:

$$RHG = \frac{(FV - 3,5)}{8,33} \quad (4.33)$$

onde, FV é o fator de vermelho, definido como:

$$FV = M^* + C/V \quad (4.34)$$

onde, C é o croma e V o valor. Os matizes (M) dos materiais estudados apresentam amarelo e vermelho (YR) ou somente vermelho (R). M* assume valores complementares de M quando são parís YR da análise e V no caso de matiz amarelo para YR, M* é igual a M*, são os mesmos de M, como, por exemplo, para 10 R, M* é igual a 10.

Deve-se ressaltar que nesta Tese a RHG da matriz dos solos foi considerada a partir da formulação proposta por Santana (1986), visto que a maioria deles possuem teores inferiores a 10% de Fe_2O_3 e os outros demais possuem teores levemente superiores a este valor. A RHG dos nódulos foi considerada como sendo 1, isto é, formada apenas por hematita, uma vez que a micromorfologia dos solos indicaram que este óxido de Fe era extremamente dominante. A quantidade de hematita nodular foi estimada a partir da subtração do óxido de Fe da análise química total e do extraído por citrato de sódio e ácido cítrico. O restante do óxido de Fe foi considerado como goethita e hematita dispersa na matriz.

A quantificação desses minerais segue os procedimentos resumidos adiante na forma de equações.

A relação RHG é descrita da seguinte forma:

$$RHG = \frac{\%Hm}{(\%Hm + \%Gt)} \quad (4.35)$$

onde, %Hm é a % de hematita e %Gt é a % de goethita na amostra em g/100g.

A equação 4.35 pode ser escrita isolando o termo %Hm:

$$\%Hm = (RHG \times \%Hm) + (RHG \times \%Gt) \quad (4.36)$$

e

$$\%Hm = \frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG} \quad (4.37)$$

A %Fe₂O₃ total pode ser escrita da seguinte forma:

$$\%Fe_2O_3\text{total} = \frac{\%Gt \times \%Fe_2O_3Gt + \%Hm \times \%Fe_2O_3Hm}{100} \quad (4.38)$$

onde %Fe₂O₃Gt é a %Fe₂O₃ na composição da goethita e %Fe₂O₃Hm é a %Fe₂O₃ na composição da hematita

Substituindo a equação 4.37 na equação 4.38, obtém-se:

$$\%Gt \times \%Fe_2O_3Gt + \%Fe_2O_3Hm \times \left(\frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG} \right) \quad (4.39)$$

100

A equação 4.39 também pode ser escrita da seguinte forma:

$$\%Gt \times \%Fe_2O_3Gt + \%Fe_2O_3Hm \times \left(\frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG} \right) = \frac{\%Fe_2O_3\text{total} \times 100}{100} \quad (4.40)$$

Isolando o termo %Gt, obtém-se

$$\%Gt \times \%Fe_2O_3Gt + \%Fe_2O_3Hm \times \left(\frac{RHG \times \%Gt}{1 - RHG} \right) = \frac{\%Fe_2O_3\text{total} \times 100}{100} \quad (4.41)$$

Dessa forma, a %Gt é determinada a partir dos valores de RHG, de %Fe₂O₃total, de %Fe₂O₃Gt e de %Fe₂O₃Hm, obtidos de forma independente.

A %Hm pode ser obtida por meio da equação, substituindo a %Gt obtida na equação

4.37:

$$\%Hm = \frac{RHG \times \%Gt}{1-RHG} \quad (4.42)$$

Obviamente, quando a RHG tem valor 1, ou seja, com %Gt nula, a equação 4.37 é indeterminada, uma vez que o denominador e o numerador são nulos. Neste caso, a %Hm é calculada a partir da %Fe₂O₃total e da %Fe₂O₃Hm, da seguinte forma:

$$\%Hm = \frac{\%Fe_2O_3total \times 100}{\%Fe_2O_3Hm} \quad (4.43)$$

A quantificação da gibbsita e caulinita é realizada empregando ATG. Inicialmente, os intervalos das reações de desidroxilação desses minerais foram determinados pela 1ª derivada da curva da ATG e, em seguida, a perda de massa foi obtida nesses intervalos. Os intervalos ficam, geralmente, entre 200-300°C para gibbsita e entre 400 e 600°C para caulinita. Considerando a quantidade de água nos minerais, 34,62% para gibbsita e 13,95% para caulinita (Tabela 4.3), as relações utilizadas para a quantificação final são as seguintes:

$$\%Gb = \frac{\%peso(200 - 300^\circ C) \times 100}{34,62} \quad (4.44)$$

$$\%Ct = \frac{\%peso(400 - 600^\circ C) \times 100}{13,95} \quad (4.45)$$

onde, %Gb é a porcentagem em massa de gibbsita e %Ct é a porcentagem em massa de caulinita na amostra. Deve-se lembrar que estes valores são dados diretamente sobre os tennogramas após o tratamento com o *software* TAS 60WS.

A quantificação de illita pode ser realizada de duas maneiras. A primeira é feita a partir dos dados de K₂O do ataque total, considerando como a única fase que tem K. Somando 8,52 como a porcentagem de K₂O na composição estequiométrica do mineral (Tabela 4.3), a seguinte relação é utilizada para quantificar illita:

$$\%It = \frac{\%K_2Ototal \times 100}{8,52} \quad (4.46)$$

onde, %It é a porcentagem em massa de illita na amostra.

Na segunda forma, a illita é obtida por meio da quantificação da caulinita ao empregar o ATG, e que foi expressa pela Equação 4.45. Sabendo-se do valor obtido para o teor de caulinita com esta equação, pode-se obter a illita por meio da relação das áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita, obtidos na DRX, da seguinte forma:

$$\text{Rct/It} = \frac{\text{Ict}}{\text{Ict} + \text{Iit}} \quad (4.47)$$

$$\% \text{It} = \frac{\% \text{Ct} \times (1 - \text{Rct/It})}{\text{Rct/It}} \quad (4.48)$$

onde, Rct/It é a razão entre as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita (Iit) e (001) da caulinita (Ict).

Nesta Tese foi utilizada esta última forma, visto que os dados de K₂O do ataque total não são completamente confiáveis, devido a uma concentração baixa deste elemento nos solos para a diluição de 10000 aplicada durante leitura do ICP/AES, reduzindo a sensibilidade desta leitura pelo equipamento, conforme descrito no item 4.4.4, referente & determinação química total dos elementos maiores. Além disso, os teores de K₂O na illita podem ser bastante variáveis, o que torna o método da razão dos picos mais preciso.

As quantificações de rutilo e anatásio, considerados como um único mineral, foram realizadas a partir da %TiO₂ da química total das amostras.

A sílica na forma de quartzo é quantificada por meio do balanço químico entre as fases cristalinas e a composição química total.

4.6 - ANÁLISES MICROMORFOLÓGICAS

A pedografia, definida como o conjunto de técnicas microscópicas para a análise de solos e rochas alteradas, é uma das ferramentas de laboratório mais adequadas para a compreensão de muitos problemas identificados no campo em diversas áreas da ciência do solo (Brewer, 1976; Bullock *et. al*, 1985; Paula *et al*, 1991).

A pedografia é dividida em micromorfologia e micromorfometria. A micromorfologia consiste no estudo de amostras não perturbadas de solos e de rochas alteradas com a ajuda de técnicas microscópicas e ultramicroscópicas para identificar estruturas e os constituintes elementares e precisar suas relações mútuas no espaço e, se possível, no tempo relativo de geração (Delvigne, 1988). Esta abordagem é qualitativa, sendo que o estudo quantitativo, através de medidas das dimensões, dos volumes e das distâncias é relativo à micromorfometria (Bullock *et al.*, 1985). A estas técnicas podem ser associadas a análise química puntual ou em áreas de observação através da microsonda eletrônica com WDS e/ou EDS (Delvigne, 1988).

Apesar da pedografia ter se originado no início deste século (Kubiena, 1938), existem ainda poucos grupos de pesquisadores no Brasil que desenvolvem estudos nesta linha, especialmente na área da mecânica dos solos.

Tal técnica tem um potencial de aplicação na geotecnia e geologia de engenharia de modo a complementar os outros tipos de análises realizadas convencionalmente, como por exemplo: qualificação e quantificação do índice de vazios, caracterização dos agregados e indicação do seu comportamento mecânico, semi-quantificação granulométrica, caracterização dos tipos de ligações estruturais, determinação do grau de isotropia e homogeneidade, auxiliar nos estudos mineralógicos e químicos dos solos etc. Estas aplicações já foram utilizadas por Cardoso (1995), Cardoso *et al.* (1995), Forero-Duenas (1995), Camapum de Carvalho *et al.* (1996), Carvalho Jr. *et al.* (1999) e Palocci *et al.* (1999).

Nesse sentido, pode ser necessário o estudo pedográfico de dezenas de amostras para a compreensão de algumas propriedades dos solos de uma região, sendo imprescindível a

otimização das técnicas de amostragem e preparação para os estudos microscópicos.

A terminologia utilizada para as descrições micromorfológicas é proposta por Cardoso *et al.* (1996), que foi adaptada e simplificada dos estudos de outras áreas da ciência do solo Brewer, 1976; Leprun, 1979 e Bullock *et al.*, 1985), dando ênfase aos aspectos microestruturais de maior relevância para geotecnia e geologia de engenharia.

4.6.1 - Técnica de Impregnação de Amostras e Confeção de Lâminas

Esta etapa foi realizada inteiramente no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Para cada solo foram confeccionadas lâminas delgadas (LD) em seções vertical e horizontal de amostras indeformadas de solo natural produzindo um total de 28 LD.

Neste item é apresentado a otimização do procedimento de preparação de amostras de solo com o objetivo de realizar estudos pedográficos. A metodologia de preparação de amostras é otimizada através do emprego de câmara de vácuo de fácil construção e manuseio, possibilitando a impregnação simultânea de dezenas de micromonólitos, reduzindo o tempo e os recursos necessários para a confecção de lâminas delgadas.

Inicialmente, a confecção dos micromonólitos se realiza a partir dos blocos indeformados coletados em campo, utilizando-se, com bastante cautela, espátula e canivete para a manutenção da estrutura original. Para todos solos coletados foram confeccionados micromonólitos com dimensões de 40 x 25 x 25 mm. É importante que neste momento sejam anotados, além da profundidade do micromonólito em relação à superfície do bloco, a orientação quanto ao topo e base da amostra.

Para realizar a impregnação é necessário o preenchimento dos poros do corpo de solo por uma resina plástica que, após a polimerização, toma a amostra rija, resistente e sem perder a estrutura original, permitindo, assim, o seu posterior corte na fase de laminação. Para tal são necessárias condições de vácuo para a melhor penetração da resina na amostra. Além disso, a manipulação deve ser feita com luvas, máscara (tipo combitox) e em capelas apropriadas para evitar a inalação dos gases tóxicos desprendidos pela resina.

O procedimento habitual é a utilização de um dessecador conectado a uma bomba de vácuo (compressor). No entanto, os dessecadores, apesar de serem bastante eficientes, apresentam, como inconveniente, um espaço interno pequeno, reduzindo assim o número de amostras que podem ser processadas de uma só vez. Com o objetivo de otimizar o processo desenvolveu-se uma caixa de impregnação com maior espaço interno que o dos dessecadores, mas que pode ser manipulada dentro de capelas.

4.6.1.1 - Confeção da Caixa de Impregnação

A caixa de impregnação foi confeccionada a partir de 5 elementos:

Caixa de Aço

Composta por cinco chapas de aço com as seguintes dimensões: duas laterais de 1,0 por 0,2 m, duas laterais de 0,50 por 0,20 m e o fundo de 1,0 por 0,5 m. A parte superior da caixa é projetada com duas travessas metálicas de 4 cm de largura e circundada por uma borda de mesma largura para evitar o abatimento da tampa em condições de vácuo. Todas as emendas da caixa são soldadas para obter uma completa vedação. Com o objetivo de aumentar o espaço para a colocação de amostras, é fixada uma canaleta a meia altura da caixa para inserir uma prateleira feita de tela vazada (Figura 4.5).

Placa de Acrílico

Para permitir o monitoramento do processo de impregnação das amostras, a tampa que recobre a caixa é feita com uma placa de acrílico de 9 mm de espessura, com as mesmas dimensões da caixa. Esta espessura mínima é necessária para suportar a pressão negativa (Figura 4.5).

Borracha

Entre a tampa e a caixa é colocada uma borracha inteiriça de 0,5 cm de espessura, recortada de acordo com as dimensões da caixa, para evitar zonas vulneráveis à passagem de ar (Figura 4.6).

Sistema de Presilhas

Para completar a vedação, monta-se sobre a tampa de acrílico um sistema de presilhas composto por juntas metálicas, parafusos e chapas de madeira (55 cm de comprimento, 40 cm de largura e 4 cm de altura). Nas laterais da caixa são soldadas 6 juntas em “L” com um orifício central, a uma distância da borda de 2 cm, por onde passam parafusos. Assim, após passarem pelas juntas, os parafusos alcançam chapas de madeira através de um orifício de encaixe, fixados por roscas que pressionam a tampa de acrílico sobre a caixa (Figura 4.7).

Massa de Calafetar

Para assegurar o vácuo interno da caixa, utiliza-se massa de calafetar sobre a borracha propiciando uma completa vedação, e assegurando a retirada da tampa após o final de cada etapa da impregnação com resina.

Manómetro e Sistema de Válvula

Na lateral da caixa, posiciona-se um furo por onde se faz uma conexão com um sistema formado por um manómetro e em seguida uma válvula em que é possível controlar a passagem de ar. Para evitar qualquer eventual vazamento este sistema também é soldado à caixa. Desta forma, o compressor é ligado a este sistema. Quando é atingido vácuo de 150 a 200 milibars, demarcado pelo manómetro, fecha-se a válvula e desliga-se a bomba. A colocação do manómetro após a válvula permite controlar o vácuo interno da caixa e assim monitorar uma eventual perda de pressão (Figura 4.7).

4.6.1.2 - Procedimento de Impregnação

A impregnação das amostras foi realizada seguindo o procedimento descrito abaixo:

Preparação da Amostra

Os micromonólitos, confeccionados de acordo com o item 4.6.1, são colocados diretamente em caixas de impregnação de alumínio, sendo identificadas por etiquetas de papel, tendo o cuidado de escrever usando-se grafite, pois tinta pode ser dissolvida durante a impregnação. As embalagens de alumínio (tipo marmitex) são utilizadas por serem resistentes aos produtos usados na impregnação e porque podem ser facilmente destacadas após o endurecimento da resina.

Substituição com Acetona

Antes de iniciar o processo de impregnação com a resina, deve-se realizar uma prévia substituição da água gravitacional da amostra por acetona. Este procedimento proporciona a substituição da água, que reage com a resina danificando a amostra, pela acetona que não reage. Para tanto, utilizam-se estopas embebidas de acetona ao redor das caixas de alumínio,

em condições de vácuo (100 milibars) para que se processe a substituição. É importante que a substituição com acetona seja feita com duração mínima de 48 horas.

Impregnação com Resina

Nesta etapa, que também se processa sob vácuo, a resina é adicionada dentro das caixas de alumínio. A adição da resina é feita progressivamente em várias etapas (Tabela 4.4), sendo absorvida pela amostra via os orifícios existentes na base da caixa plástica em condições de vácuo. Para solos pobres em matéria orgânica, caso dos solos estudados, a resina é composta por monômero de estireno, resina de poliéster e um catalisador (peroxol) numa proporção que varia com o avanço da impregnação (Tabela 4.4). Deve-se ter o cuidado de não despejar a resina diretamente sobre as amostras para evitar a destruição de estrutura. Para tal, adiciona-se a resina através de um funil de vidro na base da caixa de alumínio. Nos dois primeiros dias, a quantidade de resina adicionada em cada turno deve ser suficiente para cobrir o fundo da caixa de alumínio, enquanto que, no último dia, deve preencher todo o recipiente, suspendendo o vácuo. A velocidade de impregnação deve ser monitorada pelo grau de saturação observado na superfície da amostra, podendo ser mais lento que o apresentado aqui, dependendo das características da amostra (Figura 4.8).

Secagem

A partir da suspensão do vácuo o processo de polimerização é acelerado. Quando a resina tomar-se mais gelatinosa, a amostra é transferida para uma estufa sob temperatura máxima de 55°C, durante 24 a 48 horas, até que se tome completamente endurecida.

4.6.1.3 - Laminação e Polimento

Após o endurecimento da amostra, procede-se a sua laminação da mesma forma que é feita na confecção de lâminas delgadas para rochas.

Utilizando-se uma serra, as amostras resinadas são fatiadas, se possível em óleo, nas direções e tamanhos adequados. Posteriormente, cada fatia é polida num disco em rotação com abrasivo (alumina) e água, até alcançar uma superfície lisa e plana o suficiente para ser colada em lâmina de vidro (1 x 25 x 45 mm).

Tabela 4.4 - Proporção dos constituintes da resina no decorrer da impregnação.

	Resina de Poliéster	Monômero de Estireno	Catalisador
1º dia (turno matutino)	40 a 60%	60 a 40%	3 a 5 gotas/litro
1º dia (turno vespertino)	40 a 60%	60 a 40%	3 a 5 gotas/litro
2º dia (turno matutino)	40 a 60%	60 a 40%	3 a 5 gotas/litro
2º dia (turno vespertino)	40 a 60%	60 a 40%	3 a 5 gotas/litro
3º dia (turno matutino)	50 a 70%	50 a 30%	6 a 10 gotas/litro
3º dia (turno vespertino)	50 a 70%	50 a 30%	6 a 10 gotas/litro

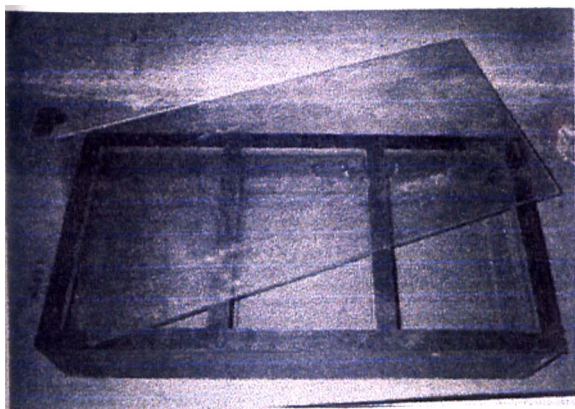


Figura 4.5 - Caixa de impregnação e tampa de acrílico.

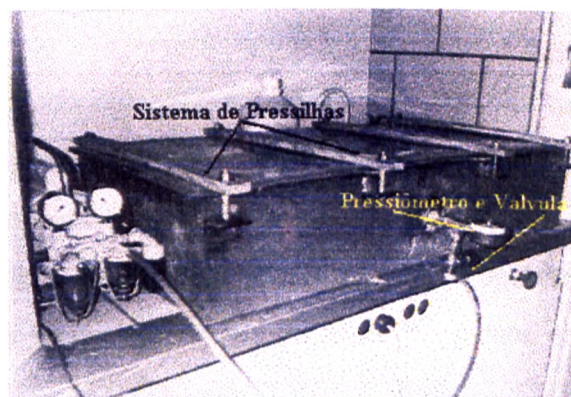


Figura 4.7 - Sistema de pressilhas, manômetro e válvula.

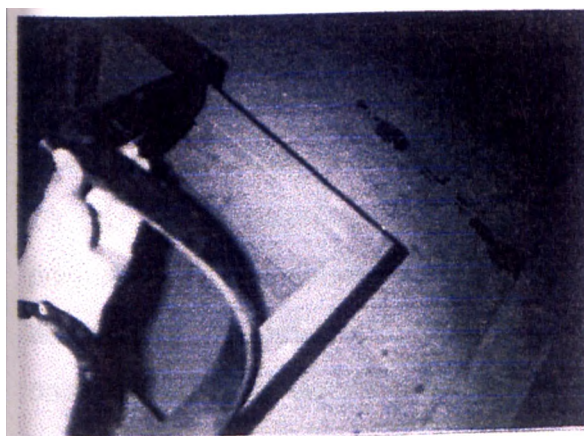


Figura 4.6 - Borracha inteiriça de 0,5 cm de espessura.



Figura 4.8 - Sistema completo durante o processo de impregnação.

As amostras coladas são desbastadas em serras especiais até alcançar alguns milímetros, no caso de lâminas.

A seguir, as amostras são novamente polidas em disco com abrasivo de alumina bem fino. O polimento final é feito em politriz, onde é usado pó de diamante como abrasivo.

Finalmente, o material a ser estudado nas lâminas delgadas apresenta espessura em tomo de 30 μm , adequada para estudos microscópicos em luz transmitida.

4.6.2 - Técnicas Instrumentais

A única técnica instrumental utilizada nesta Tese para visualização microscópica das LD foi a Microscopia Ótica (MO).

4.6.2.1 - 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 o 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 apresenta cores e tonalidades diferentes correspondentes aos ângulos refratados, permitindo-nos identificá-los e classificá-los.

Além disso, podem ser usados alguns outros acessórios para produzir 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 de 200 μm .

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

4.6.3 - Terminologia Micromorfológica (Cardoso *et al*, 1996)

Delvigne (1988) reporta que só mais recentemente os geólogos, hidrólogos, geógrafos, engenheiros e, sobretudo, os pedólogos se interessaram de maneira detalhada e aprofundada pelo 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 nesta Tese é utilizada proposta de Cardoso *et al.* (1996), terminologia mais adequada aos estudos de mecânica dos solos tropicais, baseada fundamentalmente em Brewer (1976), Leprun (1979) e Bullock *et al.* (1985), com pequenas mudanças e simplificações introduzidas. Os termos traduzidos para o português foram adaptados de Lima *et al.* (1985).

A terminologia micromorfológica proposta por Cardoso *et al.* (1996) é aplicada a estudos no campo da mecânica dos solos tropicais, tanto na caracterização da estrutura, como nos estudos de dinâmica dos fenômenos físicos, controlados em laboratório ou no campo,

dando ênfase aos aspectos microestruturais de maior relevância para geotecnia e geologia de engenharia.

4.6.3.1 - Trama

Bullock *et al* (1985) define trama (ingl. *fabric*) 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 e no método de observação usado.

A trama parcial compreende todas as unidades de trama que são idênticas na escala e no método de observação empregado.

4.6.3.2 - Materiais de Granulometria Fina e Grossa

Os solos consistem geralmente em 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 μm) distinguia o plasma (inferior) do esqueleto (superior).

A partir deste momento, esse limite tomou-se mais flexível, dependendo da situação observada em relação à estabilidade em termos físicos, químicos e mecânicos. Por exemplo, em materiais profundamente intemperizados, 2 μm 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 μm e até mesmo 10 μm , produzindo o conceito plasma-esqueleto a partir de limites graduais (Stoops & Jongerius, 1975).

4.6.3.3 - Matriz-S

Para Bullock *et al* (1985), matriz-s (ingl. *groundmass*) 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). Esta definição é a mesma de Brewer (1976), ou seja, plasma (matriz) mais esqueleto (s) (p. ex. grãos de quartzo primário, Figura 4.11).

4.6.3.4 - Tratos Pedológicos

Brewer & Sleeman (1960) introduziram o termo tratos pedológicos (ingl. *pedofeatures*) 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 ai*, 1985)

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

- **Películas** (ingl. *coating*): cobrem superfície de vazios, grãos e agregados. Brewer (1976) usa o termo cutã (ingl. *cutan*) (Figura 4.11).
- **Preenchimentos** (ingl. *infilling*): são formados de material do solo preenchendo parcial ou totalmente os vazios. Esse conceito amplia o de pedotubos de Brewer (1976), este último restrito a vazios tubulares e à matéria excremental ou de partículas da matriz-s (Figura 4.12).

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 $> 20 \mu\text{m}$ de diâmetro.
- **Nódulos** (ingl. *nodule*): são similares ao conceito de glébulas (ingl. *glaebole*) de Brewer (1976), que as define como concentrações de plasma em torno de um centro, no interior da matriz (Figura 4.11), como por exemplo, acumulações de oxi-hidróxidos de ferro em torno de **um** centro. 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 (1976).
- => Nucléicos: nódulos com a presença de núcleo formado por fragmento de rocha ou outro nódulo.
- => Geódicos: nódulos com um vazio interior. São equivalentes ao pedodo de Brewer (1976).
- => Septáricos : nódulos com um padrão de fraturas radiais.
- => Halo: nódulos com um núcleo fortemente impregnado. São equivalentes ao halo glebular de Brewer (1976).

4.6.3.5 - Feições Reliquiarias (Brewer, 1976)

- **Litorelíquias:** fragmentos de rocha fresca ou pouco intemperizada imersos na matriz. Se forem bastante intemperizados são considerados nódulos pseudomórficos (Figura 4.13).
- **Pedorelíquias:** fragmentos de solo gerados em outra fase, imersos na matriz.

4.6.3.6 - 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 (1976) 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 4.14).

- => **Vazios Compactos Compostos:** equidimensionais a alongados, menos interconectados, ocorrendo entre grãos simples e agregados (figuras 4.14 e 4.15)

- => **Vazios Compactos Complexos:** vazios ocorrendo entre grãos simples e pequenos agregados (Figura 4.15). Este conceito foi introduzido por Bullock *et al.* (1985).

- **Cavidades (ingl. *vughs*) e Vesículas**

=> **Cavidades:** vazios grandes que não sejam vazios compactos. Esféricos e alongados, irregulares e, normalmente, não são interconectados a outros vazios de tamanho comparável (Figura 4.16).

=> **Vesículas:** vazios relativamente grandes que não sejam vazios compactos, nos quais as paredes são lisas, com curvas simples; equidimensionais, prolatos ou oblatos (Figura 4.17).

- **Canais e Câmaras**

=> **Canais:** alongados, cilíndricos ou arqueados, geralmente paredes lisas; em seção são uniformes em grande parte do seu comprimento (Figura 4.18).

=> **Câmaras:** aproximadamente esféricas, conectadas por canais, paredes lisas e apresentam forma não cilíndrica (Figura 4.19).

- **Planos**

=> **Planos:** planares de acordo com um ou mais eixos (Figura 4.20).

4.6.3.7 - Agregados

São agregados naturais (ingl. *aggregates*) separados uns dos outros por vazios ou superfícies de fraqueza, normalmente cobertas por películas de plasma (Brewer, 1976). Este autor define esta estrutura como sinônimo de pedes (ingl. *ped*).

Segundo Bullock *et al.* (1985), os agregados 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 4.9a e *b*).
- **Em blocos:** nem sempre equidimensionais, apresentando tipos subangulares, com pontas e limites arredondados e angulares (Figura 4.9c e *d*).
- **Em placas:** as partículas são arranjadas geralmente ao longo de uma direção, onde a espessura é bastante inferior às dimensões de comprimento e largura (Figura 4.9e).
- **Em prismas:** as partículas são arranjadas em direção mais ou menos verticalizada e com limites retilíneos (Figura 4.9f).

4.6.3.8 - Associação do Plasma com Relação ao Esqueleto (Brewer, 1976)

- **Associação granular:** o plasma é ausente ou se manifesta somente sob a forma de tratos pedológicos.
- **Associação intertética:** os grãos do esqueleto estão interligados por pontes de argila ou situam-se em uma massa plásmica muito porosa.
- **Associação aglomeroplásmica:** preenchimento de plasma entre os grãos do esqueleto é incompleto (figuras 4.21 e 4.22).
- **Associação porfirogrânica** (ingl. *porphyroskelic*): os grãos do esqueleto estão dispersos em um plasma quase contínuo (isótropo) (Figura 4.18).

4.6.3.9 - Organização do Plasma (Brewer, 1976; Leprun, 1979)

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

- **Plasma assépico:** não há orientações. As extinções são pontuais (figuras 4.18 e 4.21). Dependendo da natureza do material que compõe o plasma, utilizam-se prefixos para a qualificação. Exemplos: argilassépico, silassépico e ferrissépico.
- **Plasma insépico:** são domínios orientados com extinções estriadas formando ilhas em plasma assépico (Figura 4.22).
- **Plasma massépico:** todo o plasma apresenta extinção segundo uma ou duas direções (bimassépico).
- **Plasma onissépico:** orientação complexa do plasma.
- **Plasma porossépico** (ingl. *vosepic*): apresenta estriações em volta de vazios e paralelas às paredes.
- **Plasma granossépico** (ingl. *skelsepic*): apresenta estriações em volta de grãos de esqueleto e paralelas à superfície.

4.6.3.10 - Grau de Pedalidade

Constitui a relação entre os materiais sólidos, como unidades de trama, e os vazios. Originalmente, esta definição relacionava apenas agregados e vazios. Segundo Bullock *et al.* (1985), são três os graus de pedalidade (Figura 4.10):

- **Fortemente desenvolvido:** onde cada unidade de trama está cercada completamente por vazios.
- **Moderadamente desenvolvido:** as unidades de trama, em superfície bidimensional, estão cercadas 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.

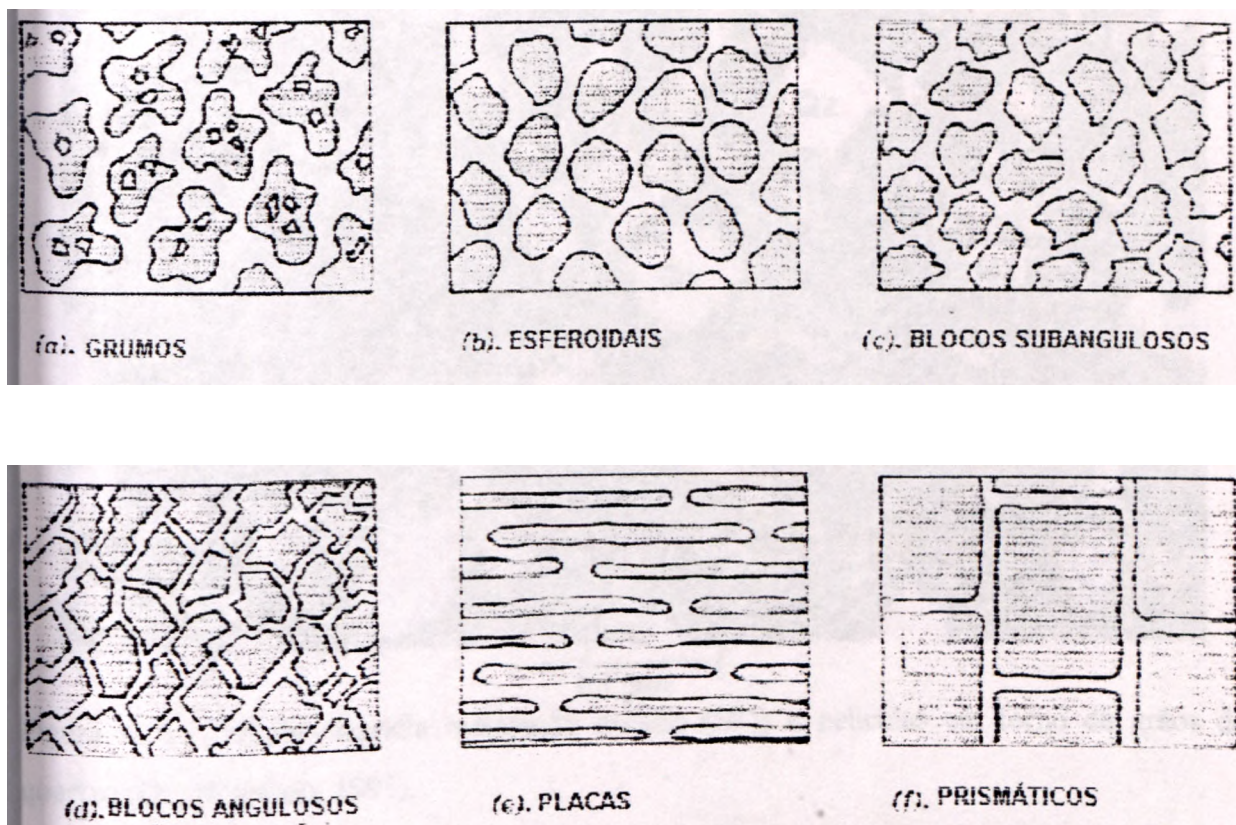


Figura 4.9 - Formas dos agregados (Bullock *et al.*, 1985).

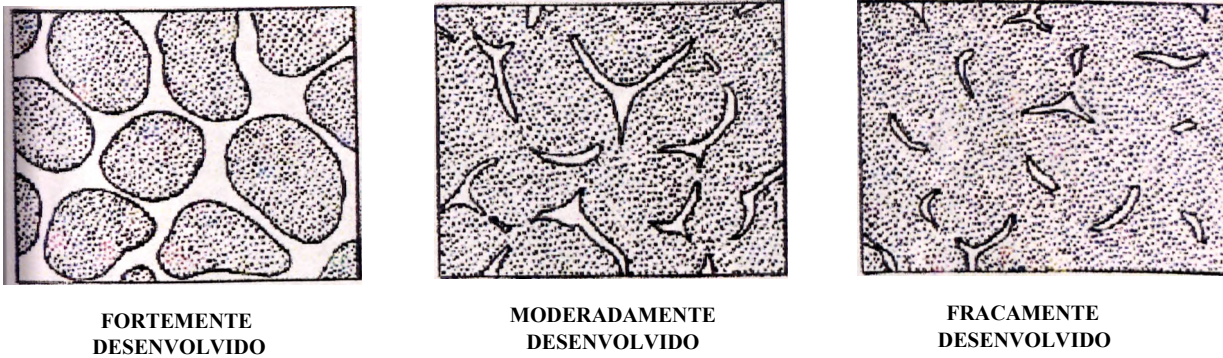


Figura 4.10 - Grau de pedalidade (Bullock *et al.*, 1985).

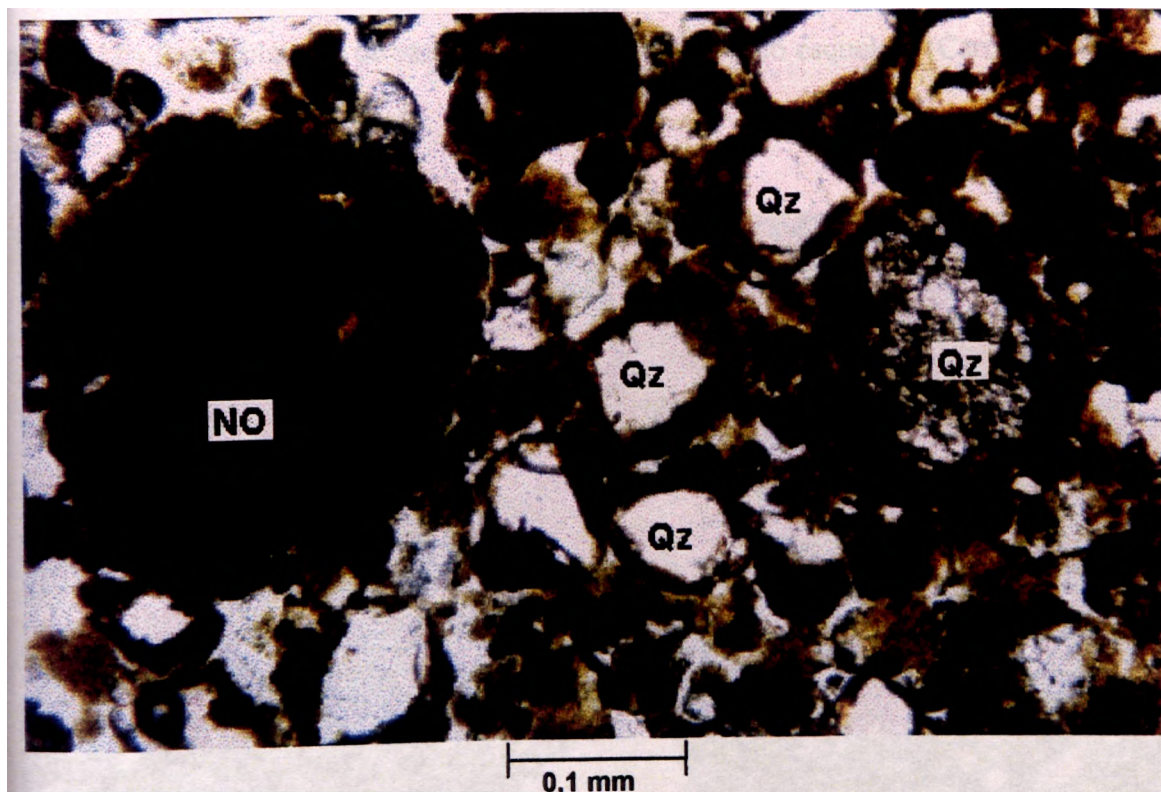


Figura 4.11 - Fotomicrografia mostrando nódulo (NO) e películas em tomo de grãos de quartzo (Qz) (Cardoso, 1995).

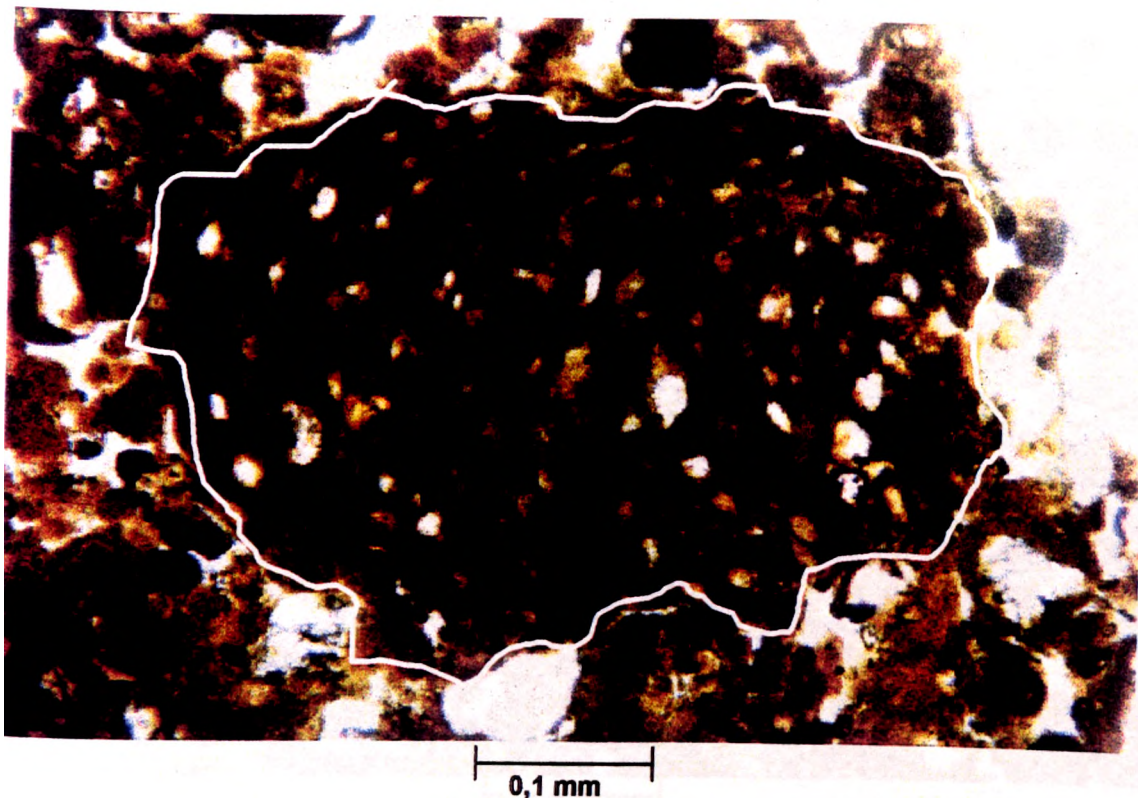


Figura 4.12 - Preenchimento de vazio por plasma e material do esqueleto (Cardoso, 1995)

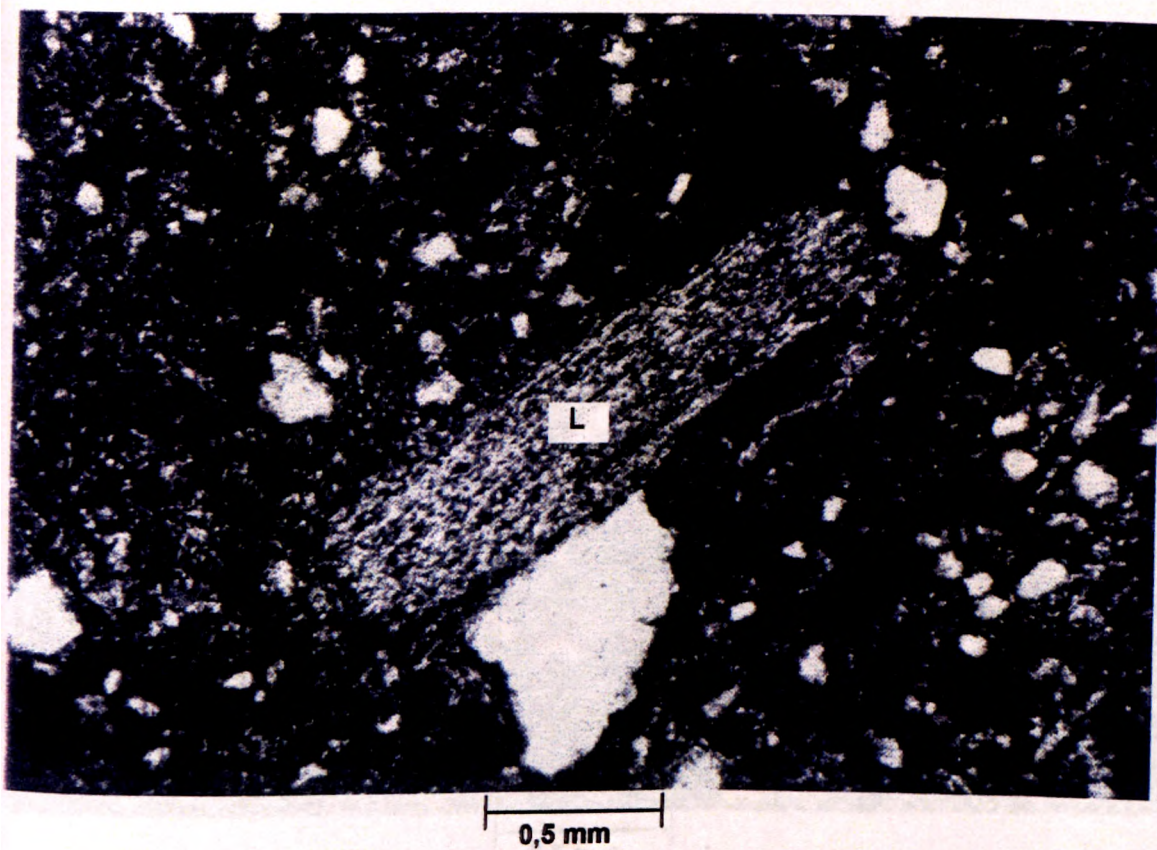


Figura 4.13 - Fotomicrografia mostrando um Litorelicto (L). (Brewer, 1976).

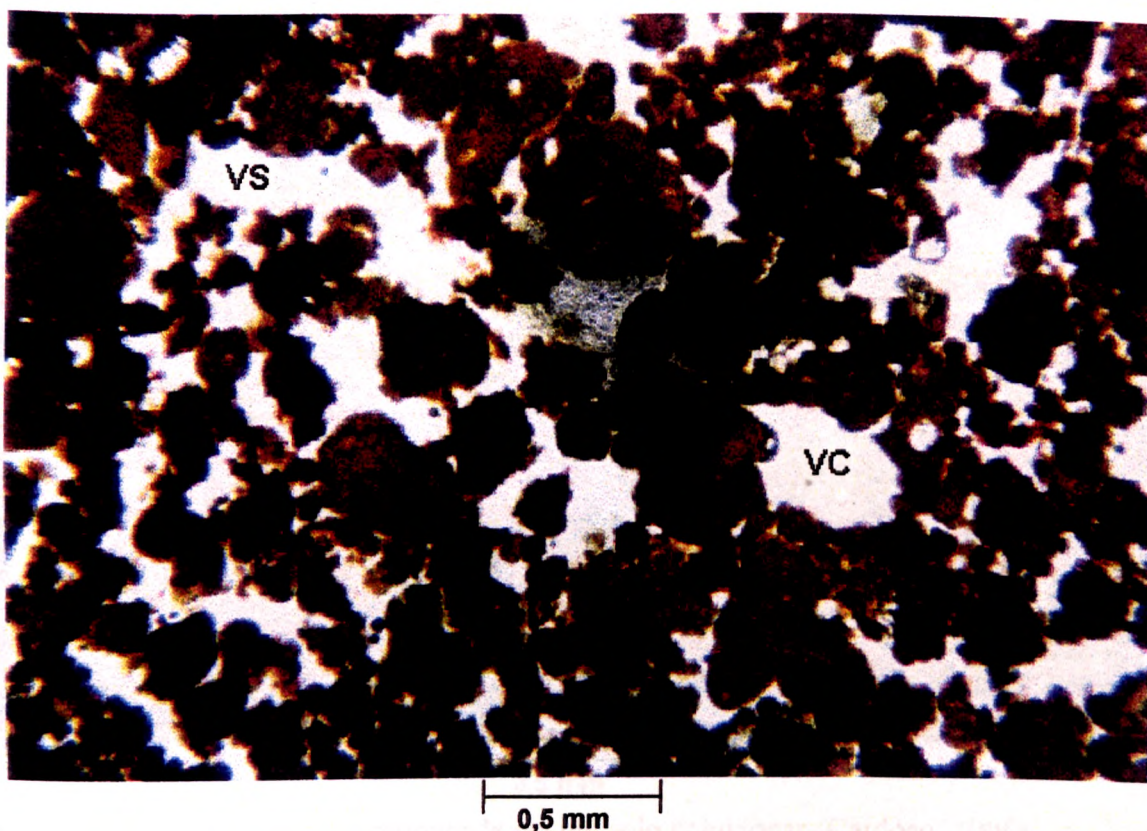


Figura 4.14 - Fotomicrografia de *mud flow* mostrando vazios do tipo compacto simples (VS) e compacto composto (VC). (Cardoso, 1995).

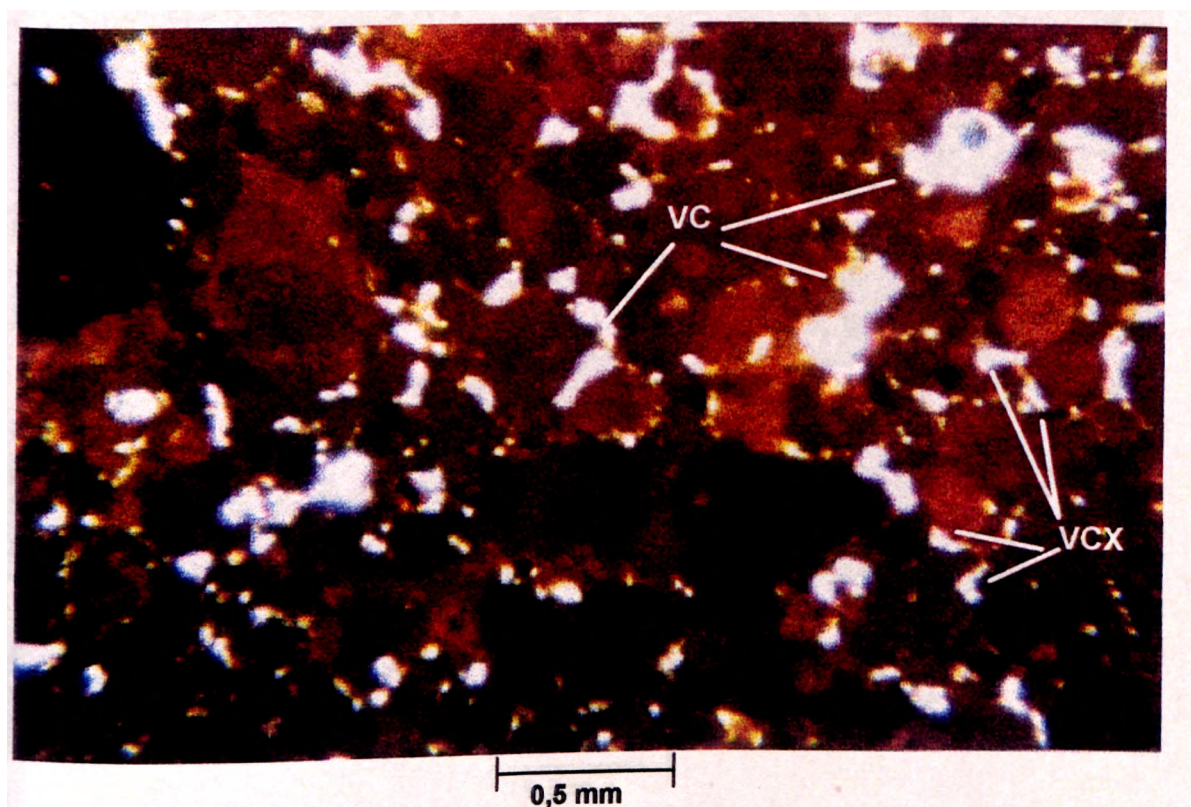


Figura 4.15 - Vazios compactos compostos (VC) e complexos (VCX) (Cardoso, 1995).

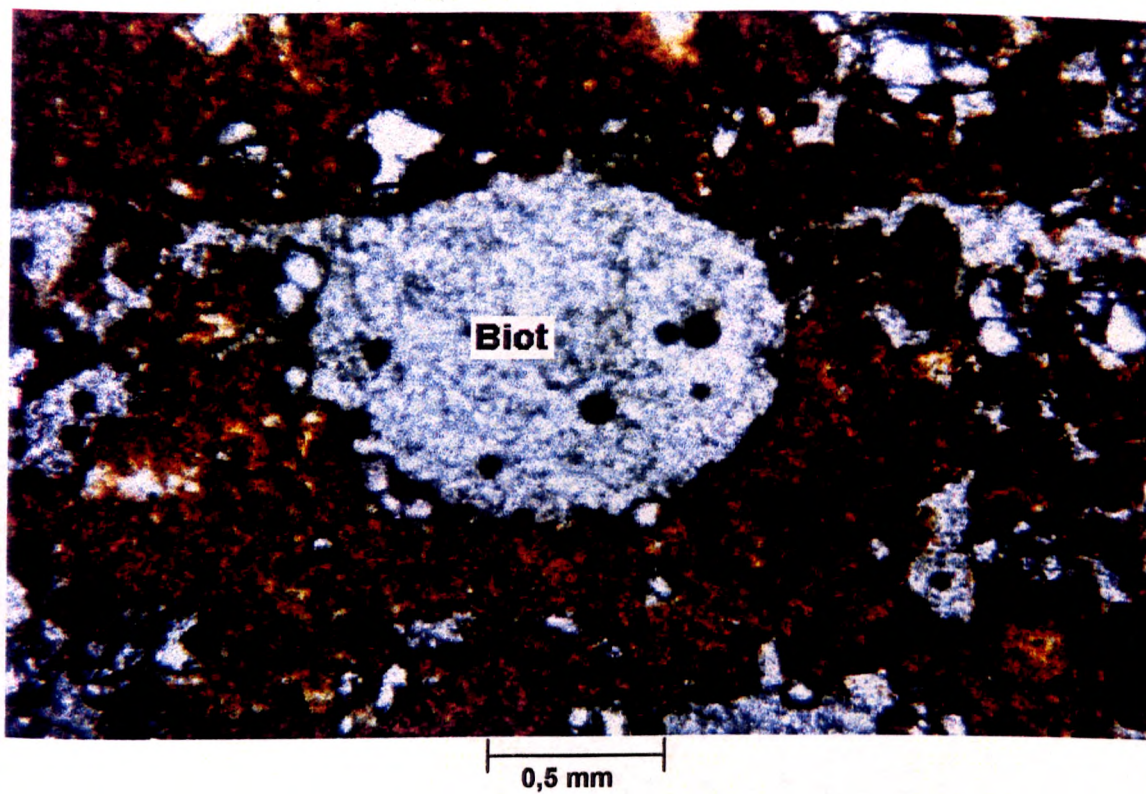


Figura 4.16- Cavidade (Biot) arredondada em um solo coluvionar (Cardoso, 1995).

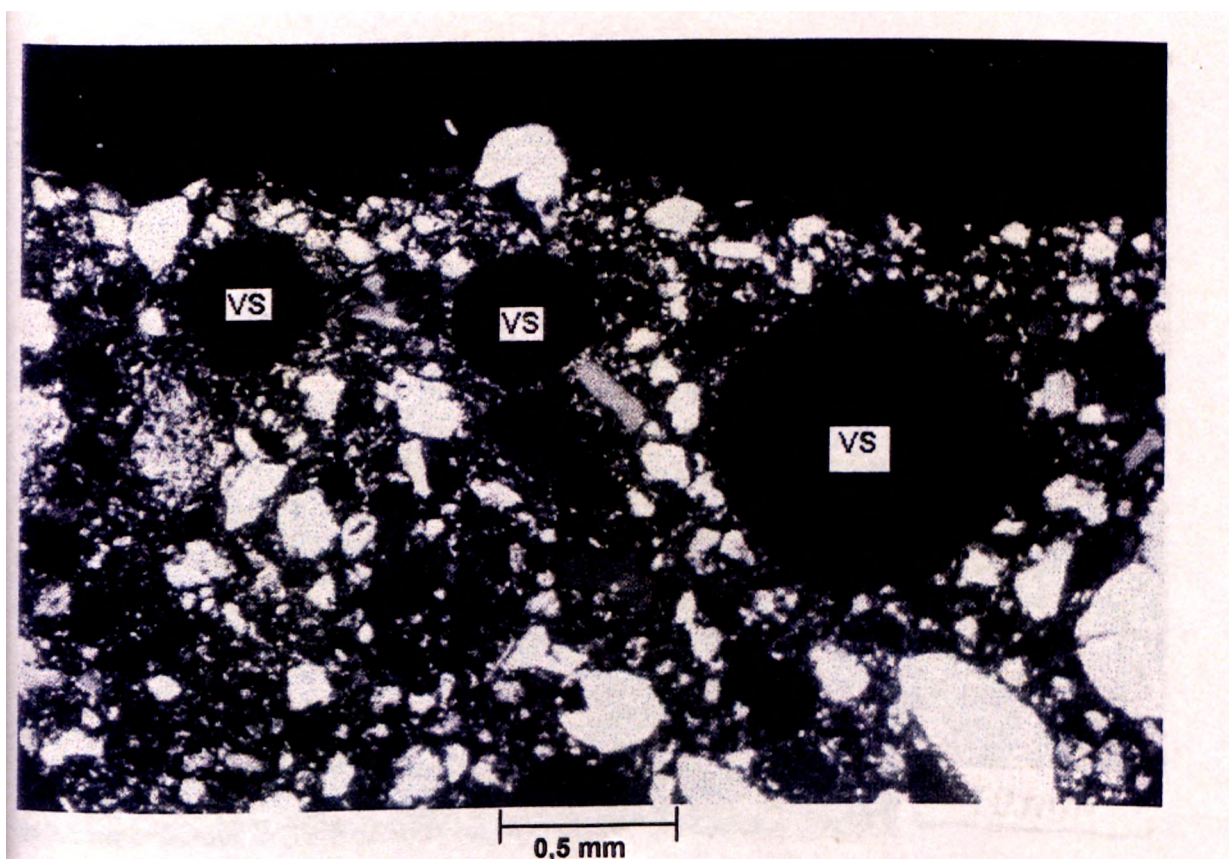


Figura 4.17 - Vesículas (Vs) com paredes bastante lisas (Brewer, 1976).

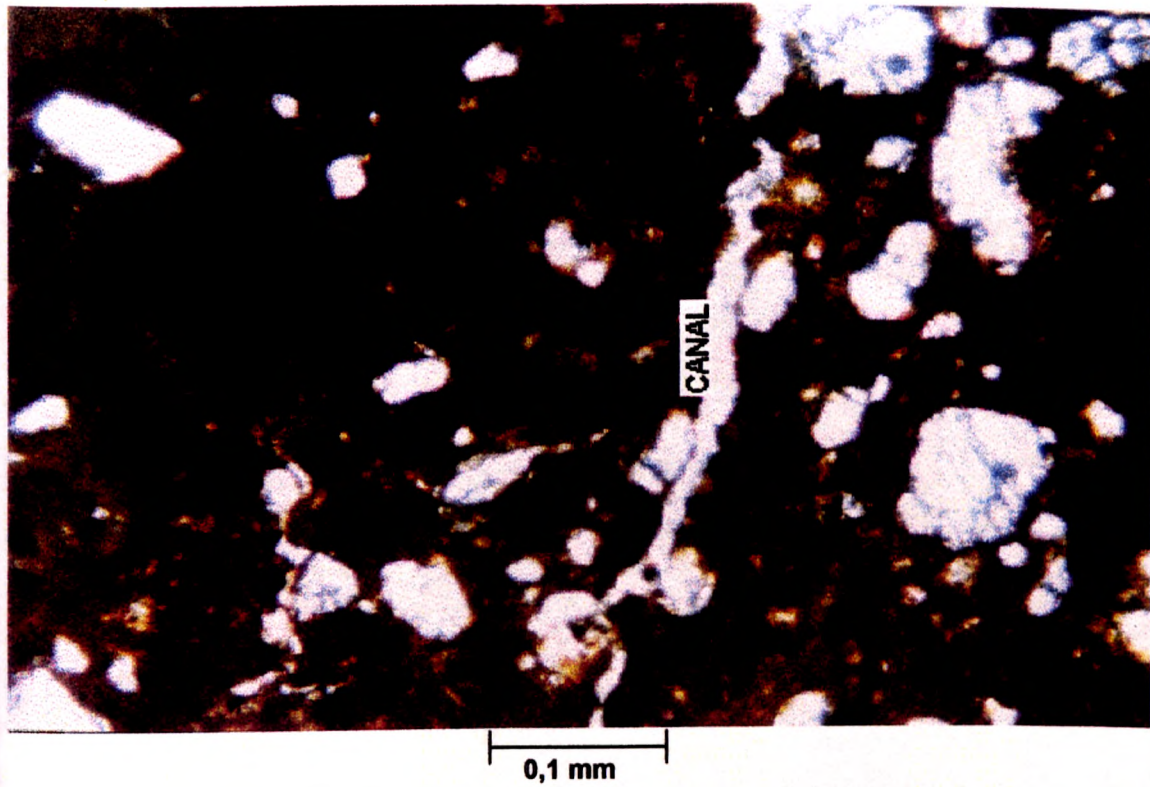


Figura 4.18 - Porção porfirogrânica que mostra um canal a direita e grãos de quartzo imersos no plasma aséptico (Cardoso, 1995).

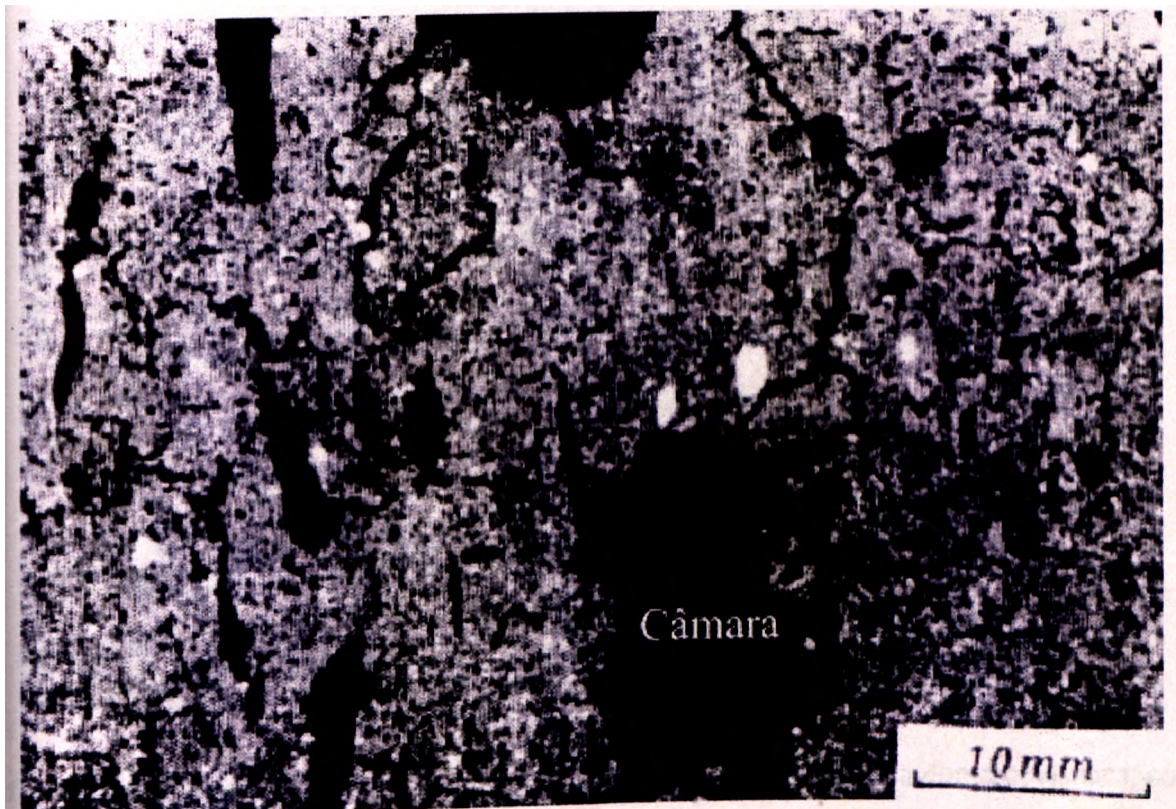


Figura 4.19 - Fotomicrografia de várias Câmaras em um solo (Bullock *et al.*, 1985).

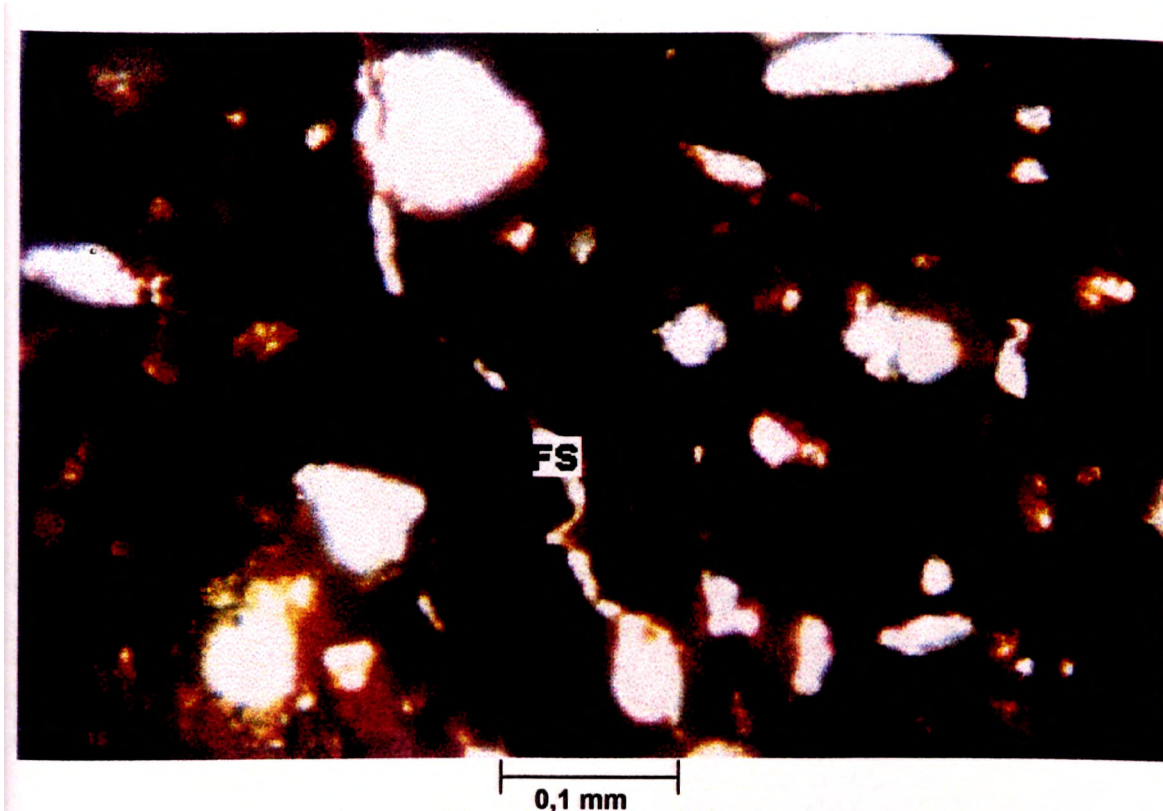


Figura 4.20 - Fotomicrografia mostrando vazio planar (FS) em um solo do DF (Cardoso, 1995).

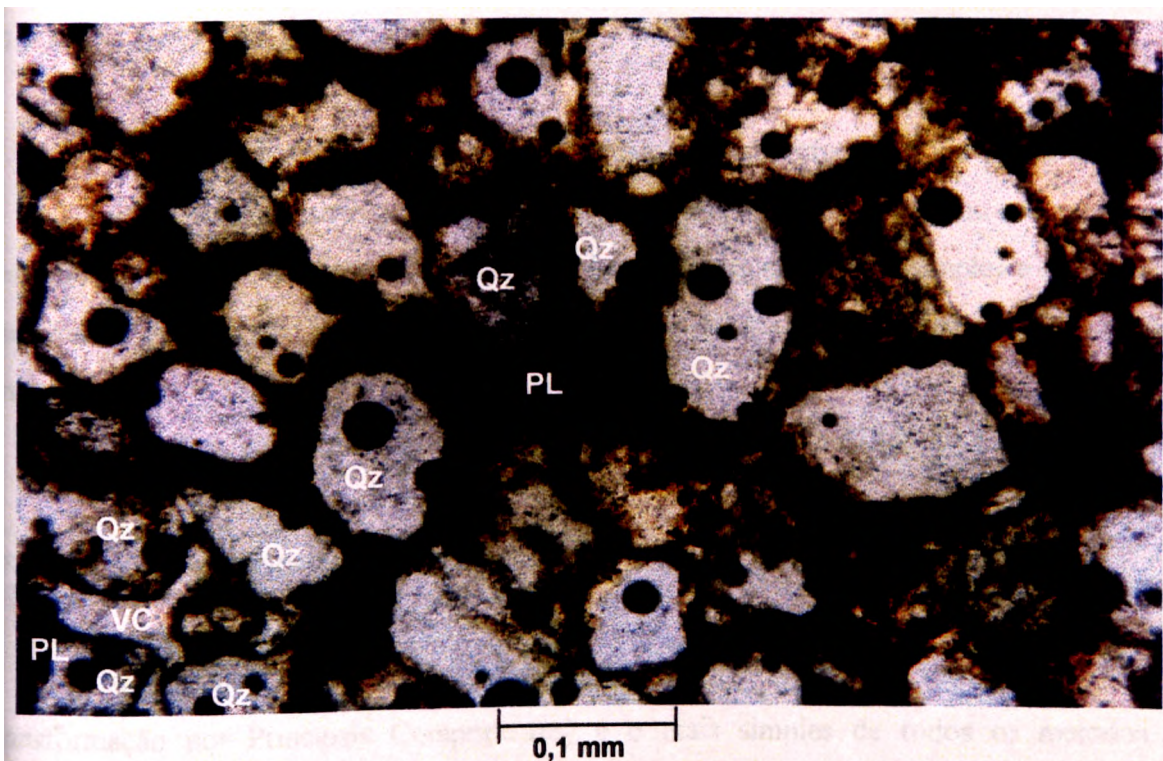


Figura 4.21 - Fotomicrografia de um solo saprolítico, mostrando trama aglomeroplásmica, com plasma aséptico (PL) entre grãos de quartzo (Qz) (Cardoso, 1995).

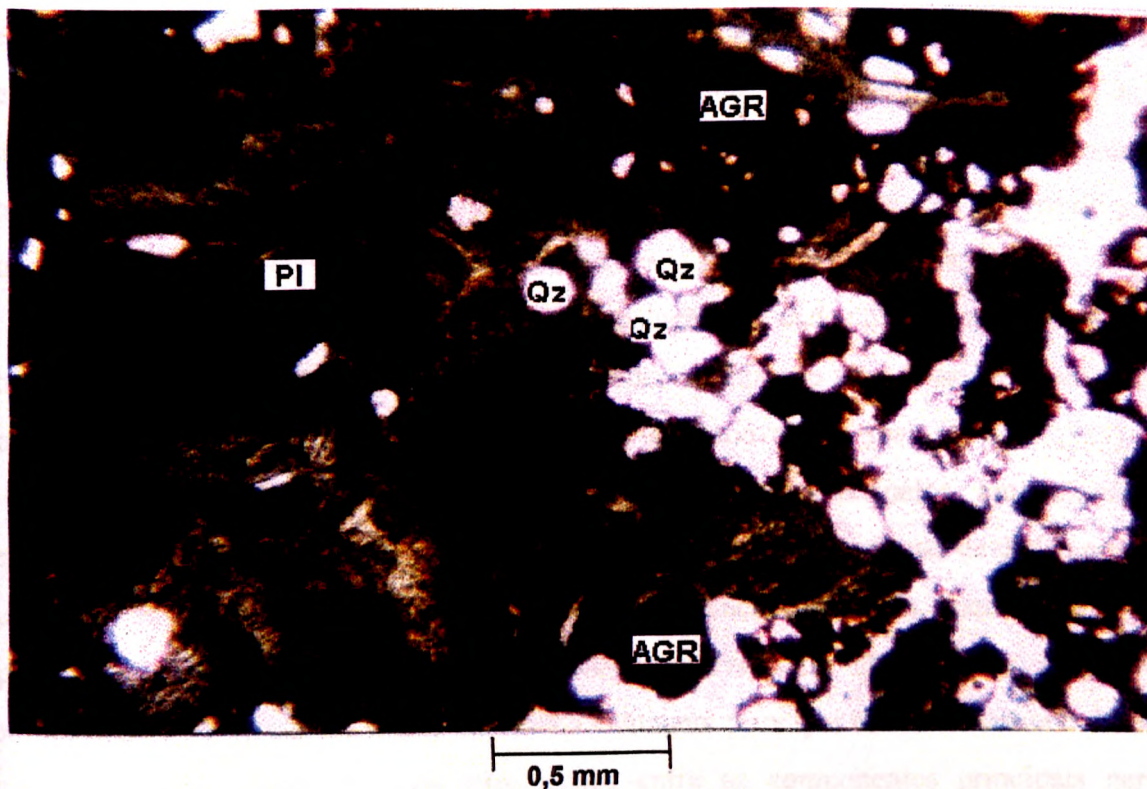


Figura 4.22 - Fotomicrografia mostrando uma trama aglomeroplásmica. Observar grãos de quartzo (Qz) e agregados (AGR) na presença de plasma insépico (PI) (Cardoso, 1995).

4.7 - ANÁLISES ESTATÍSTICAS

A grande quantidade de variáveis avaliadas nos solos estudados, obrigou a realização de análises estatísticas para a caracterização das relações existentes entre elas. Para o conhecimento destas relações foram utilizadas duas técnicas estatísticas simples e adequadas a estes casos: Análise por Principais Componentes e a Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.

Para as duas análises estatísticas foi utilizado o programa S-PLUS 2000.

4.7.1 - Análise por Principais Componentes

A Análise por Principais Componentes (ou Análise com Componentes Principais ou Transformação por Principais Componentes) é o mais simples de todos os métodos de ordenação. Esta é a técnica básica da qual derivam vários outros métodos de análise de dados multivariados. Ela tem a vantagem de apresentar-se sob uma visão inteiramente geométrica de

de ajustamento mínimo-quadrático de um subespaço a uma nuvem de pontos, procurando desdobramentos estatísticos fundamentais desse importante método, explorando todas as suas facetas através de uma seqüência simples que, partindo de uma nuvem de pontos igualmente ponderados e de uma métrica euclideana, atinge o caso mais geral de uma nuvem de pontos ponderados analisada segundo uma métrica euclideana generalizada (Souza, 1988).

A técnica envolve uma rotação e uma translação dos dados num hipotético espaço de atributos em função da densidade da probabilidade, produzindo novas variáveis, conhecidas como componentes, que são combinações lineares das variáveis originais (Pielou, 1984).

As variâncias das novas componentes são retratadas pelos autovalores que representam a quantidade de informações contidas em relação ao conjunto de dados originais. Assim, a primeira componente abrange a máxima variância dos dados, enquanto a seguinte apresenta a segunda máxima variância e assim sucessivamente. Desta forma, elimina-se a redundância de informações, o que tem como vantagem principal reduzir o volume de dados a ser analisado e redistribuir as informações entre as componentes principais geradas (Meneses, 1991).

A matriz de autovetores mostra quanto cada atributo foi multiplicado para gerar o novo conjunto de eixos relativos às principais componentes. Esta matriz descreve qual dos atributos contém a informação mais significativa, ou que mais contribui na formação de cada componente (Davis, 1973).

A representação gráfica das principais componentes no espaço estão intimamente relacionadas à centragem dos pontos-variáveis em torno de suas respectivas médias e às escalas em que se expressam as variáveis na matriz de observações. A projeção da nuvem de pontos-variáveis ocorre numa subsuperfície hiperesférica com centro na origem (Souza, 1988).

Nesta tese, a interpretação da Análise por Principais Componentes foi extremamente enriquecida quando realizada conjuntamente com a Matriz de Coeficientes de Correlação Linear. Desta forma, pode-se avaliar facilmente quais são as possíveis relações entre as distintas propriedades dos solos.

Inicialmente, foi realizada uma análise exploratória que envolveu o cálculo de média, desvio padrão, coeficiente de variação e a covariância.

Como cada parâmetro analisado possui uma escala de valor distinto, foi empregada uma normalização dos dados. A normalização efetuada, também a partir do programa S-Plus 2000, foi a subtração pela média e divisão pelo desvio padrão de cada elemento:

$$(X - \mu) / \sigma = N \quad (4.49)$$

onde:

X é o valor real do dado; μ é a média dos valores reais; σ é o desvio padrão dos valores reais; e N é o dado normalizado.

4.7.2 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear

Segundo Vieira & Hoffmann (1986), muitas vezes o crescimento de uma variável é acompanhado pelo crescimento de outra variável. Por exemplo, isto acontece com a idade e a estatura de crianças. À medida que aumenta a idade, aumenta a estatura das crianças. Outras vezes o crescimento de uma variável é acompanhado pela diminuição de outra variável. Isto acontece com a idade e a expectativa de vida adicional. A medida que aumenta a idade, diminui o tempo de vida de uma pessoa.

Deste modo, quando se considera variáveis como as supracitadas, normalmente o que procura o observador, é verificar se existe alguma relação entre as variáveis de cada um dos pares e qual o grau dessa relação. Quando duas variáveis estão ligadas por uma relação estatística, esta é chamada de *correlação* (Crespo, 1993).

O comportamento conjunto de duas variáveis pode ser observado através de um gráfico, denominado *diagrama de dispersão*. Se x e y representam duas variáveis medidas em um certo número de indivíduos, um diagrama de dispersão mostrará a localização dos pontos (x_i, y_i) em um sistema de eixos cartesianos. Se os pontos nesse diagrama se localizarem próximos a uma reta, a relação é dita linear e uma equação linear toma-se apropriada para os fins de análise de correlação entre as duas variáveis, isto é, de estimativa do comportamento de uma variável em relação à outra. Neste caso, quando y tende a aumentar a cada acréscimo de x (reta ascendente), esta é denominada de *correlação linear positiva* (Figura 4.23a); caso contrário, ou seja, quando y tende a diminuir a cada acréscimo de x (reta descendente), esta é denominada de *correlação linear negativa* (Figura 4.23b). Se os pontos apresentam-se

dispersos, não oferecendo uma “imagem” definida, pode-se concluir que não há relação alguma entre as variáveis em estudo (Figura 4.23c).

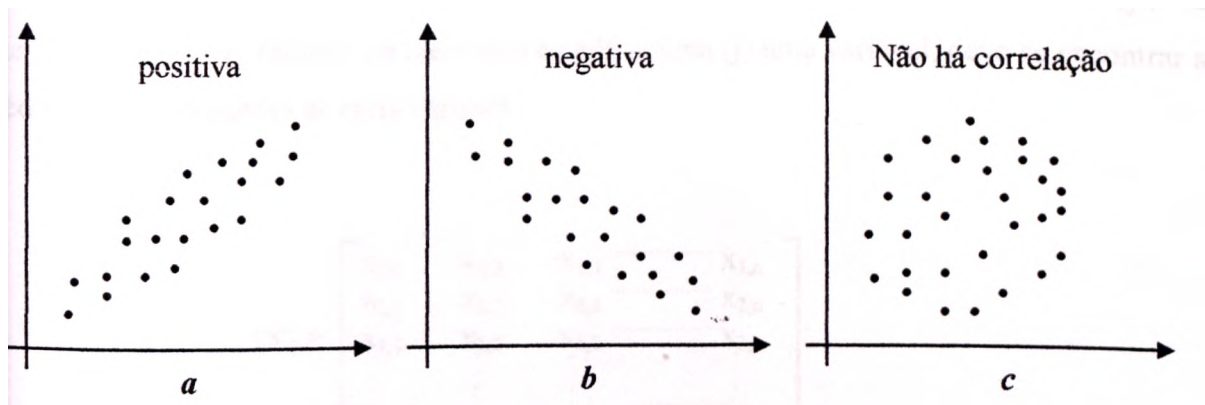


Figura 4.23 - Diagramas de dispersão e formas de correlação linear.

O instrumento empregado para a medida da correlação linear é o *coeficiente de correlação*. Este coeficiente indica o grau de intensidade da correlação entre duas variáveis e, ainda, o sentido dessa correlação (positivo ou negativo). Nesta tese, fez-se o uso do Coeficiente de Correlação de Pearson (R), que é dado por:

$$R = \frac{n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i)}{\{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2][n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]\}^{1/2}} \quad (4.50)$$

onde: n é o número de observações.

Os valores limites de R são - 1 e + 1, isto é, o valor de R pertence ao intervalo [- 1, + 1], Assim:

- Se a correlação entre duas variáveis é perfeita e positiva, então $R = +1$,
- Se a correlação é perfeita e negativa, então $R = - 1$,
- Se não há correlação entre as variáveis, então $R = 0$.

Landim (1998) descreve que quando diversas variáveis são medidas em uma amostra e se quer obter os diversos coeficientes de correlação, calcula-se tais coeficientes entre pares de variáveis ou, utilizando-se de cálculo matricial, obtém-se uma matriz de todos os coeficientes

de correlação, chamada de *Matriz de Coeficientes de Correlação Linear* Para tanto, a

seguinte seqüência de cálculo deve ser usada.

Sendo a amostra constituída por m indivíduos e n variáveis, dispostos na matriz (x_{ij}) , em

que cada linha (i) representa um indivíduo e cada coluna (j) uma variável, deve-se encontrar a

média e o desvio padrão de cada variável.

$$[X] = \begin{bmatrix} x_{1,1} & x_{1,2} & x_{1,3} & \dots & x_{1,n} \\ x_{2,1} & x_{2,2} & x_{2,3} & \dots & x_{2,n} \\ x_{3,1} & x_{3,2} & x_{3,3} & \dots & x_{3,n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ x_{m,1} & x_{m,2} & x_{m,3} & \dots & x_{m,n} \end{bmatrix}$$

onde:

$$A \text{ média é expressa por } \bar{x}_j = \sum x_j / m; \text{ e} \tag{4.51}$$

$$O \text{ desvio padrão por } S_j = \{ \sum x_i^2 - [(\sum x_i)^2 / m] \} / m - 1 . \tag{4.52}$$

Com isso deve-se calcular o valor z_{ij} para cada observação e, a partir daí, constituir a matriz [Z]

$$z_{ij} = (x_{ij} - \bar{x}_j) / S_j \tag{4.53}$$

$$[Z] = \begin{bmatrix} z_{1,1} & z_{1,2} & z_{1,3} & \dots & z_{1,n} \\ z_{2,1} & z_{2,2} & z_{2,3} & \dots & z_{2,n} \\ z_{3,1} & z_{3,2} & z_{3,3} & \dots & z_{3,n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ z_{m,1} & z_{m,2} & z_{m,3} & \dots & z_{m,n} \end{bmatrix}$$

Encontrar o transposto da matriz [Z]

$$[Z^T] = \begin{bmatrix} z_{1,1} & z_{2,1} & z_{3,1} & \dots & z_{m,1} \\ z_{1,2} & z_{2,2} & z_{3,2} & \dots & z_{m,2} \\ z_{1,3} & z_{2,3} & z_{3,3} & \dots & z_{m,3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ z_{1,n} & z_{2,n} & z_{3,n} & \dots & z_{m,n} \end{bmatrix}$$

- Multiplicando $[Z^T]$ por $[Z]$, calcular a matriz $[V]$, de dimensões $n \times n$.

$$[V] = \begin{bmatrix} v_1^2 & v_1v_2 & v_1v_3 & \dots & v_1v_n \\ v_2v_1 & v_2^2 & v_2v_3 & \dots & v_2v_n \\ v_3v_1 & v_3v_2 & v_3^2 & \dots & v_3v_n \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ v_nv_1 & v_nv_2 & v_nv_3 & \dots & v_n^2 \end{bmatrix}$$

- Finalmente, calcular a *Matriz de Coeficientes de Correlação Linear*, multiplicando o escalar $1 / (n - 1)$ por $[V]$,

$$[R] = \frac{1}{n - 1} [V] = \begin{bmatrix} r_{1,1} & r_{1,2} & r_{1,3} & \dots & r_{1,m} \\ r_{2,1} & r_{2,2} & r_{2,3} & \dots & r_{2,m} \\ r_{3,1} & r_{3,2} & r_{3,3} & \dots & r_{3,m} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ r_{m,1} & r_{m,2} & r_{m,3} & \dots & r_{m,m} \end{bmatrix}$$

5 - SOLOS ESTUDADOS

O presente capítulo apresenta os critérios de escolha dos solos estudados nesta Tese e as suas descrições de campo, entendendo-os como materiais produzidos na superfície continental através da interação da litosfera, hidrosfera, biosfera e atmosfera. Esta visão tem como meta a compreensão da origem e evolução destes materiais.

5.1 - CRITÉRIOS DE ESCOLHA DOS SOLOS ESTUDADOS

Os solos lateríticos da região do Distrito Federal foram o alvo deste estudo, pois representam muito bem os solos encontrados em todo Planalto Central Brasileiro, área nuclear do Cerrado (IBGE, 1993). O objetivo principal para a escolha dos materiais estudados foi o de analisar os principais horizontes de solos encontrados no Distrito Federal e, ao mesmo tempo, ter uma grande diversidade de propriedades químicas, mineralógicas, físicas e estruturais para a realização de melhores correlações entre elas.

Normalmente, em trabalhos desenvolvidos na área de ciências dos solos, a amostragem segue duas formas de análise: a da Cronosseqüência ou a da Toposseqüência de solos (Harden, 1982). Nesta Tese não foi possível selecionar os materiais a serem estudados a partir destes tipos de análises de campo, devido aos seguintes fatores:

- No caso de uma análise em cronosseqüência, a existência de perfis completos (ver item 2.3) na região do Distrito Federal é bastante rara, além da difícil identificação em campo;
- A análise em toposseqüência não é ideal para este tipo de estudo, uma vez que se pretende fazer correlações onde os materiais selecionados tenham, dentro do possível, grandes diferenças entre as suas propriedades químicas, físicas e mineralógicas.

A seleção dos solos estudados baseou-se, deste modo, na organização dos elementos naturais na paisagem, levando em consideração a geologia, a distribuição de solos e a compartimentação geomorfológica. A existência de cortes desenvolvidos por obras de engenharia nos diversos contextos geológicos, pedológicos e geomorfológicos também foram fundamentais na escolha dos perfis.

A partir destes princípios, a seleção dos materiais estudados ocorreu sobre vários locais do DF, onde cada horizonte selecionado (utilizando-se a nova proposta de descrição de Perfis de intemperismo apresentada no item 2.3) foi relacionado, quando em subsuperfície, a

uma diferente litologia; ou ainda, relacionado a um diferente horizonte diagnóstico de solo, quando mais superficial.

Em função da complexidade de horizontes superficiais e subsuperficiais de solo que são encontrados no Distrito Federal, originados devido à grande diferenciação litológica e geomorfológica da região, como se pode concluir a partir do Capítulo 3 (Caracterização Fisiográfica do DF), não é possível estudar todos em uma única tese. Assim, na seleção dos horizontes estudados, foram utilizados os seguintes critérios:

* Não foram coletadas amostras referentes aos horizontes O e A dos solos, pois na região do

DF, estes apresentam-se geralmente pouco espessos e por isso com interesse reduzido para os estudos associados à engenharia civil;

* Em relação aos horizontes B dos solos, foram coletados aqueles mais representativos da região: horizontes B latossólico dos Latossolos Vermelhos de textura argilosa e de textura média, horizontes B latossólico dos Latossolos Vermelho-Amarelos de textura argilosa e de textura média, horizonte B textural do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo. O horizonte B câmbico, que também é muito importante em sua contribuição em termos de volume total para a região, não foi selecionado devido também a apresentar-se pouco espesso e por isso com

interesse reduzido para os estudos associados à engenharia civil;

* Em relação à seleção dos horizontes subsuperficiais, o saprólito fino e a zona mosqueada, foram coletadas amostras referentes ao intemperismo de litologias pertencentes aos 4 grupos geológicos encontrados no DF e, inclusive, todas as unidades pertencentes ao Grupo Paranoá, excetuando-se a Unidade S (Metassiltitos Argilosos) devido à inexistência de afloramentos (ver item 3.3.1.1), e a Unidade PPC (Psamo-pelito Carbonatada) que forma perfis de solo desenvolvidos sobre rochas carbonáticas, onde o interesse econômico destas áreas atualmente é agrícola. Os horizontes selecionados referentes a este critério foram:

- > Saprólito fino da ardósia (Unidade A do Grupo Paranoá);
- > Zona Mosqueada do metarritmito arenoso (Unidade R₃ do Grupo Paranoá);
- > Zona Mosqueada do quartzito (Unidade Q? do Grupo Paranoá);
- > Saprólito fino do quartzito (Unidade Qj do Grupo Paranoá);
- > Zona Mosqueada do metarritmito argiloso (Unidade R< do Grupo Paranoá);
 - > Saprólito fino do sericita filito do Grupo Canastra;
 - > Saprólito fino do quartzo-muscovita xisto do Grupo Araxá; e

-> **Saprólito fino do metargiúto do Grupo Bambuí.**

* Não foram selecionados os horizontes ferruginosos referentes ao cascalho laterítico, couraça ferruginosa e carapaça. No caso específico do cascalho laterítico, a realização dos ensaios geotécnicos adotados neste estudo para amostras indeformadas, é bastante complicada devido à estrutura deste material. Já os outros dois subhorizontes, normalmente podem apresentar um comportamento mecânico semelhante ao de rocha;

* Também não foram selecionados horizontes de saprólito grosseiro e os horizontes subjacentes porque estes possuem comportamento mecânico semelhante ao de rocha.

Deste modo, selecionaram-se 13 pontos de amostragem (Figura 5.1), sendo que junto ao horizonte B latossólico do Latossolo Vermelho de textura argilosa houve a coleta em dois subhorizontes, perfazendo um total de 14 amostras naturais. A Tabela 5.1 apresenta a localização de todos os pontos em coordenadas geodésicas, UTM e UTM - SICAD, retiradas com GPS da marca Magellan, modelo 2000 XL e cujo *Datum* foi o *SAD 69*. As figuras 5.2 e 5.3 mostram as localizações dos pontos de coleta nos mapas geológico e pedológico do DF.

Tabela 5.1 - Localização dos pontos de coleta dos solos estudados

SOLOS	GEODÉSICAS	UTM	UTM-SICAD
SF1	15° 51'35" S 47° 31'53" W	228.895 E 8.244.931 N	228.895 E 8.244.931 N
SF2	15° 56'30" S 47° 46'32" W	202.852 E 8.235.521 N	202.852 E 8.235.521 N
ZM3	15° 40'24" S 48° 06'01" W	810.861 E 8.265.067 N	168.746 E 8.265.067 N
SF4	15° 45'20" S 47° 48'50" W	198.470 E 8.256.084 N	198.470 E 8.256.084 N
ZM5	15° 40'22" S 47° 51'11" W	194.132 E 8.265.208 N	194.132 E 8.265.208 N
ZM6	15° 37'56" S 47° 51'17" W	193.905 E 8.269.679 N	193.905 E 8.269.679 N
HB7	15° 44'29" S 47° 35'39" W	221.999 E 8.257.962 N	221.999 E 8.257.962 N
SF8	15° 44'41" S 47° 34'08" W	224.736 E 8.257.634 N	224.736 E 8.257.634 N
HB9	15° 50'18" S 47° 33'45" W	225.519 E 8.247.258 N	225.519 E 8.247.258 N
HB10	15° 35'45" S 47° 38'24" W	216.899 E 8.274.005 N	216.899 E 8.274.005 N
HB11	15° 37'56" S 47° 44'12" W	206.583 E 8.269.856 N	206.583 E 8.269.856 N
HB12	15° 56'30" S 48° 08'36" W	805.825 E 8.235.404 N	163.710 E 8.235.404 N
SF13	16° 00'54" S 48° 08'25" W	806.052 E 8.227.302 N	163.937 E 8.227.302 N

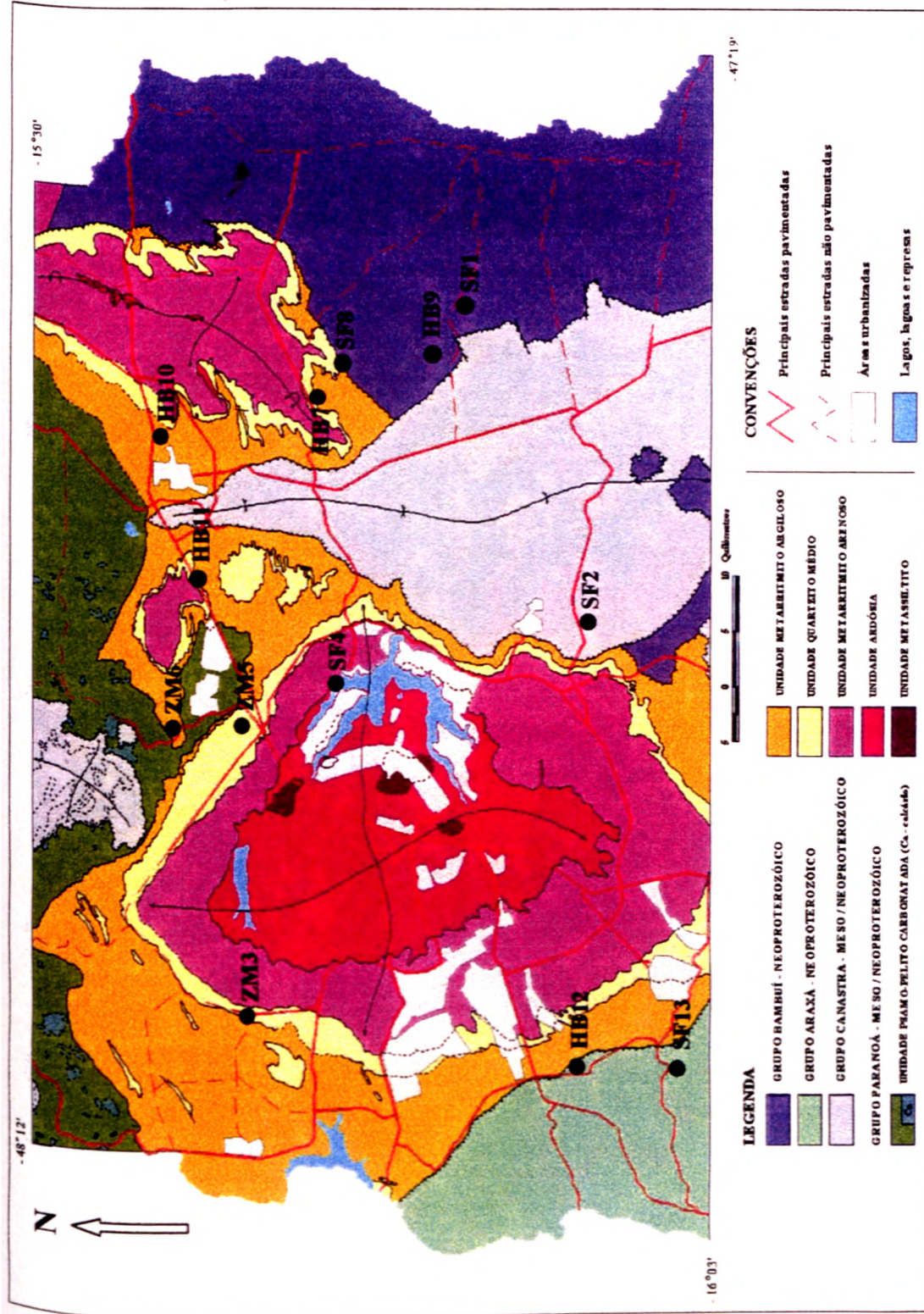


Figura 5.2 - Mapa Geológico do Distrito Federal (Freitas-Silva & Campos, 1998) e os pontos de coleta de amostra.

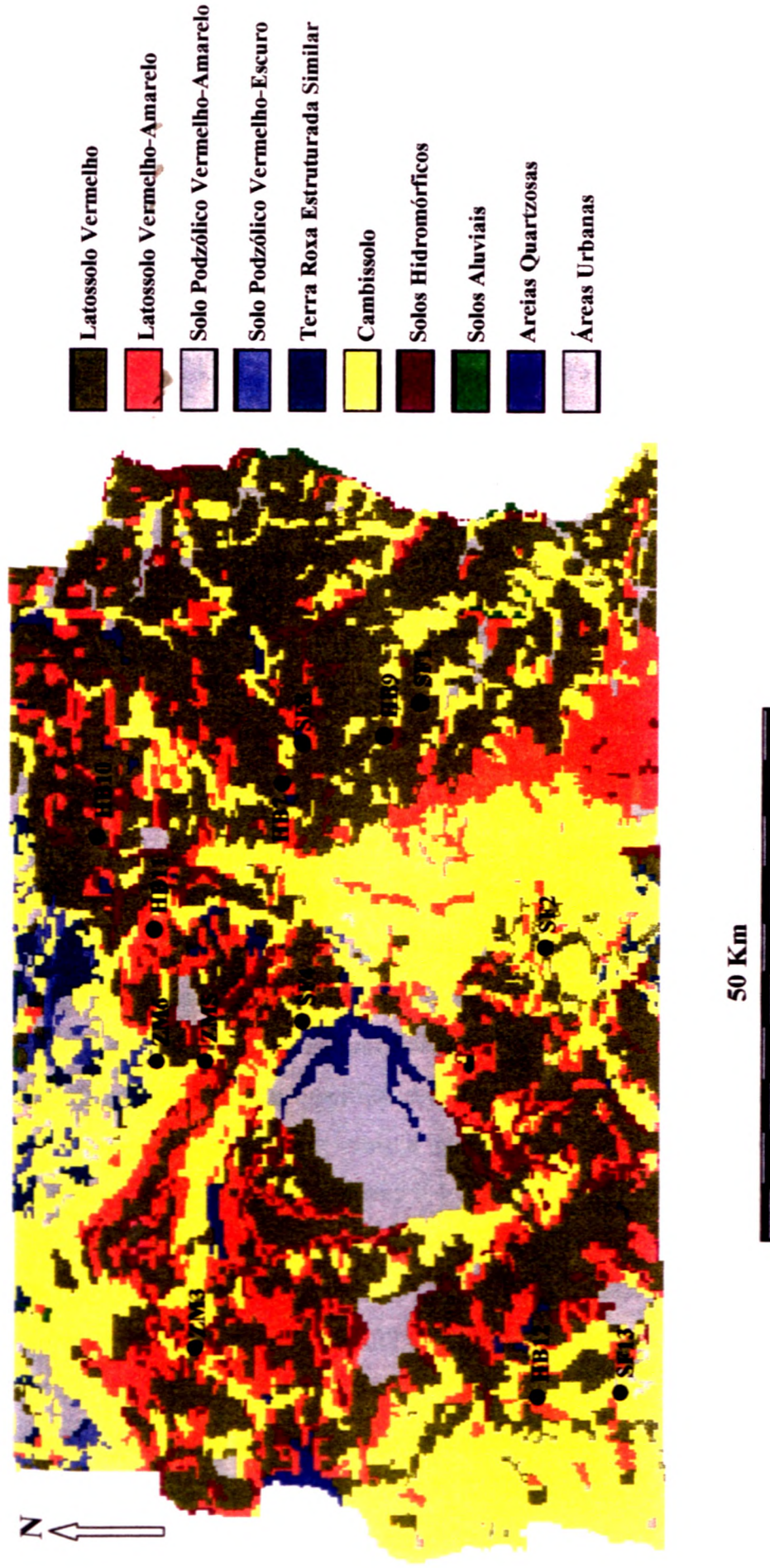


Figura 5.3 - Mapa Pedológico do Distrito Federal (EMBRAPA, 1978) e os pontos de coleta de amostra.

5-2 - DESCRIÇÃO DE CAMPO

Os solos estudados receberam no campo uma identificação a partir de números arábicos a qual foi mantida nas análises de laboratório e na redação desta Tese. Esta numeração é crescente de acordo com a data de identificação do horizonte em campo. Neste momento, para a maior facilidade do leitor, coube acrescentar siglas a esta numeração, que significam o tipo de horizonte descrito (Tabela 5.2).

Tabela 5.2 - Os tipos de horizontes e as siglas que os denominam.

Horizontes	Siglas
Horizonte B	HB
Zona Mosqueada	ZM
Saprólito Fino	SF

5.2.1 - Horizontes **B**

5.2.1.1 - Horizonte **B** do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Argilosa

Este horizonte está situado em um pequeno corte da estrada DF-120, ao final de uma curva e cerca de 1,8 km do entroncamento com a rodovia DF-250. Trata-se na realidade de um subhorizonte Bw₂ coletado entre as profundidades de 105 e 135 cm. Possui cor bruno-amarelada, textura argilosa, grande quantidade de agregados granulares e pequenos poros. Visualmente é homogêneo e isótropo, sem a presença de descontinuidades. Raízes em pequenas quantidades estão presentes (figuras 5.4 e 5.5). A definição do substrato rochoso desde como Metarritmito Argiloso (Unidade R, do Grupo Paranoá) só pôde ser realizada a partir do Mapa Geológico do DF (Figura 5.2), uma vez que o corte do perfil não atingiu tal

horizonte. O horizonte foi denominado de HB7 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.1.2 - Horizonte **B** do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Média

Este horizonte está situado em um corte de estrada, na altura do km 14,5 da rodovia BR-020. Trata-se de um subhorizonte Bw₂ coletado entre as profundidades de 100 e 130 cm.

Possui cor vermelha-amarelada, textura argilo-arenosa, grande quantidade de agregados granulares e pequenos poros. Visualmente é homogêneo e isótropo, sem a presença de descontinuidades. Raízes em pequenas quantidades estão presentes (figuras 5.6 e 5.7). A definição do substrato rochoso deste solo como um quartzito da Unidade Q₃ do Grupo Paranoá foi realizada em campo, a partir de uma cisterna próxima.

O horizonte foi denominado de HB11 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.1.3 - Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Argilosa

Este horizonte está situado em um pequeno corte de estrada, no entroncamento das rodovias DF-120 e DF-355. Para este horizonte foram coletadas amostras referentes a dois subhorizontes. O primeiro é o subhorizonte Bw₁ coletado entre as profundidades de 40 e 70 cm. Possui cor vermelha-escura, textura argilosa, quantidade muito elevada de agregados granulares e pequenos poros. Visualmente é homogêneo e isótropo, sem a presença de descontinuidades. Raízes em pequenas quantidades estão presentes. O segundo é o subhorizonte Bw₂ coletado entre as profundidades de 85 e 115 cm (Figura 5.8). Todas as características de campo são semelhantes às do subhorizonte Bw₁ excetuando-se a maior Quantidade de raízes neste último. A definição do substrato rochoso deste solo como um metargilite pertencente ao Grupo Bambuí realizou-se em um outro corte de estrada bastante próximo, e que também pode ser confirmada pelo Mapa Geológico do DF (Figura 5.2).

Os subhorizontes Bw₁ e Bw₂ foram denominados respectivamente de HB9a e HB9b (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.1.4 - Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Média

Este horizonte está situado em uma área de empréstimo de solo laterítico junto à rodovia BR-020, em direção à cidade satélite de Planaltina e 7,2 km antes do entroncamento com a rodovia DF-345. Trata-se de um subhorizonte Bj coletado entre as profundidades de 40 e 70 cm. Possui cor vermelha escura, textura silto-arenosa, grande quantidade de agregados granulares e pequenos poros. Visualmente é homogêneo e isótropo, sem a presença de descontinuidades. Raízes em pequenas quantidades estão presentes (figuras 5.9 e 5.10). A definição do substrato rochoso deste solo como um quartzito do Metarritmito Argiloso

(Unidade R₄ do Grupo Paranoá) realizou-se na continuidade deste corte de estrada, e que também pode ser confirmada pelo Mapa Geológico do DF (Figura 5.2).

O horizonte foi denominado de HB10 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5-2.1.5 - Horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo

Este horizonte está situado em um corte de estrada, na altura do km 62,5 da rodovia DF-180, entre as cidades satélites do Gama e Samambaia. Trata-se de um subhorizonte B2t coletado entre as profundidades de 40 e 70 cm. Possui cor amarela-avermelhada, textura silto-argilosa, grande quantidade de agregados granulares e em blocos subangulares e pequenos poros. Visualmente é homogêneo e isotrópico, sem a presença de descontinuidades. Raízes são comuns (figuras 5.11 e 5.12). O substrato rochoso deste material é o quartzo-muscovita xisto do Grupo Bambuí

O horizonte foi denominado de HB12 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5-2.2 - Zonas Mosqueadas

5*2.2.1 - Zona Mosqueada do Quartzito

Trata-se da zona mosqueada do quartzito da Unidade Q₅ do Grupo Paranoá. As amostras foram coletadas sob um talude de um areal localizado no Núcleo Rural Alexandre

Gusmão, Gleba 01 lote 98, no km 1,5 da rodovia DF-430, junto à Escola Classe do Rodeador.

Este horizonte de solo foi coletado entre as profundidades de 100 e 130 cm. Possui cores variegadas com uma matnz branca, amarela-avermelhada até vermelha, com mosqueamentos arredondados vermelhos claro a escuro, de dimensões centimétricas (2,0 a 30 cm) outros mais lineares que acompanham as fraturas. A textura dominante é arenosa, mas existem raras porções onde há uma maior contribuição de materiais finos A formação de agregados e porosidade primária não são visíveis a olho nu. É heterogêneo, com a presença de descontinuidades que, neste caso, são principalmente fraturas subverticais preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro e com duas direções distintas, uma N20E e outra praticamente ortogonal. As foliações apresentam importância menor, mostrando-se nas porções com predomínio de matenal pelítico microdobradas em direções distintas. Não apresentam raízes (figuras 5.13, 5 14 e 5.15).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que a alteração antrópica (trata-se de um areal) os destruiu. O Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um Cambissolo.

O horizonte foi denominado de ZM3 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.2.2 - Zona Mosqueada do Metarritmito Arenoso

Apesar do Mapa Geológico do DF (Figura 5.2) definir o local como um quartzito da Unidade Q₃ do Grupo Paranoá, na realidade, trata-se da zona mosqueada do metarritmito arenoso (Unidade R₃ do Grupo Paranoá). As amostras foram coletadas sob um talude do Areal Bela Vista, localizado no km 2,5 da rodovia DF-150.

Este horizonte é bastante semelhante ao último descrito. Foi coletado entre as profundidades de 50 e 80 cm Possui cores variegadas com uma matriz branca, amarela-avermelhada até vermelha, com mosqueamentos arredondados, vermelho claro a escuro, de dimensões centimétricas a milimétricas (0,3 a 10 cm) e outros lineares a irregulares que acompanham as fraturas. A textura dominante é arenosa, mas em algumas porções existe maior contribuição de materiais finos. A formação de agregados e porosidade primária não são visíveis a olho nu. É heterogêneo, com a presença de discontinuidades, que neste caso principalmente fraturas subverticais preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro e com duas direções distintas, uma N20E e outra praticamente ortogonal. As foliações apresentam importância menor, mostrando-se nas porções com predomínio de material pelítico microdobradas em direções distintas. Não apresentam raízes (figuras 5.16 e 5.17).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que a alteração antrópica (trata-se de um areal) os destruiu. O Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um Cambissolo.

O horizonte foi denominado de ZM5 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.2.3 - Zona Mosqueada do Metarritmito Argiloso

Este horizonte trata-se da zona mosqueada do metarritmito argiloso (Unidade do Grupo Paranoá) As amostras foram coletadas sob um talude de um areal desativado no interior do Condomínio RMS. localizado no km 7,5 da rodovia DF-150.

Este horizonte foi coletado entre as profundidades de 100 e 130 cm Possui cores variegadas com uma matriz branca passando, às vezes, a amarela-avermelhada. com mosqueamentos vermelho escuro a vermelho-amarelado, irregulares a lineares que normalmente acompanham as foliações e mais raramente arredondados centimétricos a milimétricos (0,3 a 5,0 cm). A textura é siltosa e não é visível a olho nu a formação de agregados e porosidade primária É heterogêneo e anisótropo, com a presença de descontinuidades onde, neste caso, as foliações são mais importantes e ocorrem microdobradas em direções distintas. Não apresentam raízes (figuras 5.18, 5.19 e 5.20).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que a alteração antrópica (trata-se de um areal) os destruiu. O Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um Cambissolo

O horizonte foi denominado de ZM6 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.3 - Saprólitos Finos

5.2.3.1 - Saprólito Fino do Metargilite

Trata-se do saprólito fino do metargilite do Grupo Bambuí. Este horizonte está situado em um corte da estrada DF-260. cerca de 1,8 km a leste do entroncamento com a rodovia DF-120, próximo ao mterflúvio dos córregos Estanislau e Jardim

A amostragem ocorreu entre as profundidades de 100 e 130 cm. Possui cor da matriz predominante cinza a vermelha A textura é siltosa e a formação de agregados e porosidade primária não são visíveis a olho nu. É heterogêneo, com a presença de descontinuidades onde, neste caso, as foliações são mais importantes, estando microdobradas em direções distintas e preenchidas por material argiloso de cor branca a branca-amarelada. Não apresentam raízes (figuras 5.21, 5.22 e 5.23).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que, neste corte de estrada, a retirada destes foi necessária para a execução da obra (alteração antrópica). O Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um Latossolo Vermelho de textura argilosa.

O horizonte foi denominado de SF1 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.3.2 - Saprólito Fino do Sericita Filito

Este horizonte é o saprólito fino do sericita filito do Grupo Canastra. As amostras foram coletadas em um pequeno ravinamento que se dispõe perpendicularmente à rodovia DF-251, na altura de seu km 69.

A amostragem ocorreu entre as profundidades de 30 e 60 cm. Possui cor da matriz predominante cinza a bruna levemente amarelada. A textura é siltosa e a formação de pegados e porosidade primária não são visíveis a olho nu. É heterogêneo, com a presença de continuidades onde, neste caso, as foliações são mais importantes, estando microdobradas em direções distintas e sem preenchimentos. Não apresentam raízes (figuras 5.24 e 5.25).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que com o desenvolvimento do processo erosivo local (de origem antrópica), estes foram subtraídos. O

Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um Cambissolo.

O horizonte foi denominado de SF2 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.3.3 - Saprólito Fino da Ardósia

Trata-se do saprólito fino da ardósia da Unidade A do Grupo Paranoá. As amostras

foram coletadas sob um corte de estrada no km 10 da DF-005, próximo ao entroncamento

com a rodovia DF-215, que dá acesso a cidade satélite do Paranoá.

A amostragem ocorreu entre as profundidades de 100 e 130 cm. Possui cor

predominante cinza clara a bruna-avermelhada. A textura é argilo-areno-siltosa e a formação de agregados e porosidade primária não são visíveis a olho nu. É heterogêneo, com a presença

de uma clivagem ardosiana subvertical com direção geral NS. Apresentam poucas raízes

(Figura 5.26).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que,

neste corte de estrada, a retirada destes foi necessária para a execução da obra (alteração antrópica). O Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um

Cambissolo.

O horizonte foi denominado de SF4 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.3.4 - Saprólito Fino do Quartzito

Trata-se do saprólito fino do quartzito da Unidade Q₃ do Grupo Paranoá. A coleta das amostras ocorreu no talude de uma caixa de empréstimo que margeia a estrada vicinal FZ-26, a 3,6 km do entroncamento com a rodovia DF-320, no Núcleo Rural da Bacia do Jardim.

A amostragem ocorreu entre as profundidades de 80 e 110 cm. Possui cor bruna-avermelhada. A textura é arenosa, não apresenta estrutura, e a porosidade primária e nódulos milimétricos de oxi-hidróxidos de ferro são visíveis a olho nu. É homogêneo, onde as foliações são ausentes/devido ao caráter rúptil da rocha-mãe. As raízes são comuns (figuras 5.27 e 5.28). No Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos, este material representa o Horizonte C de uma Areia Quartzosa (Camargo *et al*, 1987) ou de um Nitossolo Háplico (EMBRAPA, 1999). O perfil de solo está preservado e será descrito no Apêndice A.

O horizonte foi denominado de SF8 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

5.2.3.5 - Saprólito Fino do Quartzo-Muscovita Xisto

Trata-se do saprólito fino do quartzo-muscovita xisto do Grupo Araxá. As amostras foram coletadas em um pequeno ravinamento que margeia o km 14,5 da rodovia DF-290, a oeste da cidade satélite do Gama.

A amostragem ocorreu entre as profundidades de 20 e 50 cm. Possui cor predominante amarela-brunada a cinza. A textura é siltosa e a formação de agregados e porosidade primária não são visíveis a olho nu. É heterogêneo, com a presença de descontinuidades onde, neste caso, as foliações são mais importantes, estando microdobradas em direções distintas e sem preenchimentos. Não apresentam raízes (figuras 5.29 e 5.30).

Não aparecem outros tipos de horizontes superiores a este no perfil, uma vez que com o desenvolvimento do processo erosivo local (de origem antrópica), estes foram subtraídos. O Mapa Pedológico do DF (Figura 5.3) prevê que o solo do local deveria ser um Cambissolo.

O horizonte foi denominado de SF13 (Tabela 5.1 e Figura 5.1).

Para uma melhor compreensão da associação entre os solos e a geologia, todos estes dados são resumidos na Tabela 5.3. Os perfis dos solos preservados, ou seja, aqueles que sofreram, pequena ou nenhuma, alteração antrópica, serão descritos morfologicamente no Apêndice A. Estes perfis são referentes a coleta de todos os Horizontes B (HB) e o solo SF8.

Tabela 5.3 - Resumo da associação entre as classes de solos (pedologia) e a geologia.

Solo	Classe (Camargo et al., 1987)	Classe (EMBRAPA, 1999)	Hor. ¹	Prof. ² (cm)	Prof. col ³ (cm)	Substrato	Grupo Geológico
HB7	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa (LV)	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa (LVA)	Bw ₂	105 - 250	105 - 135	Metarritmito Argiloso***	Unidade R ₄ do Grupo Paranoá***
HB11	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média (LV)	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média (LVA)	B ₂	100 - ?	100 - 130	Quartzito	Unidade Q ₃ do Grupo Paranoá
HB9a	Latossolo Vermelho-Escuro de textura argilosa (LE)	Latossolo Vermelho de textura argilosa (LV)	Bw ₁	40 - 70	40 - 70	Metargilito	Grupo Bambuí
HB9b	Latossolo Vermelho-Escuro de textura argilosa (LE)	Latossolo Vermelho de textura argilosa (LV)	Bw ₂	70 - 130	85 - 115	Metargilito	Grupo Bambuí
HB10	Latossolo Vermelho-Escuro de textura média (LE)	Latossolo Vermelho de textura média (LV)	B ₁	35 - 80	40 - 70	Quartzito do Metarritmito Argiloso	Unidade R ₄ do Grupo Paranoá
HB12	Solo Podzólico Vermelho-Amarelo (PV)	Nitossolo Háptico (NX)	B _{2t}	40 - 100	40 - 70	Quartzo-Muscovita Xisto	Grupo Araxá
ZM3	Cambissolo* (Cb)	Cambissolo (C)	C	??	100 - 130	Quartzito	Unidade Q ₃ do Grupo Paranoá
ZM5	Cambissolo* (Cb)	Cambissolo (C)	C	??	50 - 80	Metarritmito Arenoso	Unidade R ₃ do Grupo Paranoá
ZM6	Cambissolo* (Cb)	Cambissolo (C)	C	??	100 - 130	Metarritmito Argiloso	Unidade R ₄ do Grupo Paranoá
SF1	Latossolo Vermelho-Escuro de textura argilosa* (LE)	Latossolo Vermelho de textura argilosa (LV)	C	??	100 - 130	Metargilito	Grupo Bambuí
SF2	Cambissolo* (Cb)	Cambissolo (C)	C	??	30 - 60	Sericita filito	Grupo Canastra
SF4	Cambissolo* (Cb)	Cambissolo (C)	C	??	100 - 130	Ardósia	Unidade A do Grupo Paranoá
SF8	Areia Quartzosa (AQ)	Neossolo Quartzênico (RQ)	C	80 - ?	80 - 110	Quartzito	Unidade Q ₃ do Grupo Paranoá
SF13	Cambissolo* (Cb)	Cambissolo (C)	C	??	20 - 50	Quartzo-Muscovita Xisto	Grupo Araxá

¹ Horizonte; ² Profundidade; ³ Profundidade da coleta.

* A definição da Classe destes solos ocorre a partir do Mapa pedológico do DF (Figura 5.3), uma vez que é impossível de ser realizada *in situ*, pois são locais de intensa alteração antrópica (p. ex. áreas, cortes de estrada) e os horizontes superficiais foram removidos. ** Não é possível definir a profundidade e espessura destes solos devido a explicação acima. *** A definição do substrato destes solos ocorre a partir do Mapa Geológico do DF (Figura 5.2), uma vez que não foi possível fazê-la em campo.



Figura 5.4 - Exposição do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa



Figura 5.5 - Detalhe do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa



Figura 5.6 - Exposição do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média

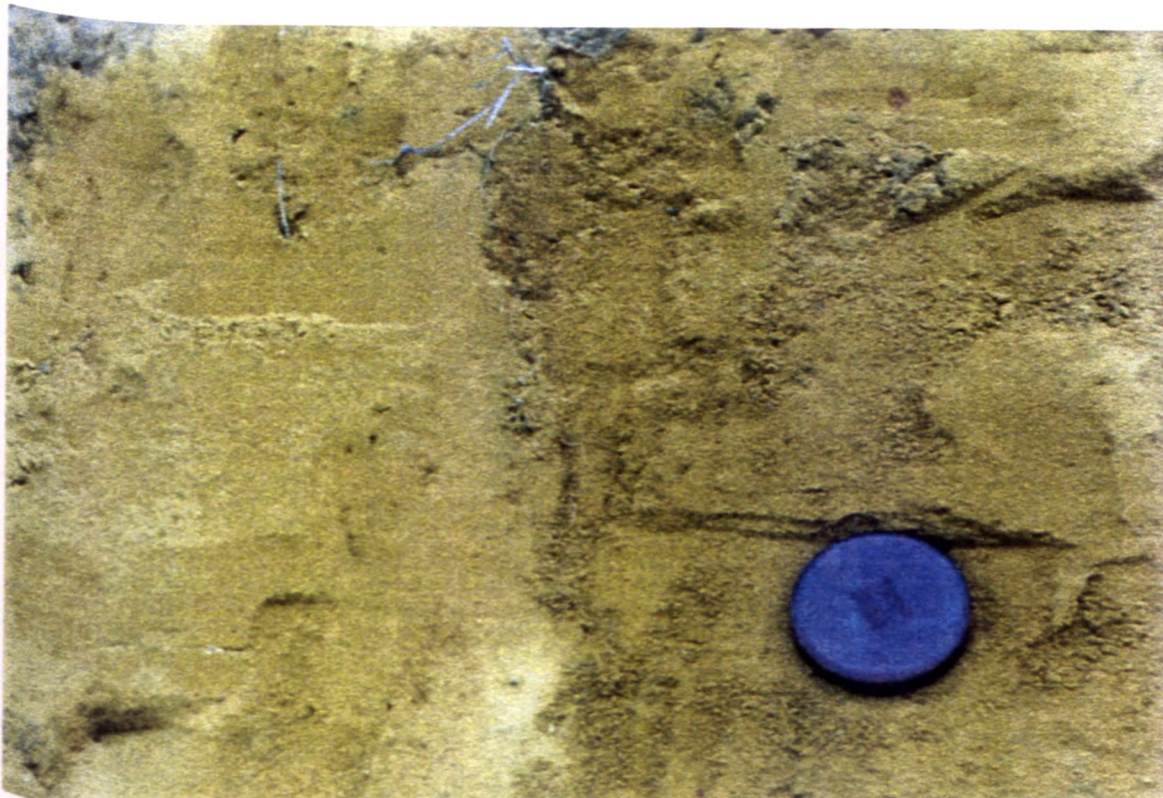


Figura 5.7 - Detalhe do horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média

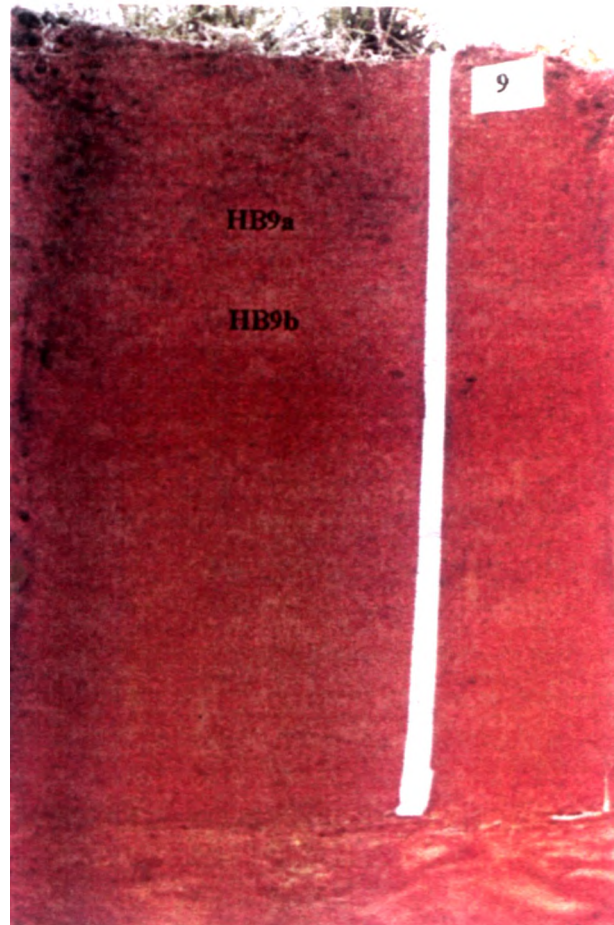


Figura 5.8 - Perfil onde se encontra o horizonte B do Latossolo Vermelho de textura argilosa.



Figura 5.9 - Visão do horizonte B do Latossolo Vermelho de textura média

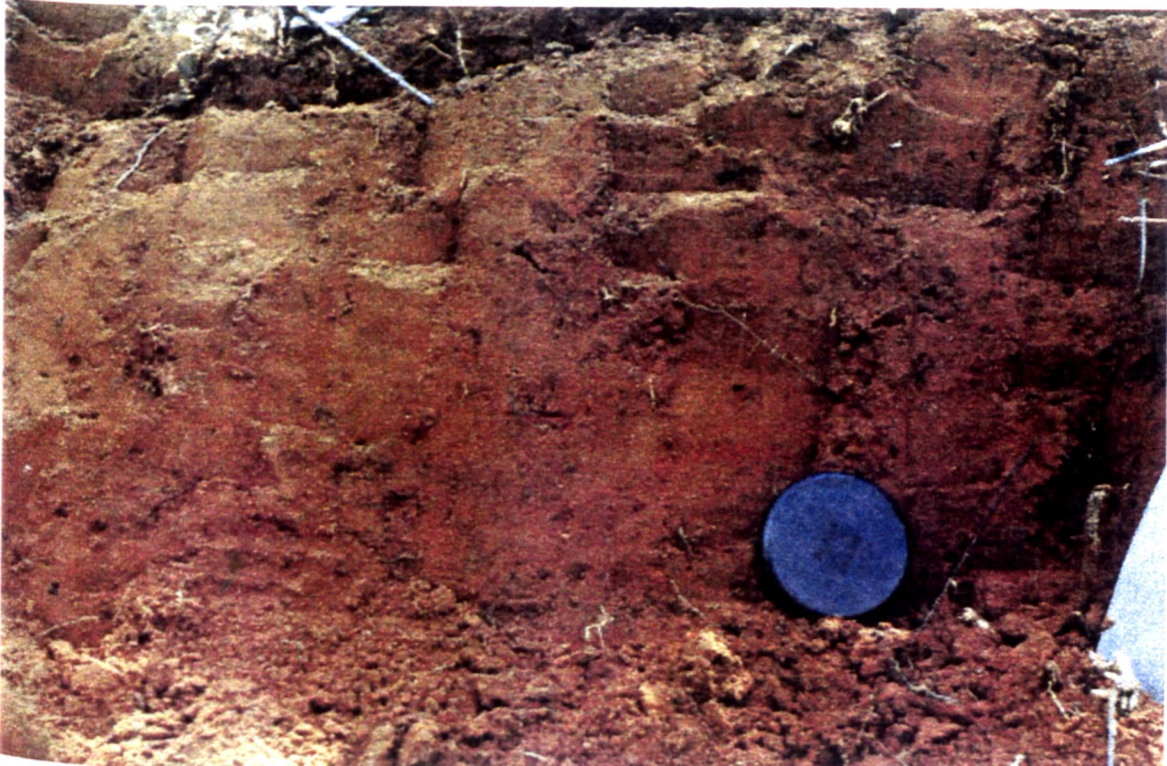


Figura 5.10 - Detalhe do horizonte B do Latossolo Vermelho de textura média



Figura 5.11 - Exposição do horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo



Figura 5.12 - Detalhe do horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo



Figura 5.13 - Zona mosqueada do Quartzito. Pode-se observar a grande variação de cores típicas destes horizontes



Figura 5.14 - Detalhe de mosqueamentos arredondados da zona mosqueada do Quartzito



Figura 5.15 - Mosqueamentos lineares que acompanham fraturas na zona mosqueada do Quartzito.



Figura 5.16- Exposição da zona mosqueada do Metarritmito Arenoso.



Figura 5.17 - Mosqueamentos avermelhados irregulares acompanhando fraturas na zona mosqueada do Metarritmito Arenoso.



Figura 5.18 - Exposição da zona mosqueada do Metarritmito Argiloso

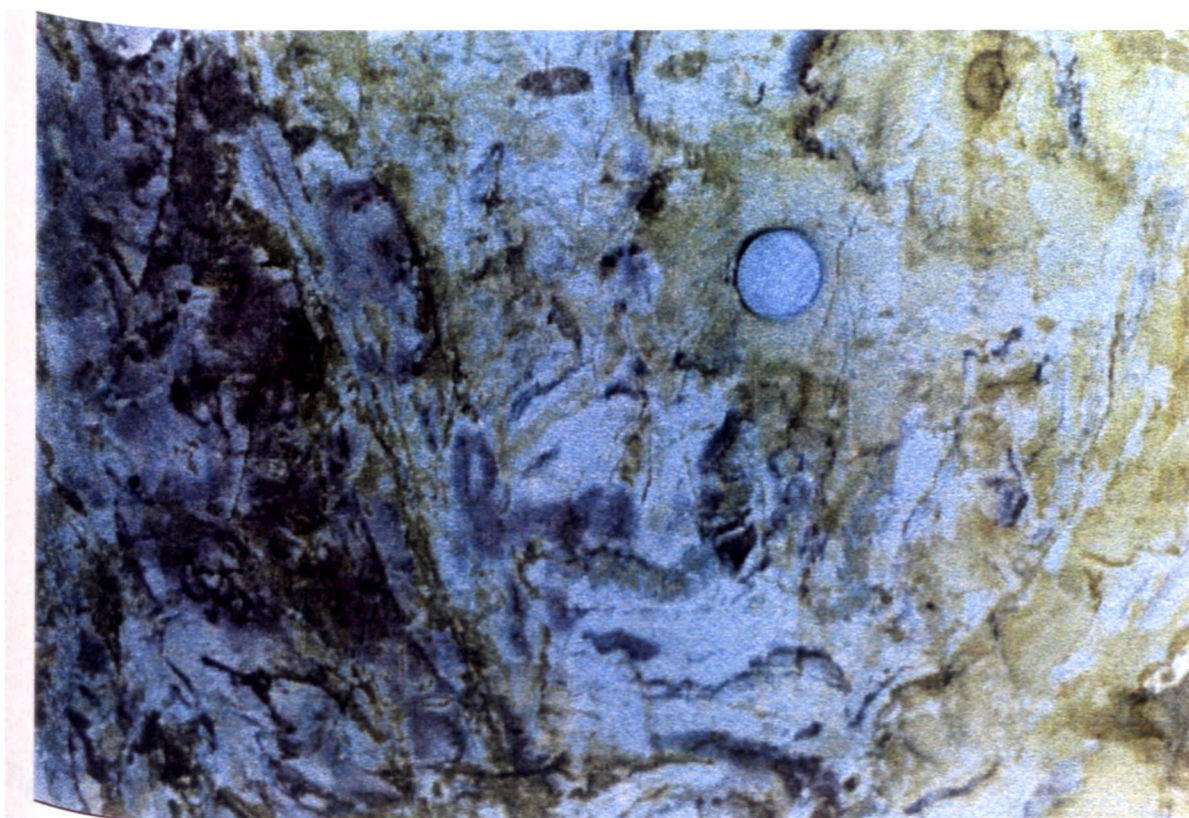


Figura 5.19 - Mosqueamentos arredondados da zona mosqueada do Metarritmito Argiloso



Figura 5.20 - Mosqueamentos lineares e irregulares acompanhando foliações na zona mosqueada do Metarritmito Argiloso.



Figura 5.21 - Visão da exposição do saprólito fino do metargilito do Grupo Bambuí

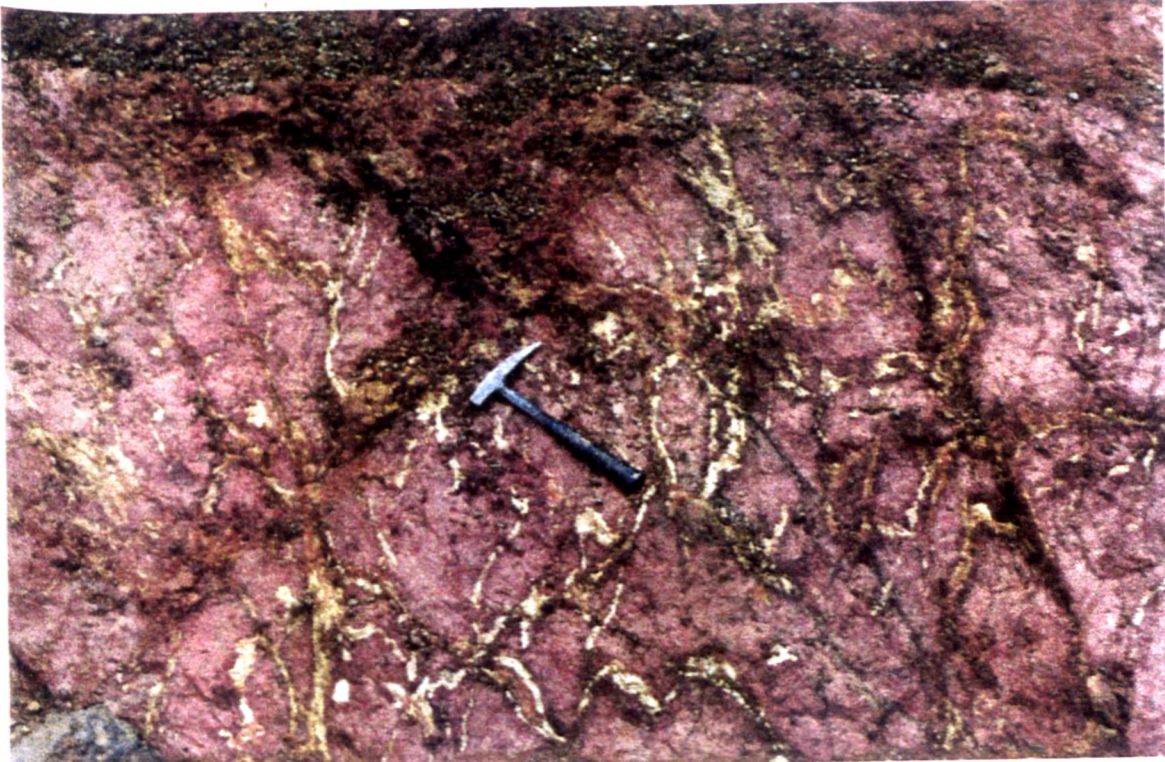


Figura 5.22 - Foliações preenchidas por material argiloso de cor branca a branca-amarelada no saprólito fino do metargilite do Grupo Bambuí.



Figura 5.23 - Fraturas preenchidas por material argiloso de cor branca a branca-amarelada no saprólito fino do metargilite do Grupo Bambuí.



Figura 5.24 - Exposição do saprólito fino do sericita filito do Grupo Canastra.



Figura 5.25 - Foliações do saprólito fino do sericita filito do Grupo Canastra.



Figura 5.26 - Exposição do saprólito fino da ardósia da Unidade A do Grupo Paranoá.



Figura 5-27 . Exposição do saprólito fino do quartzito da Unidade Q₃ do Grupo Paranoá.



Figura 5.28 - Detalhe do saprólito fino do quartzito da Unidade Q₃ do Grupo Paranoá, onde pode-se observar a ausência de descontinuidades



Figura 5.29 - exposição do saprólito fino do quartzo-muscovita xisto do Grupo Araxá.



Figura 5.30 - Foliações microdobradas do saprólito fino do quartzo-muscovita xisto do Grupo Araxá

6 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados provenientes dos ensaios realizados em laboratório e os parâmetros obtidos diretamente destes valores, estando divididos de acordo com as propriedades estudadas (físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas), seguindo praticamente a ordem das metodologias de ensaios encontradas no Capítulo 4, sem que aqui seja feita alguma forma de correlação ou interpretação dos dados.

A ordenação dos solos nas tabelas e figuras segue a mesma seqüência apresentada no capítulo Solos Estudados (Capítulo 5), ou seja, conforme a ordem genética da descrição de perfis de intemperismo laterítico utilizada nesta Tese.

6-1 - ANÁLISES FÍSICAS

Inicialmente deve-se enfatizar que as unidades e a simbologia utilizadas nesta tese para a caracterização das propriedades físicas, são aquelas aceitas atualmente em âmbito nacional pelos pesquisadores da área de geotecnia.

Neste item são apresentados todos os resultados referentes às propriedades físicas estudadas, tanto em relação às amostras naturais indeformadas e deformadas, como também aquelas que sofreram pré-tratamento químico para a extração da fase de matéria orgânica e das fases oxi-hidróxidos de ferro cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos).

Na Tabela 6.1 são apresentados os índices físicos dos solos estudados e algumas outras propriedades físicas indiretas, como a Argila Dispersa, o Grau de Flocculação e o Grau de Dispersão. Todos estes resultados foram obtidos com os ensaios realizados no Laboratório de Geotecnia da UnB e do Laboratório de Física de Solo da EMBRAPA/Cerrados. Alguns destes índices e propriedades são resultantes de expressões matemáticas desenvolvidas a partir de dados fornecidos por estes ensaios, de acordo com o que foi apresentado no Capítulo 4.

A microporosidade apresentada nesta tabela possui duas colunas de valores, onde a primeira é referente à microporosidade média obtida a partir dos dois valores definidos pelas duas curvas características realizadas para cada solo estudado, conforme foi descrito no capítulo de Metodologia. A segunda coluna mostra o desvio padrão encontrado na obtenção da microporosidade média.

Tabela 6.1 - Vários índices e outras propriedades físicas dos solos estudados.

Amostra	w_n (%)	G	y_o (kN/m ³)	y_d (kN/m ³)	e	n (%)	S_r (%)
HB7	25,2	2,83	12,2	9,7	1,90	65,6	37,5
HB11	14,1	2,71	14,5	12,7	1,13	53,1	33,6
HB9a	25,0 /	2,75	12,0	9,6	1,86	65,1	36,9
HB9b	28,1 ,	2,77	11,1	8,7	2,19	68,7	35,3
HB10	11,0	2,72	14,1	12,7	1,14	53,3	26,2
HB12	25,0	2,80	17,1	13,7	1,05	51,1	66,9
ZM3	15,0	2,70	20,1	17,5	0,54	35,3	74,3
ZM5	22,8	2,74	20,7	16,9	0,62	38,5	100,0
ZM6	11,0	2,85	14,6	13,2	1,17	53,8	26,9
SF1	15,0 '	2,88	17,5	15,2	0,89	47,2	48,4
SF2	1,2	2,81	18,7	18,5	0,52	34,2	6,5
SF4	23,0	2,81	20,5	16,7	0,68	40,7	94,6
SF8	2,1	2,69	16,7	16,4	0,64	39,2	8,8
SF13	10,1	2,79	19,6	17,8	0,57	36,1	49,3

Amostra	Microporosidade (%)		Macroporosidade (%)	Arg. Disp (%)	G. Floc. (%)	G. Disp. (%)
HB7	42,5	±0,5	23,1	0	100	0
HB11	28,0	±1,0	25,1	0	100	0
HB9a	35,5	±0,5	29,6	39	48	52
HB9b	34,0	± 1,0	34,7	0	100	0
HB10	29,0	±1,0	24,3	2	91	9
HB12	34,5	±0,5	16,6	30	19	81
ZM3	19,0	±2,0	16,3	0	100	0
ZM5	29,0	±1,0	9,5	0	100	0
ZM6	32,0	±3,0	21,8	0	100	0
SF1	25,0	±0,0	22,2	0	100	0
SF2*	17,0	±0,0	17,2	-	-	-
SF4	17,5	±0,5	23,2	7	68	32
SF8	10,5	±0,5	28,7	4	20	80
SF13	19,5	±0,5	16,6	0	100	0

* Erro de operação durante a realização da análise de argila dispersa

As análises granulométricas realizadas em amostras de solos naturais ocorreram de três formas: através da norma da ABNT NBR 7181/84, com e sem o uso de defloculante e a Partir do método da pipeta Estes resultados são apresentados na Tabela 6.2, juntamente com os teores de finos. A Tabela 6.3 apresenta os limites de Atterberg (w_p e w_L), índices de Plasticidade (I_p), índices de liquidez (I_L), índices de consistência (I_c), índices de atividade (I_A) e a tangente do ângulo da curva de fluidez ($tg\beta$) das amostras de solos naturais.

Tabela 6.2 - Análises granulométricas realizadas em amostras de solos naturais

Amostra	Análise Granulométrica ABNT NBR 7181/84				Análise Granulométrica ABNT NBR 7181/84				Análise Granulométrica Método da Pipeta		
	Sem defloculante				Com defloculante				Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	Finos (%) ⁿ	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	Finos (%) ⁿ			
HB7	53,0	39,9	7,1	53,4	20,7	32,6	46,7	85,8	38	7	55
HB11	76,1	16,2	7,7	25,6	68,4	8,1	23,5	35,7	70	2	28
HB9a	47,4	45,4	7,2	52,6	20,3	21,0	58,7	85,6	13	12	75
HB9b	41,1	51,2	7,7	58,9	11,0	16,6	72,4	92,5	16	15	69
HB10	65,4	22,4	12,2	38,1	70,9	6,8	22,3	40,5	72	5	23
HB12	13,9	58,3	27,8	88,5	13,6	55,2	31,2	90,0	14	49	37
ZM3	84,6	7,1	8,3	15,9	92,5	1,0	6,5	15,6	90	2	8
ZM5	45,3	47,6	7,1	54,7	49,6	33,8	16,6	54,5	52	25	23
ZM6	5,0	88,1	6,9	96,1	10,9	81,7	7,4	96,8	7	70	23
SF1	8,7	84,4	6,9	91,3	13,9	72,8	13,3	91,2	11	57	32
SF2*	12,5	75,2	12,3	90,7	14,8	76,2	9,0	91,5	---	---	---
SF4	13,0	81,3	5,7	96,5	28,9	51,3	19,8	96,4	18	60	22
SF8	85,6	5,9	8,5	16,1	90,5	3,8	5,7	17,2	91	4	5
SF13	14,6	77,9	7,5	94,0	14,6	80,0	5,4	91,0	14	77	9

* Erro de operação durante a realização da análise *granulométrica* pelo *método* da pipeta

** Finos - material que passa pela peneira nº 200

Tabela 6.3 - Limites de Atterberg, índices de plasticidade, de liquidez, de consistência, de atividade e a tangente do ângulo da curva de fluidez das amostras dos solos naturais.

Amostra	w _L (%)	w _P (%)	I _p (%)	I _L	I _c	I _A	tgβ
HB7	42	33	9	-0,87	1,87	0,19	0,114
HB11	NP	NP	NP	NP	NP	NP	NP
HB9a	48	38	10	-1,30	2,30	0,17	0,121
HB9b	49	39	10	-1,09	2,09	0,14	0,098
HB10	NP	NP	NP	NP	NP	NP	NP
HB12	47	32	15	-0,47	1,47	0,48	0,058
ZM3	NP	NP	NP	NP	NP	NP	NP
ZM5	23	NP	NP	NP	NP	NP	0,099
ZM6	39	22	17	-0,65	1,65	2,30	0,072
SF1	45	26	19	-0,58	1,58	1,43	0,192
SF2	40	18	22	-0,76	1,76	2,44	0,164
SF4	35	20	15	0,20	0,80	0,76	0,162
SF8	NP	NP	NP	NP	NP	NP	NP
SF13	NP	NP	NP	NP	NP	NP	NP

NP - Não apresenta

Conforme foi descrito no item 4.4.5.2, o intuito de avaliar a influência das principais fases minerais no comportamento da plasticidade, grau de agregação e densidade real dos grãos, levou à realização de extrações da fase mineral associada à matéria orgânica pelo extrator hipoclorito de sódio, e das fases minerais oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) pelo citrato de sódio e ácido cítrico, das 8 amostras de solo que mostraram limite de liquidez (w_L) (Tabela 6.3), quando após esta etapa, foram submetidos à ensaios de granulometria sem uso de defloculante, limites de Atterberg e densidade real dos grãos.

A Tabela 6.4 mostra os resultados referentes à densidade real dos grãos (G), ao teor de finos e à análise granulométrica a partir da norma da ABNT NBR 7181/84 sem uso de defloculante das amostras de solo pré-tratadas quimicamente. A utilização da análise granulométrica sem uso de hexametáfosfato de sódio deve-se ao interesse exclusivo de avaliar a influência das fases extraídas no grau de agregação dos solos.

As tabelas 6.5 e 6.6, por sua vez, apresentam os limites de Atterberg (w_p e w_L), índices de plasticidade (I_p) e as tangentes dos ângulos das curvas de fluidez ($tg\beta$) das amostras de solo pré-tratadas quimicamente. Deve ser explicado, neste momento, que não foram estimados I_L , I_c e I_A das amostras pré-tratadas, pois não existem valores reais para representar as umidades naturais (w_b) e os teores de partículas com diâmetro inferior a 2 μm nestes solos.

Tabela 6.4 - Densidade real dos grãos (G) e análise granulométrica após as extrações da fase matéria orgânica e das fases oxi-hidróxidos de Fe cristalinos e de baixa cristalinidade

Amostra	Extração da fase matéria orgânica					Extração das fases oxi-hidróxidos de Fe cristalinos e de baixa cristalinidade				
	G	Granulometria Sem defloculante				G	Granulometria Sem defloculante			
		Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	Finos (%)		Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	Finos (%)
HB7	2,80	23,1	38,8	38,1	79,4	2,71	7,0	71,0	11,3	82,3
HB9a	2,78	10,9	36,2	52,9	89,7	2,66	18,3	74,0	7,7	81,7
HB9b	2,78	13,4	35,8	50,9	88,6	2,66	13,2	79,0	7,8	88,6
HB12	2,88	5,0	82,7	12,4	95,1	2,76	8,8	39,0	52,2	93,3
ZM5*	2,75	43,6	44,9	11,5	57,2	2,69		----	-	----
ZM6	2,85	2,3	90,4	7,3	97,7	2,62	2,1	90,6	7,2	99,6
SF1	2,86	9,5	83,4	7,1	90,5	2,76	1,6	91,1	7,2	98,6
SF2	2,81	13,7	74,8	11,5	91,0	2,74	4,0	87,0	9,0	96,8
SF4	2,81	7,6	84,3	8,1	96,2	2,76	7,6	70,7	21,7	97,8

Erro de operação durante a realização da análise granulométrica.

Tabela 6.5 - Limites de Atterberg, índices de plasticidade e a tangente do ângulo da curva de fluidez após a extração da fase matéria orgânica.

Amostra	w _L (%)	w _P (%)	I _P (%)	tgβ
HB7	38	28	10	0,134
HB9a	46	32	14	0,119
HB9b	47	33	14	0,143
HB12	46	31	15	0,066
ZM5	NP	NP	NP	NP
ZM6	39	23	16	0,138
SF1	41	22	19	0,148
SF2	40	19	21	0,109
SF4	NP	NP	NP	NP

NP - Não apresenta

Tabela 6.6 - Limites de Atterberg, índices de plasticidade e a tangente do ângulo da curva de fluidez após a extração das fases oxi-hidróxidos de Fe cristalinos e de baixa cristalinidade.

Amostra	w _L (%)	w _P (%)	I _p (%)	tgβ
HB7	32	22	10	0,070
HB9a	40	26	14	0,087
HB9b	41	28	13	0,073
HB12	38	21	17	0,082
ZM5	NP	NP	NP	NP
ZM6	33	21	12	0,026
SF1	NP	NP	NP	NP
SF2	NP	NP	NP	NP
SF4	NP	NP	NP	NP

NP - Não apresenta

Deve ser salientado que, segundo Ignatius (1988), deve-se trabalhar com o índice de liquidez (I_L) ou com o índice de consistência (I_c), de acordo com as conveniências do fomento. Um critério para a escolha de um ou outro, pode ser, por exemplo, não trabalhar com índices negativos. Deste modo não foram utilizados, para as amostras naturais, os índices de liquidez (I_L) nas correlações do próximo capítulo, uma vez que estes valores encontram-se em sua maioria negativos.

Os parâmetros de tensão-deformação-resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto são apresentados na Tabela 6.7, onde são encontradas as tensões normais (σ) aplicadas e suas referentes tensões cisalhantes (τ), os ângulos de atrito (Φ), as coesões (c), os coeficientes de correlação entre σ e τ , e o número de ensaios realizados (N).

Tabela 6.7 - Resultados referentes ao ensaio de cisalhamento direto, onde estão as tensões normais (σ) aplicadas e suas referentes tensões cisalhantes (τ), ângulo de atrito (ϕ), coesão (c), coeficientes de correlação entre σ e τ (R^2), e o número de ensaios realizados para cada solo (N).

Solo	TENSÃO NORMAL (σ)																R^2	N			
	12,5 (kPa)	20 (kPa)	25 (kPa)	30 (kPa)	35 (kPa)	50 (kPa)	50 (kPa)	75 (kPa)	100 (kPa)	100 (kPa)	120 (kPa)	120 (kPa)	125 (kPa)	150 (kPa)	175 (kPa)	180 (kPa)			200 (kPa)	ϕ ($^\circ$)	c (kPa)
HB7	11,68	----	----	----	----	28,37	----	----	49,05	----	----	----	----	----	----	106,10	26,7	3,2	0,9939	4	
HB11	----	----	12,51	----	----	29,29	----	----	43,51	----	----	----	----	71,55	----	----	30,8	2,9	0,9797	4	
HB9a	----	----	11,00	----	----	19,88	----	----	49,43	----	----	----	----	----	----	115,17	31,3	0,0	0,9948	4	
HB9b	6,22	----	----	----	----	33,43	----	----	59,71	----	----	----	----	----	----	117,69	30,3	1,4	0,9981	4	
HB10	4,12	----	----	----	----	27,87	----	----	46,51	----	----	----	----	----	----	103,89	27,5	0,0	0,9946	4	
HB12	15,16	----	----	----	----	45,14	----	----	62,43	----	----	----	----	----	----	136,75	32,3	7,7	0,9859	4	
ZM3	----	----	20,16	----	----	28,53	----	118,89	85,49	97,43	91,95	159,69	----	121,30	----	----	120,69	31,7	29,3	0,5141	9
ZM5	5,53	----	10,59	----	----	13,99	53,05	63,28	----	102,77	110,51	87,31	----	106,03	----	----	107,78	33,3	3,4	0,8266	10
ZM6	10,19	----	11,41	----	----	10,43	33,91	45,10	----	79,61	79,87	----	----	93,16	----	----	92,23	29,0	0,0	0,8791	9
SF1	19,11	----	18,39	----	----	47,95	59,90	68,68	----	----	----	----	----	98,62	----	93,39	155,28	30,4	13,8	0,8830	8
SF2	32,54	----	69,87	22,78	----	112,24	----	143,82	----	----	----	----	----	86,14	----	193,28	213,96	38,8	34,2	0,7347	8
SF4	----	----	24,88	----	----	40,99	----	58,90	----	----	----	----	----	----	----	----	101,86	23,2	16,6	0,9954	4
SF8	11,75	----	25,84	----	38,04	50,90	----	75,27	----	----	----	----	----	91,25	----	----	131,37	30,0	13,4	0,9738	7
SF13	13,60	25,32	46,74	----	----	72,97	----	104,29	----	----	----	----	----	129,13	191,95	----	241,40	46,3	7,5	0,9495	8

As figuras 6.1 a 6.28 mostram as curvas Envolvória de Resistência e Tensão Cisalhante (t) X Deslocamento Horizontal dos 14 solos estudados. Como pode ser observado na Tabela 6.7, para confeccionar estas curvas, sendo mais especificamente a Envolvória de Resistência, houve a necessidade de realizar um número distinto de ensaios de cisalhamento direto para cada solo, uma vez que muitas das curvas não apresentaram o coeficiente de correlação satisfatório (próximo a 1) para os quatro ensaios iniciais realizados em todos os solos (12,5 ou 25, 50, 100 e 200 kPa).

Deste modo, dentre todos os solos, 7 sofreram a repetição de novos ensaios no intuito de buscar uma melhor compreensão do motivo da variação do comportamento de uma amostra ensaiada em relação à outra, ou ainda, analisar um possível problema durante a realização dos experimentos.

Outro fato importante a ser descrito com respeito aos ensaios de cisalhamento direto, são as orientações escolhidas para as amostras na execução dos experimentos. Para as amostras relativas aos Horizontes B deste estudo, para a direção da tensão horizontal aplicada dentro do ensaio, pode-se definir uma direção qualquer, uma vez que estas amostras não apresentam descontinuidades visíveis. No caso foram moldados corpos de prova, mantendo-se o bloco com o mesmo posicionamento do local de coleta.

No caso das amostras relativas aos horizontes de Zona Mosqueada, foi escolhida para a direção da tensão horizontal aplicada dentro do ensaio, a direção N-S de campo, mantendo-se o corpo de prova com a mesma inclinação do local de coleta. Esta decisão foi tomada devido à tentativa de introduzir o mínimo possível de influências da estrutura dos solos sob o resultado final do experimento, uma vez que estas amostras apresentam elevados graus de heterogeneidade.

Em relação às amostras relativas aos horizontes de Saprólito Fino, também houve a escolha para a direção da tensão horizontal aplicada dentro do ensaio, a direção N-S de campo, mantendo-se o corpo de prova com a mesma inclinação do local de coleta, visto que estas amostras apresentam diferentes famílias de foliações microdobradas em várias direções,

sendo possível definir uma direção onde um ângulo único seja mantido com a tensão de ensaio aplicada. Deve-se ressaltar uma exceção dentre estes horizontes que é o solo SF4 (Saprólito fino da Ardósia), que possui apenas uma direção de foliação - a clivagem ardosiana -e, por isso, utilizou-se para a direção da tensão horizontal aplicada, aquela que forma 45° de ângulo com a clivagem ardosiana.

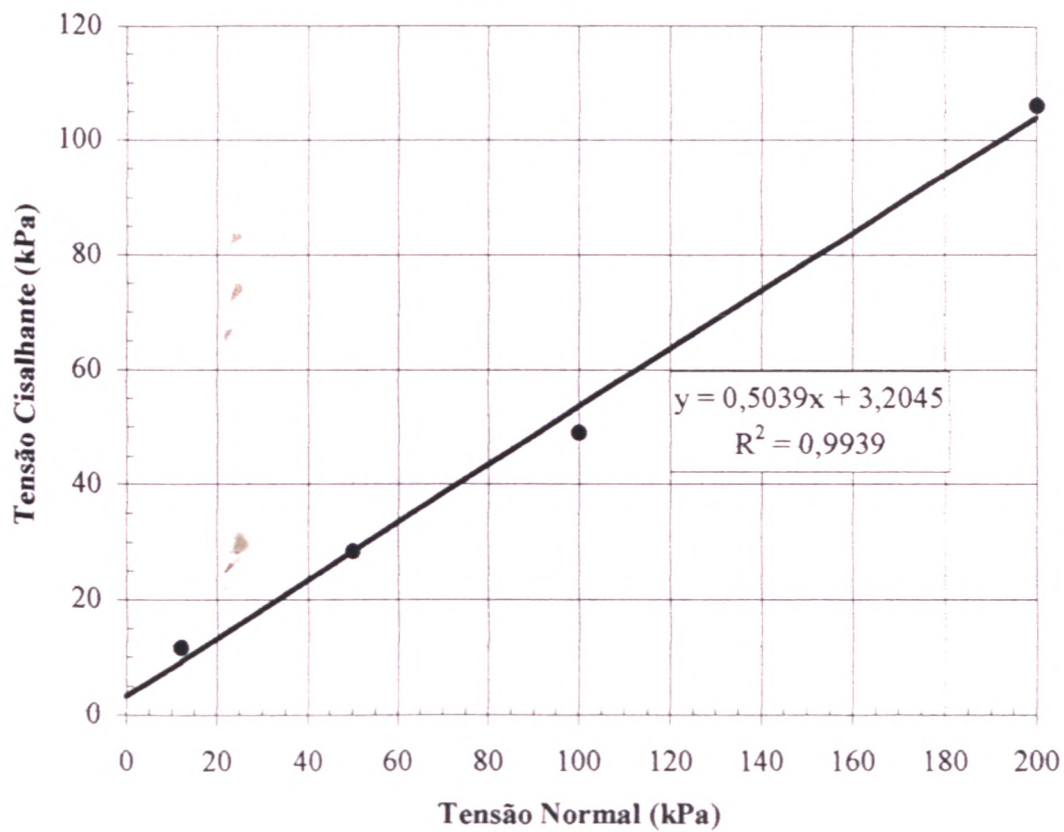


Figura 6.1 . Envoltória de Resistência do solo HB7.

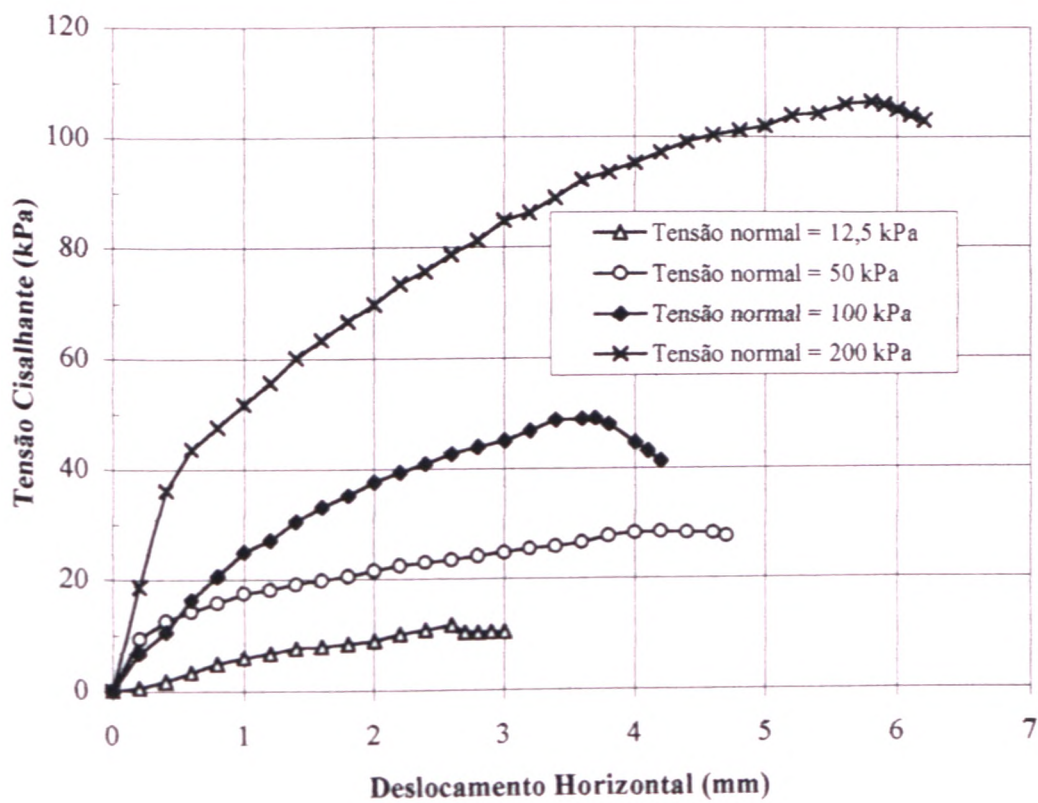


Figura 6.2 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB7.

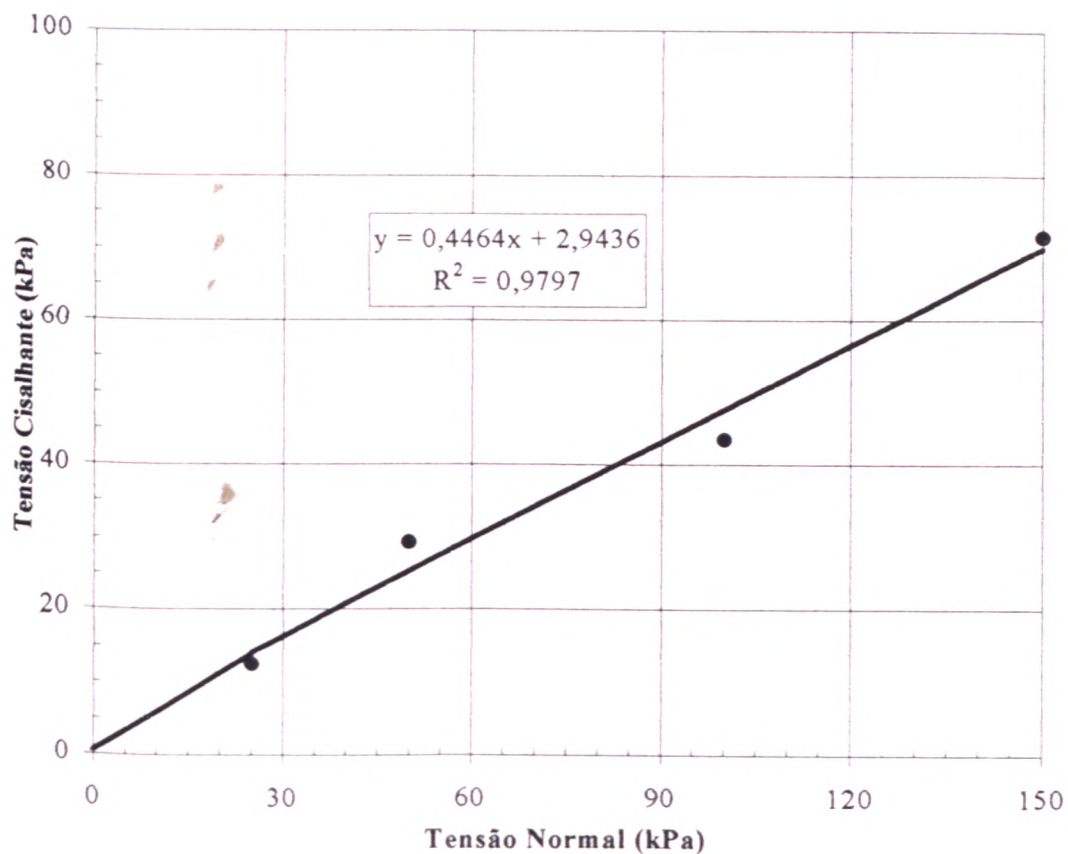


Figura 6.3 - Envoltória de Resistência do solo HB11.

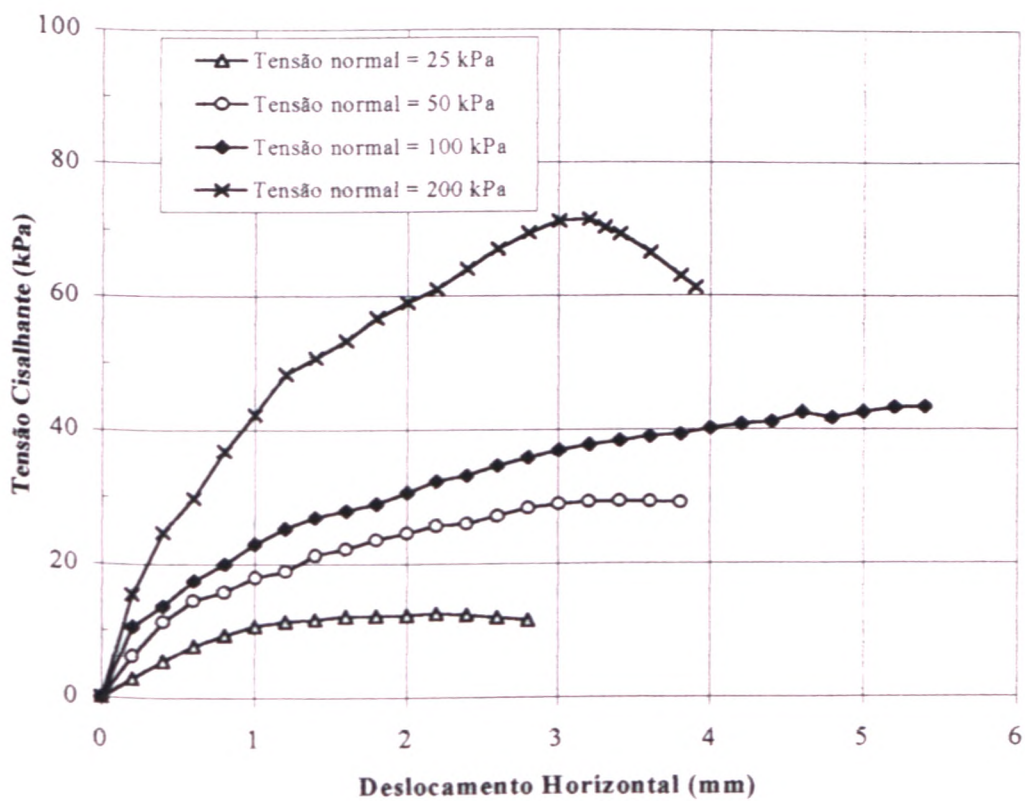


Figura 6.4 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB11.

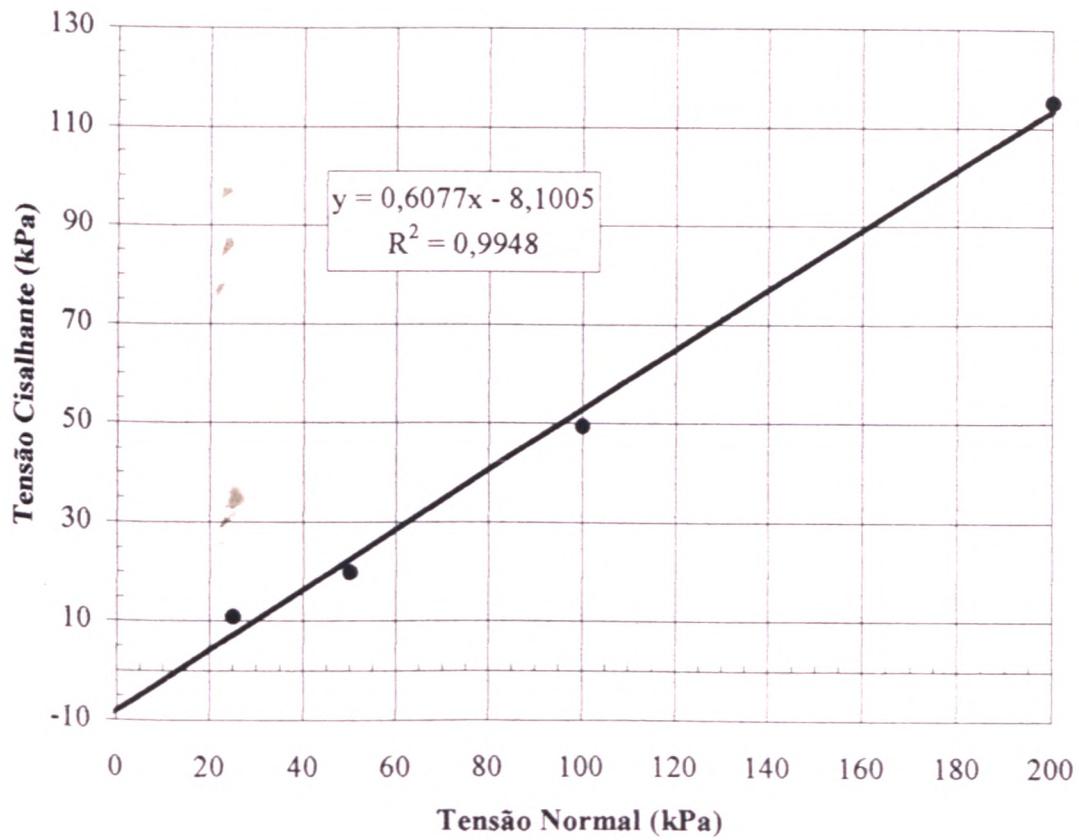


Figura 6.5 - Envoltória de Resistência do solo HB9a.

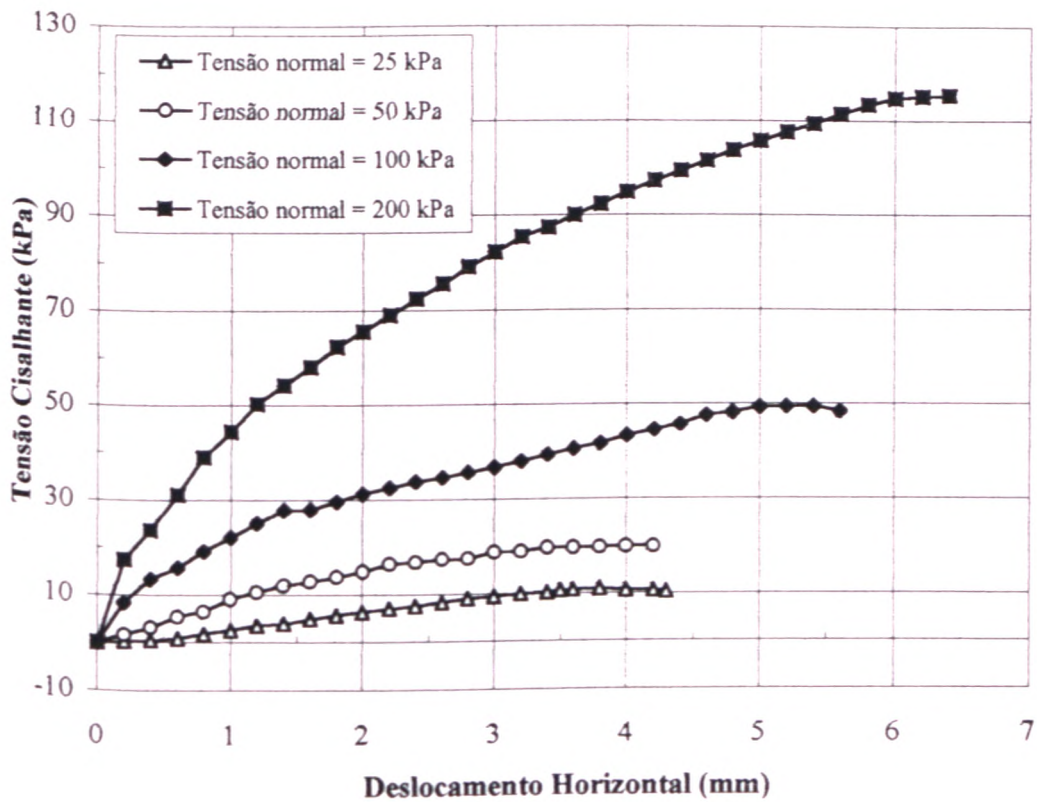


Figura 6.6 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB9a.

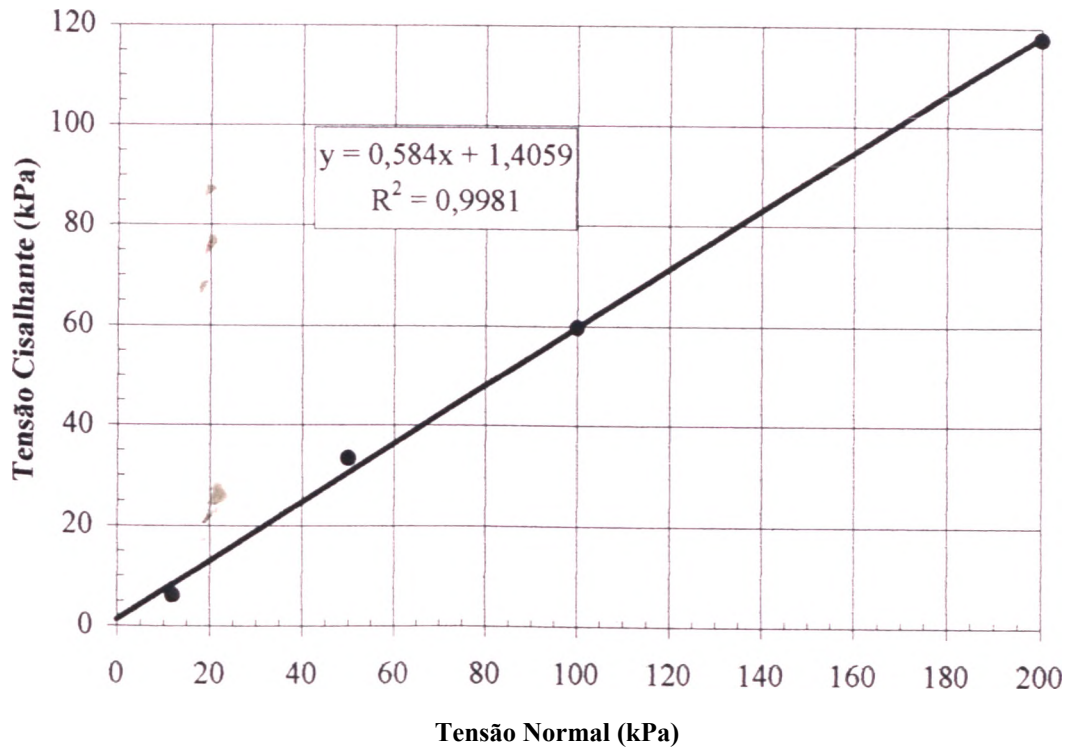


Figura 6.7 - Envoltória de Resistência do solo HB9b.

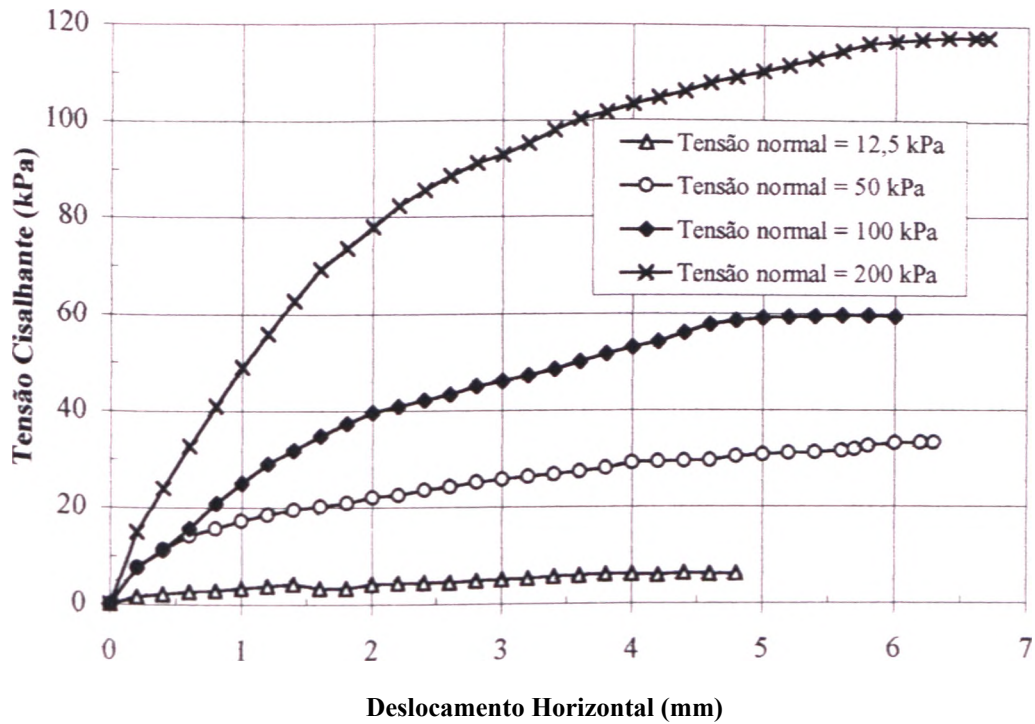


Figura 6.8 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB9b.

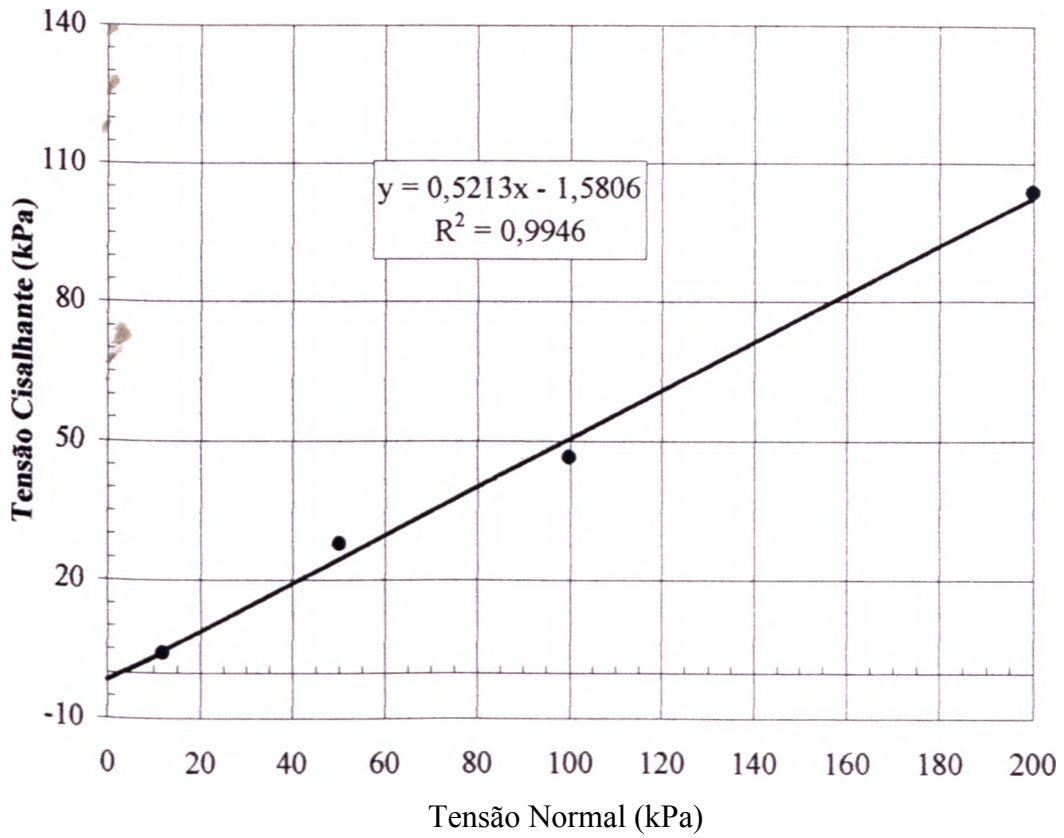


Figura 6.9 - Envoltória de Resistência do solo HB10.

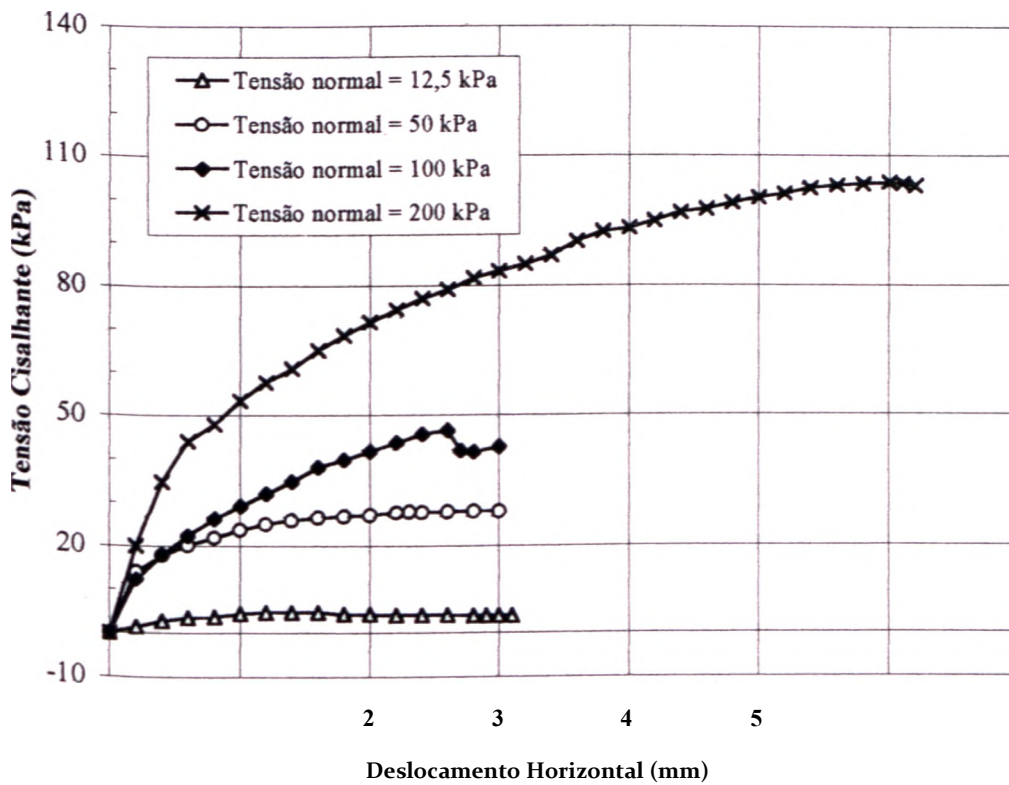


Figura 6.10 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB10.

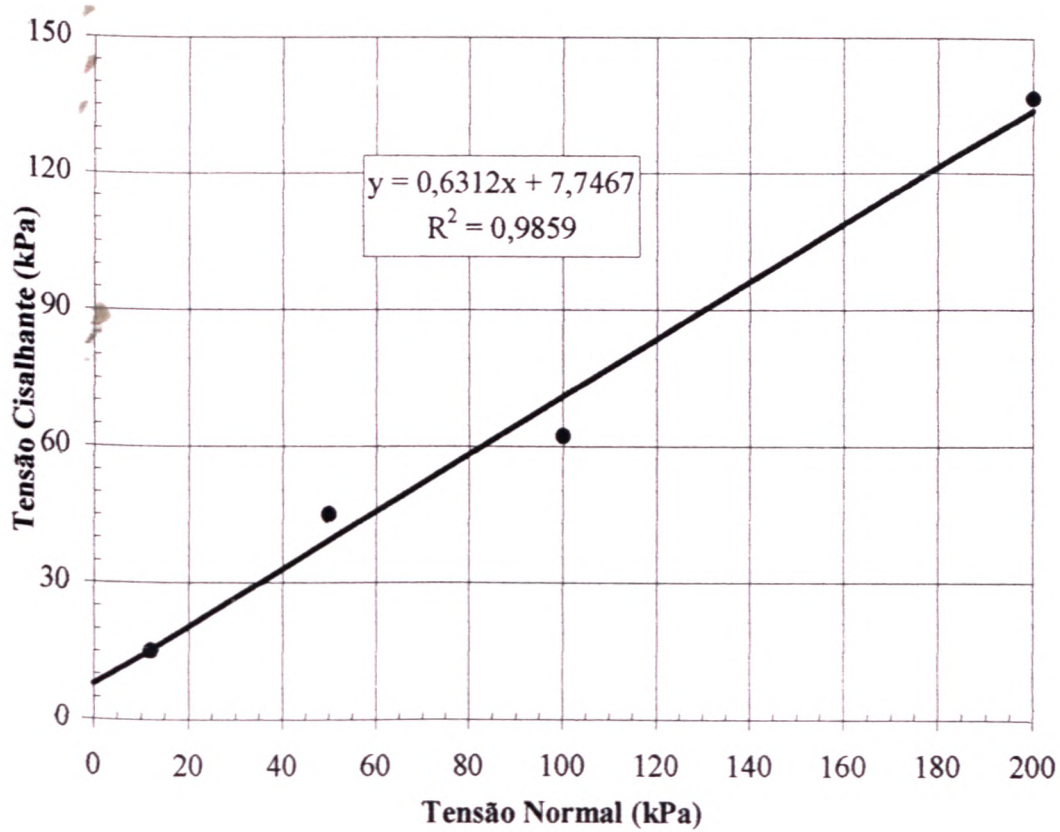


Figura 6.11 - Envoltória de Resistência do solo HB12.

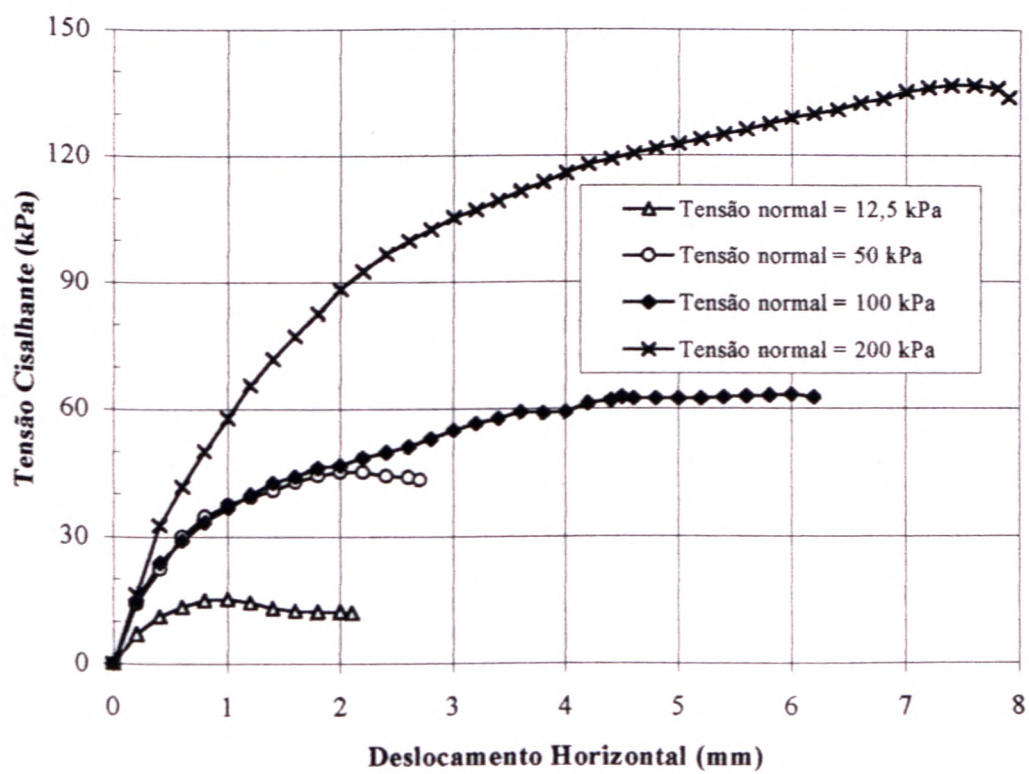


Figura 6.12 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo HB12.

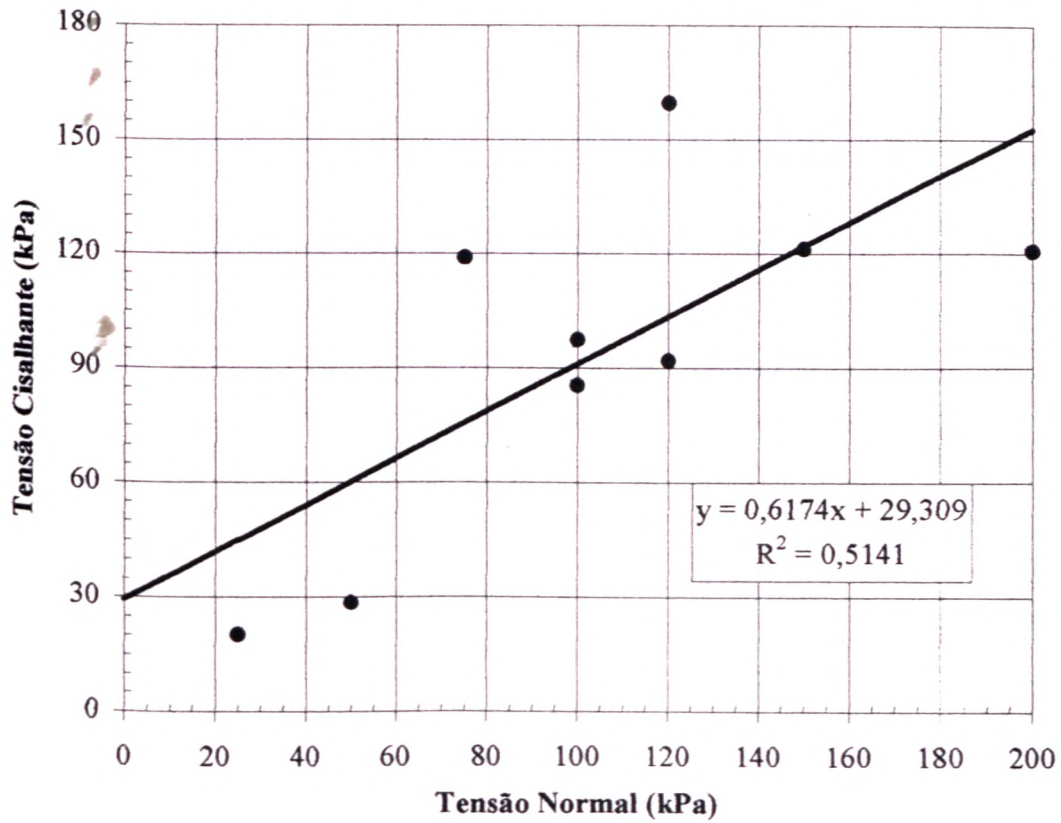


Figura 6.13 - Envolvória de Resistência do solo ZM3.

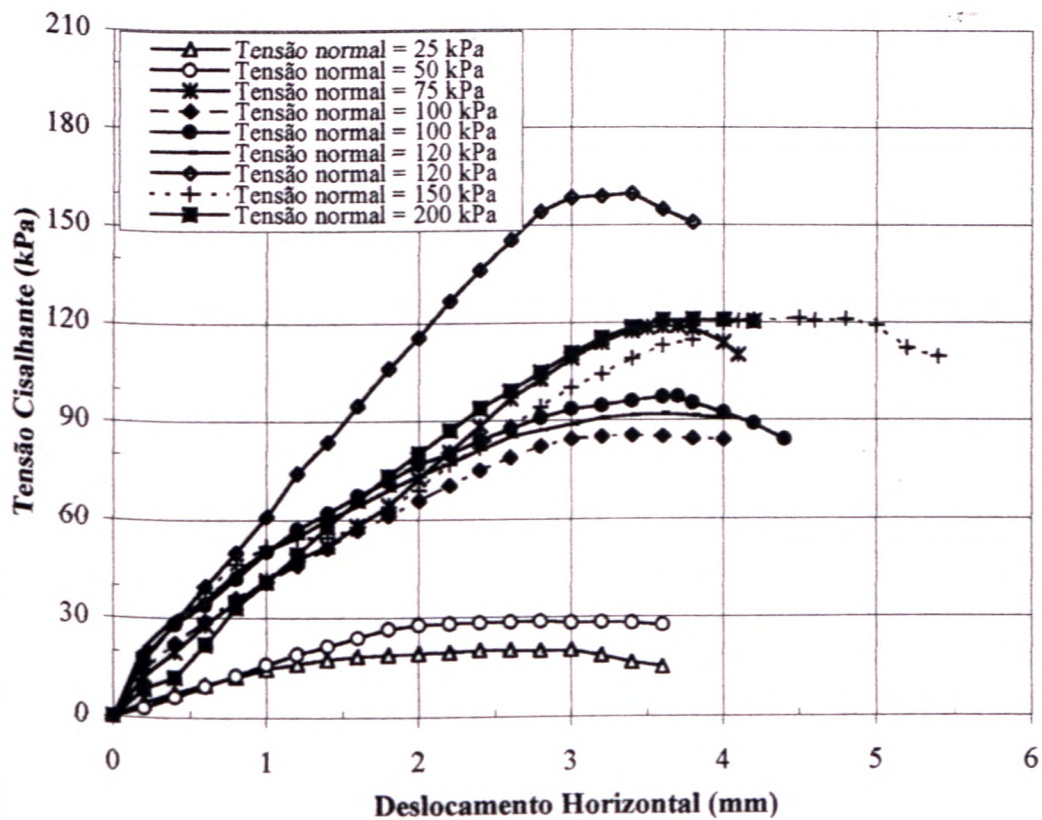


Figura 6.14 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo ZM3

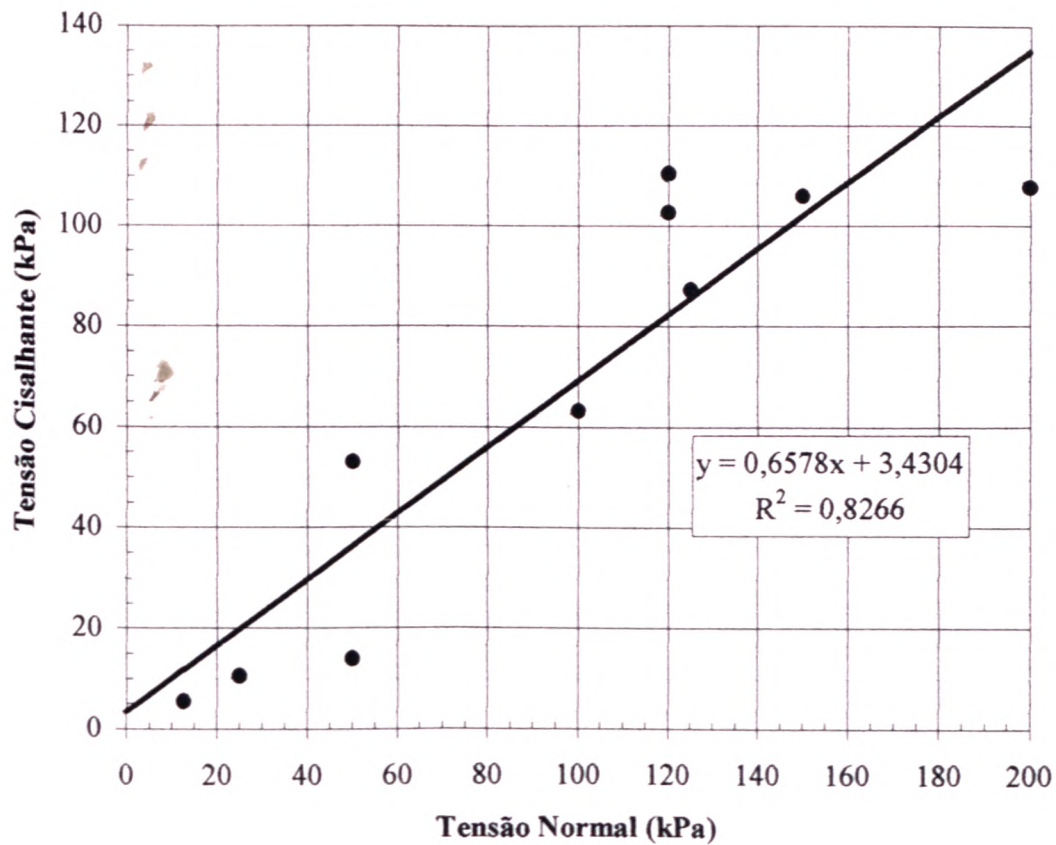


Figura 6.15 - Envolvente de Resistência do solo ZM5.

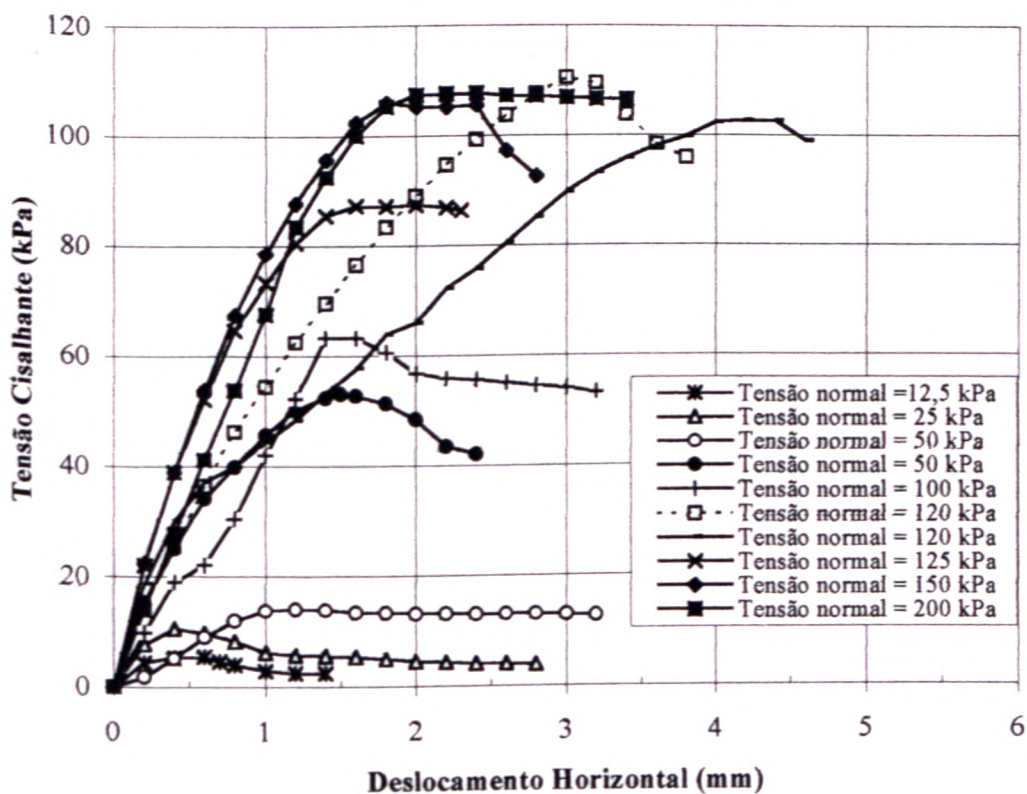


Figura 6.16 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo ZM5.

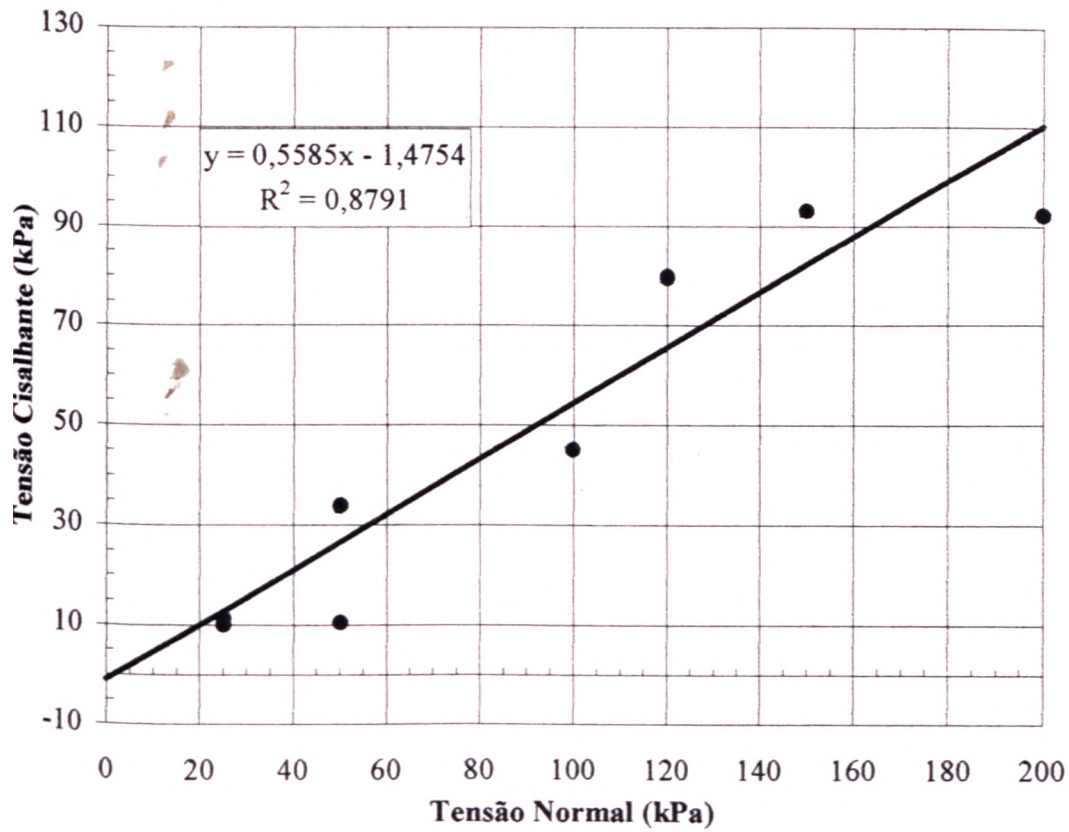


Figura 6.17 - Envoltória de Resistência do solo ZM6.

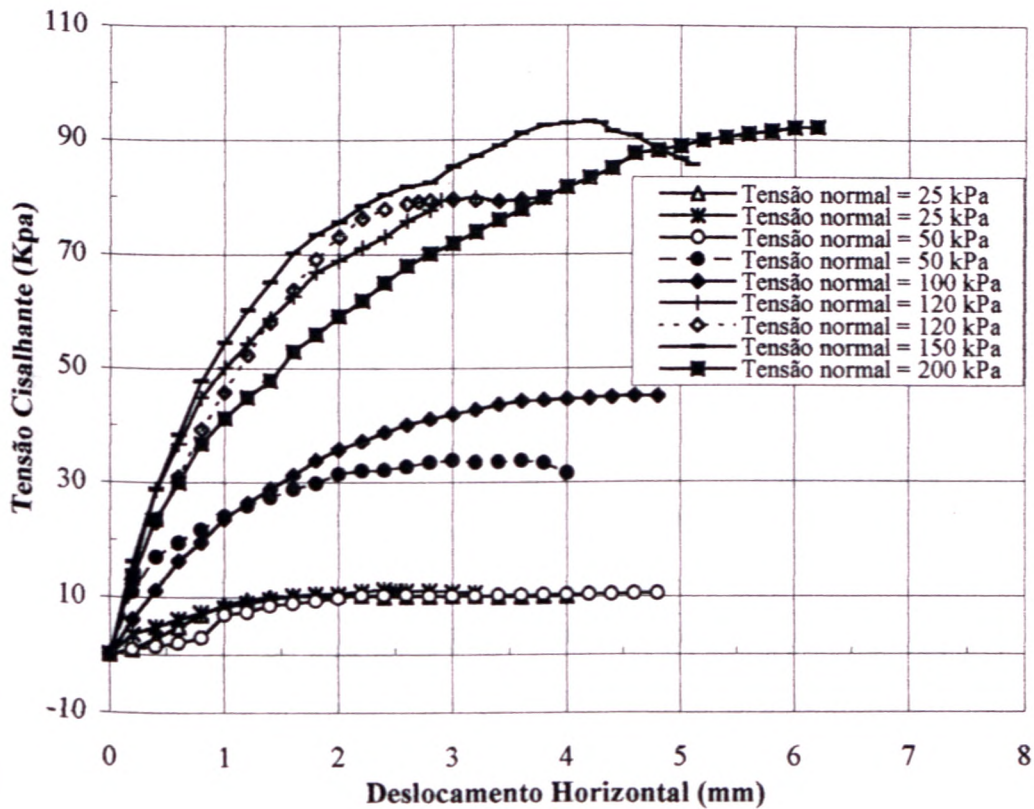


Figura 6.18 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo ZM6.

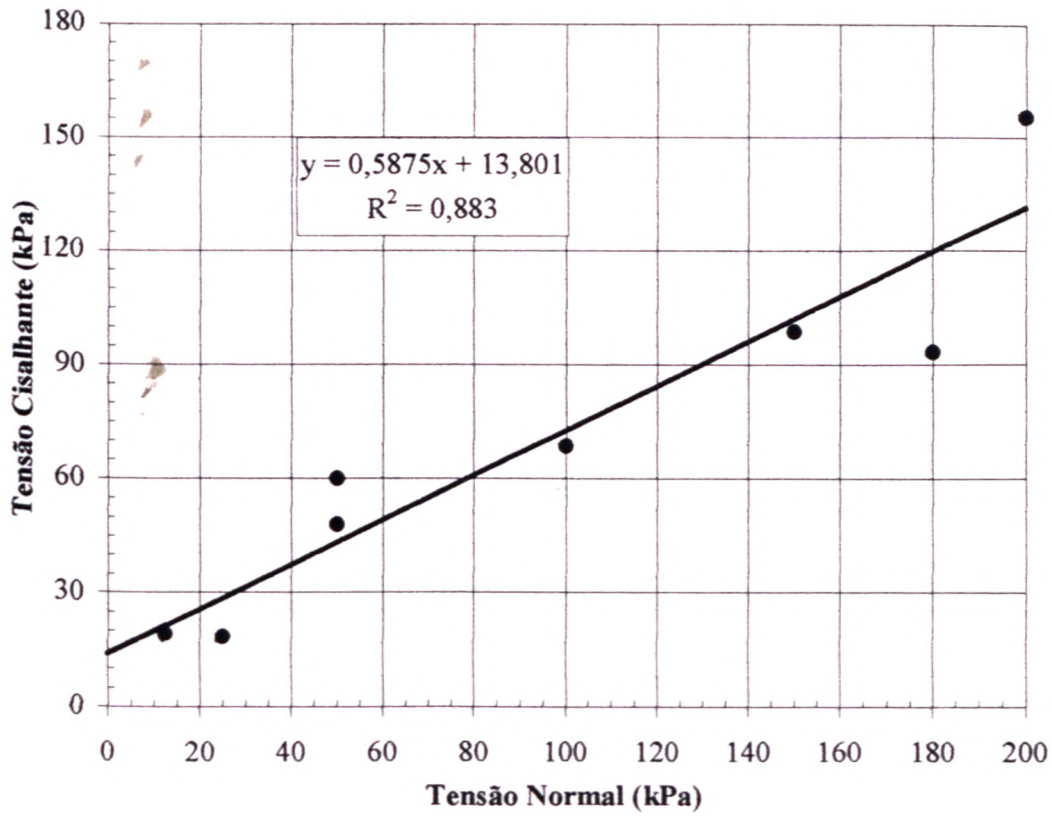


Figura 6.19 - Envoltória de Resistência do solo SF1.

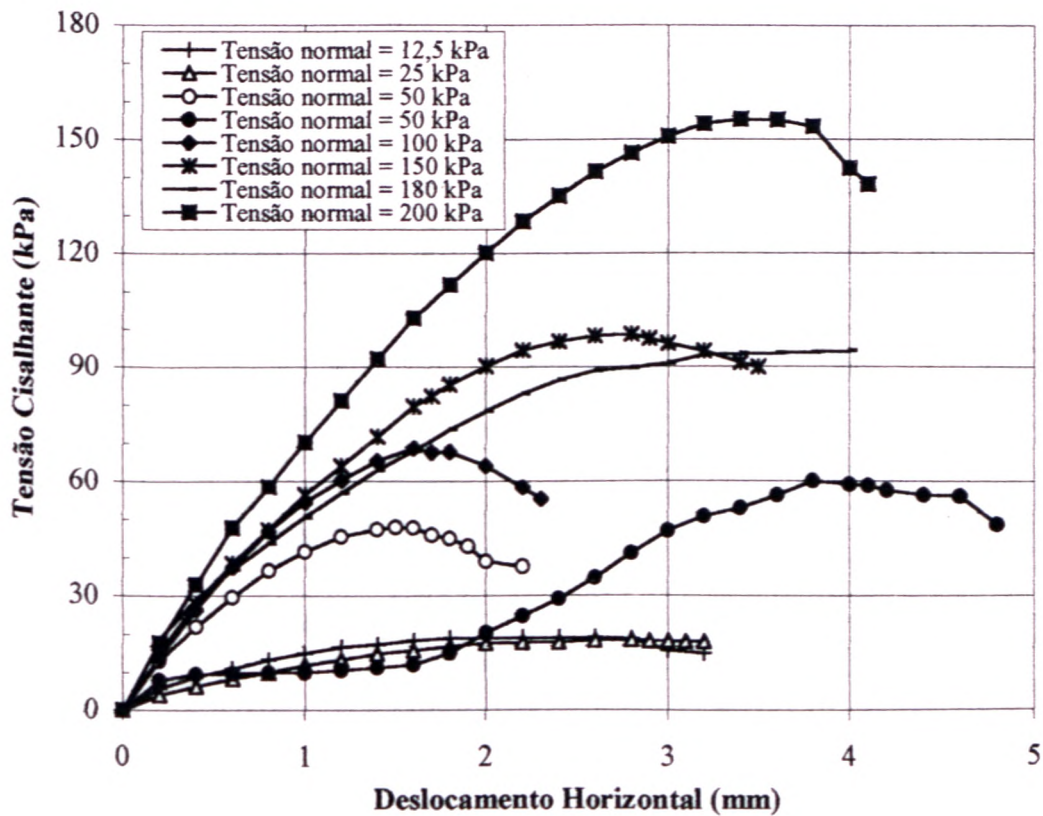


Figura 6.20 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF1.

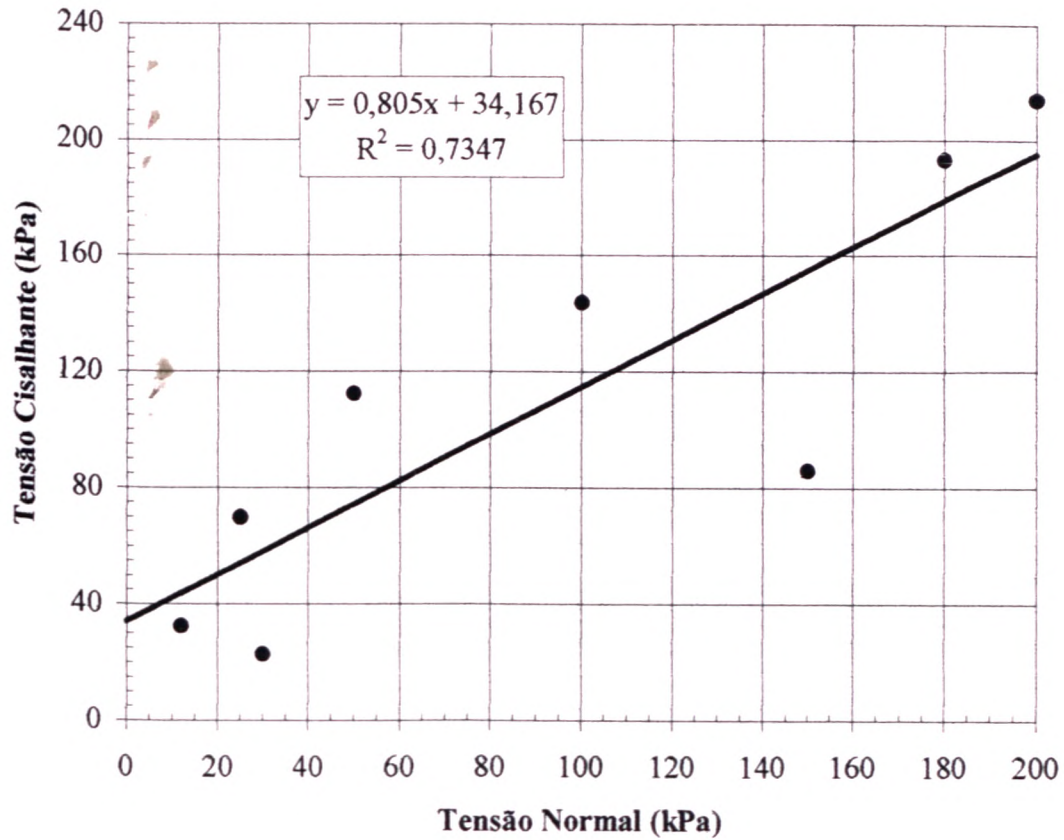


Figura 6.21 - Envoltória de Resistência do solo SF2.

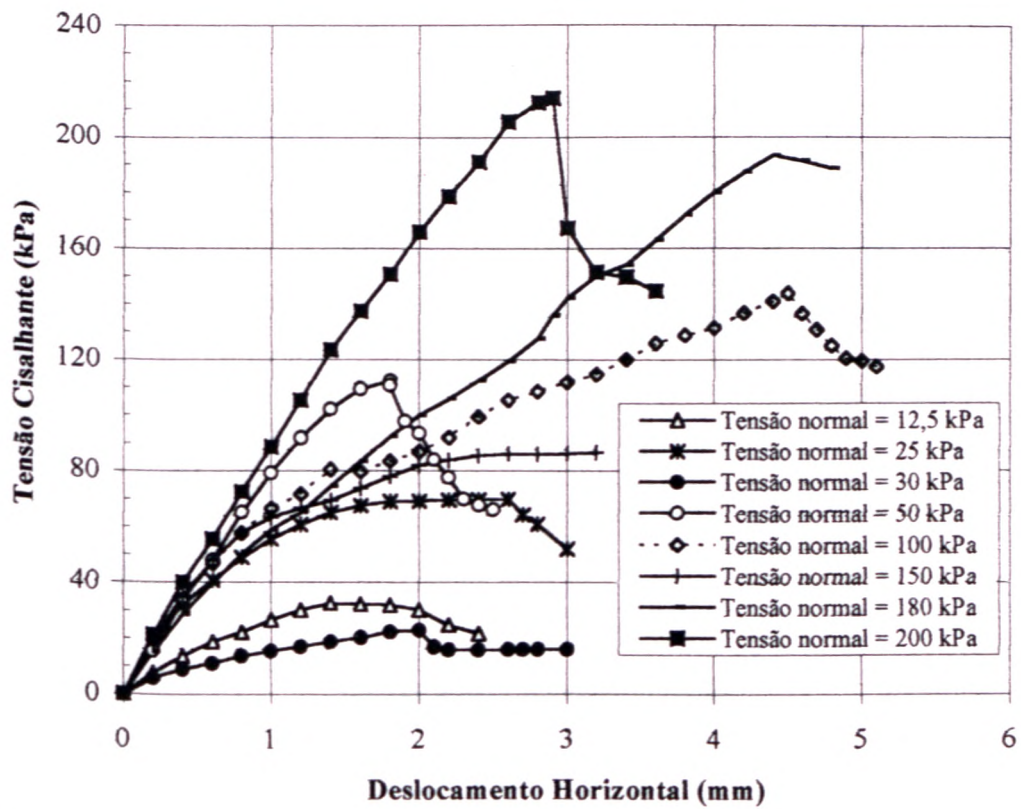


Figura 6.22 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF2.

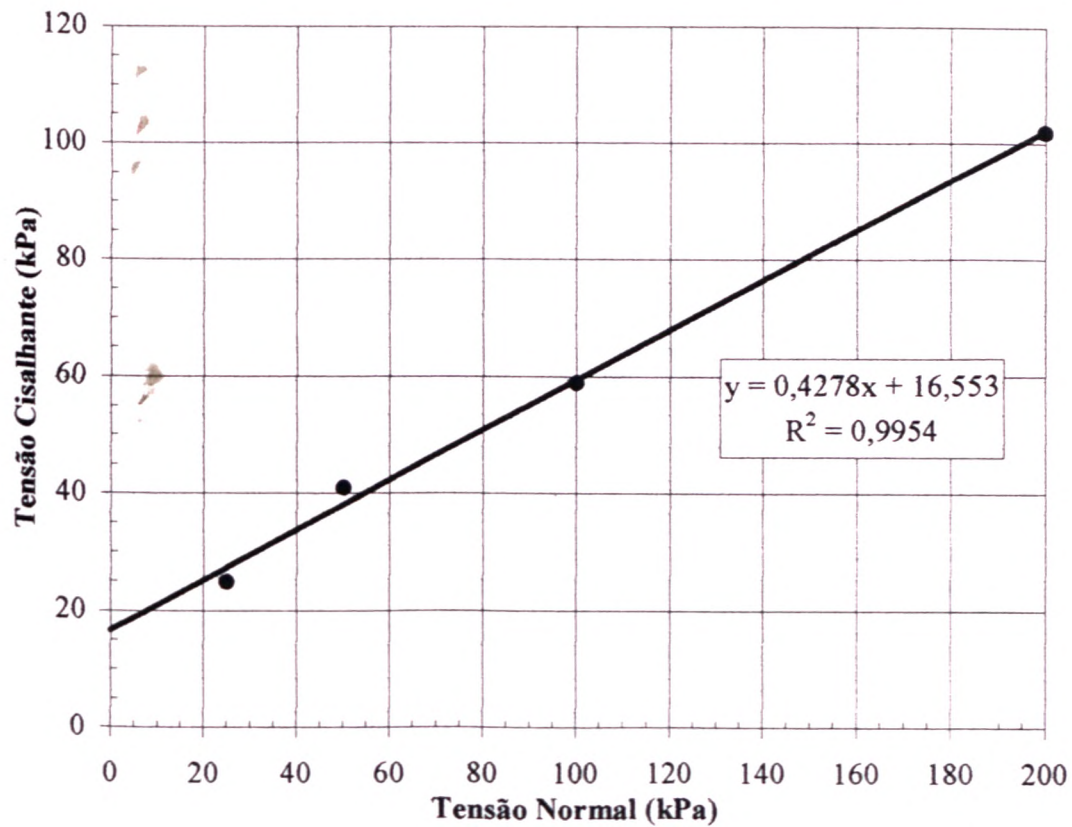


Figura 6.23 - Envoltória de Resistência do solo SF4.

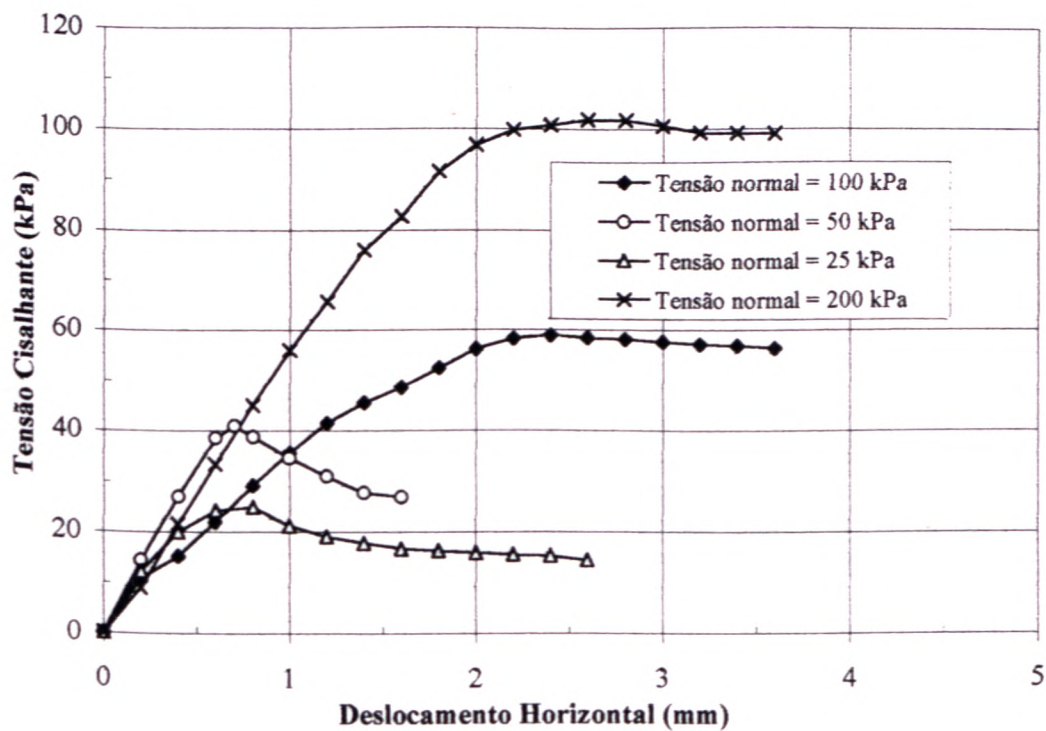


Figura 6.24 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF4.

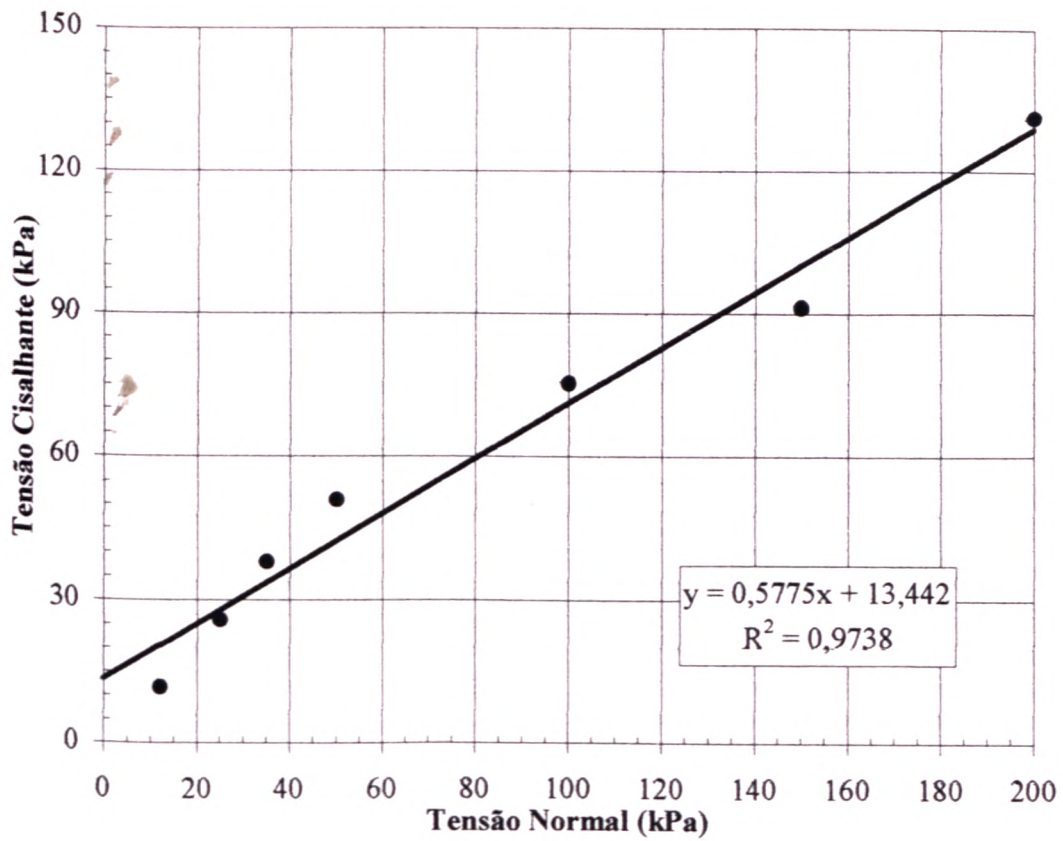


Figura 6.25 - Envolvória de Resistência do solo SF8.

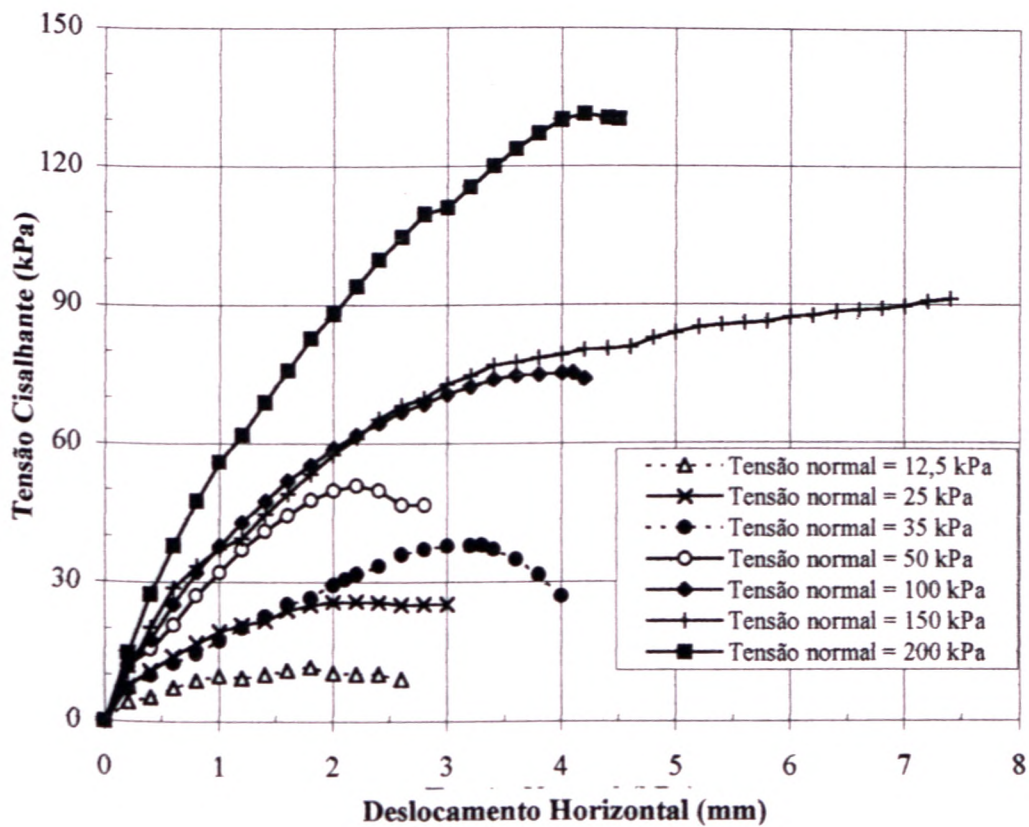


Figura 6.26 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF8.

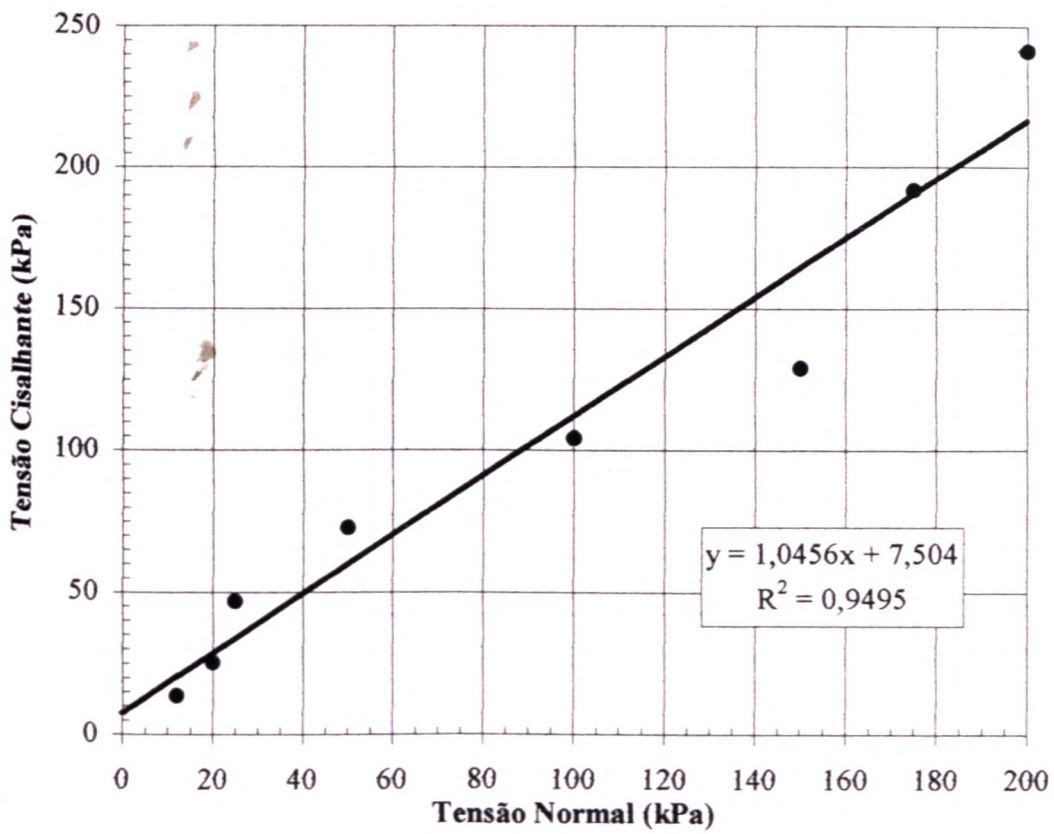


Figura 6.27 - Envoltória de Resistência do solo SF13.

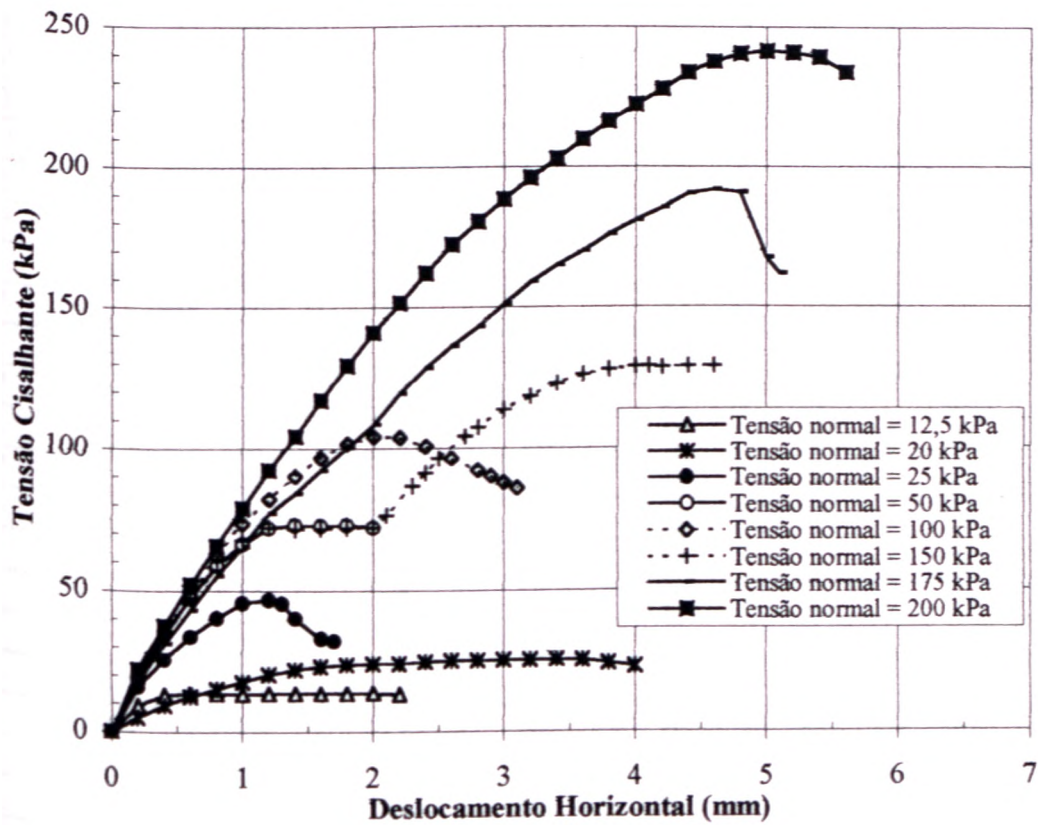


Figura 6.28 - Curva Tensão Cisalhante (τ) X Deslocamento Horizontal do solo SF13.

A Tabela 6.8 mostra as sucções matriciais aplicadas (pF) durante a determinação das curvas características a partir da centrifugação, e os seus respectivos teores de umidade (w), além do grau de saturação dos solos (S_r) no início dos ensaios (pF = 0). As figuras 6.29 a 6.42 apresentam as curvas características. Pode ser observado que, para cada solo estudado, realizaram-se dois ensaios completos, cujo intuito foi analisar a existência ou não de problemas em relação à indeformabilidade das amostras ou qualquer outra forma de erro durante os ensaios, ou ainda verificar a possível influência da heterogeneidade de alguns solos (principalmente Zonas Mosqueadas e Saprólitos Finos) nos resultados finais.

Tabela 6.8 - Resultados de pF e teores de umidade (w) das curvas características.

Amostra	S_r inicial (%)	Teor de umidade (%) em função da sucção matricial aplicada (pF)						
		0	0,06	0,1	033	0,6	1,0	15
HB7	95,1	64	43	37	32	30	29	25
HB7*	93,6	63	42	36	31	29	28	24
HB11	88,7	37	29	24	21	20	19	17
HB11'	91,1	38	27	23	20	19	18	17
HB9a	85,5	58	36	30	26	24	23	19
HB9a'	84,1	57	35	29	25	23	22	18
HB9b	74,5	59	33	29	24	22	22	18
HB9b'	77,0	61	35	31	25	23	23	19
HB10	88,2	37	28	23	19	18	17	16
HB10'	90,6	38	30	24	20	19	18	16
HB12	100,0	38	35	34	33	32	31	20
HB12'	99,0	37	34	33	31	30	29	19
ZM3	118,9	24	21	18	16	15	14	11
ZM3'	94,2	19	17	15	14	13	12	8
ZM5	155,0	35	28	27	27	27	26	17
ZM5'	132,8	30	30	29	28	28	27	15
ZM6	78,2	32	29	28	26	25	24	3
ZM6'	92,8	38	35	33	32	30	29	8
SF1	83,9	26	25	24	23	23	22	9
SF1'	83,9	26	25	23	22	21	21	9
SF2	100,0	19	17	17	15	14	14	6
SF2'	97,1	18	17	16	16	15	14	6
SF4	78,1	19	18	18	17	16	15	3
SF4'	69,9	18	17	17	16	15	14	2
SF8	100,0	24	10	9	6	5	5	4
SF8'	100,0	24	11	10	6	6	5	4
SF13	100,0	21	19	19	18	16	15	10
SF13'	100,0	21	20	20	18	17	16	11

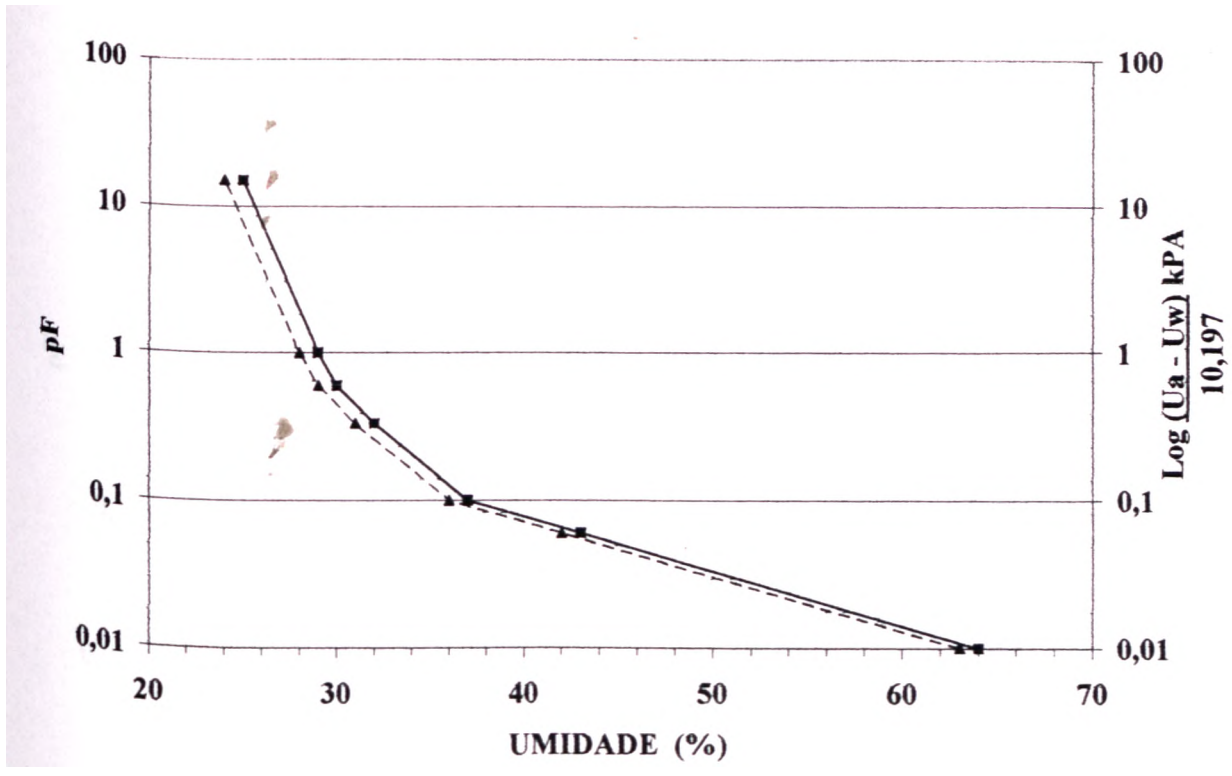


Figura 6.29 - Curvas características referentes ao solo HB7.

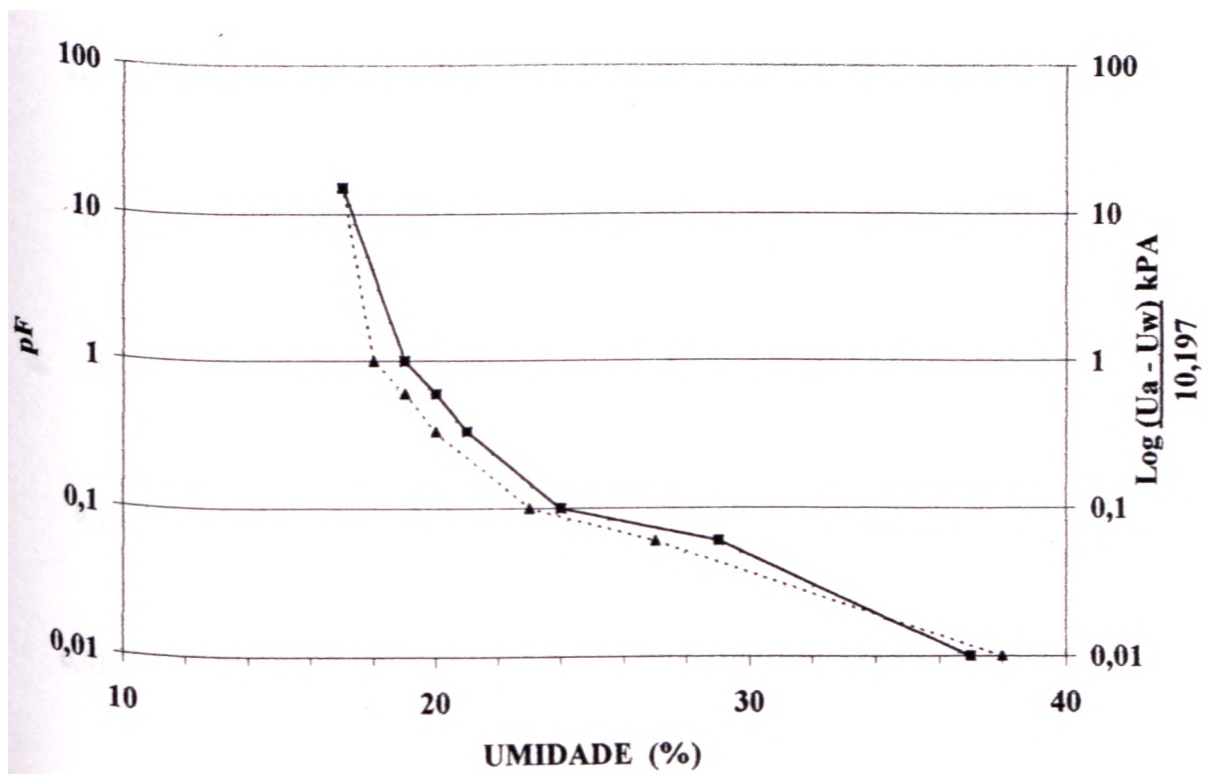


Figura 6.30 - Curvas características referentes ao solo HB11.

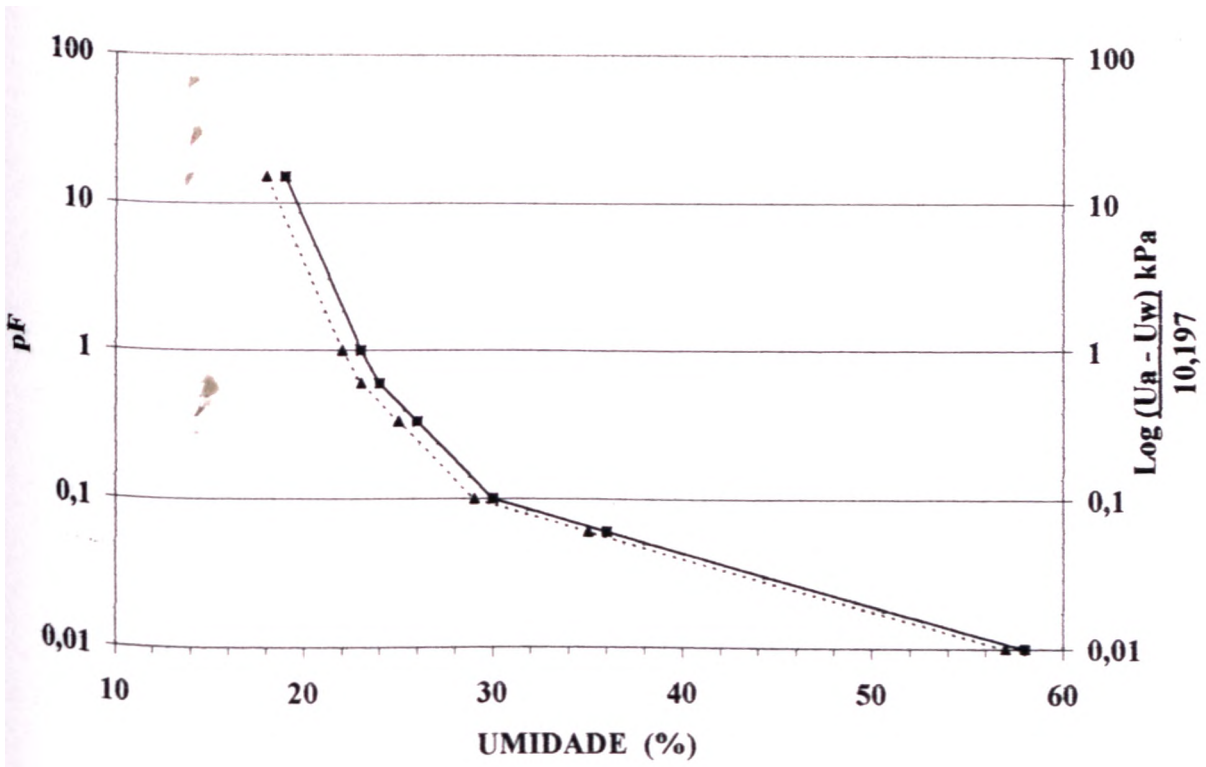


Figura 6.31 - Curvas características referentes ao solo HB9a.

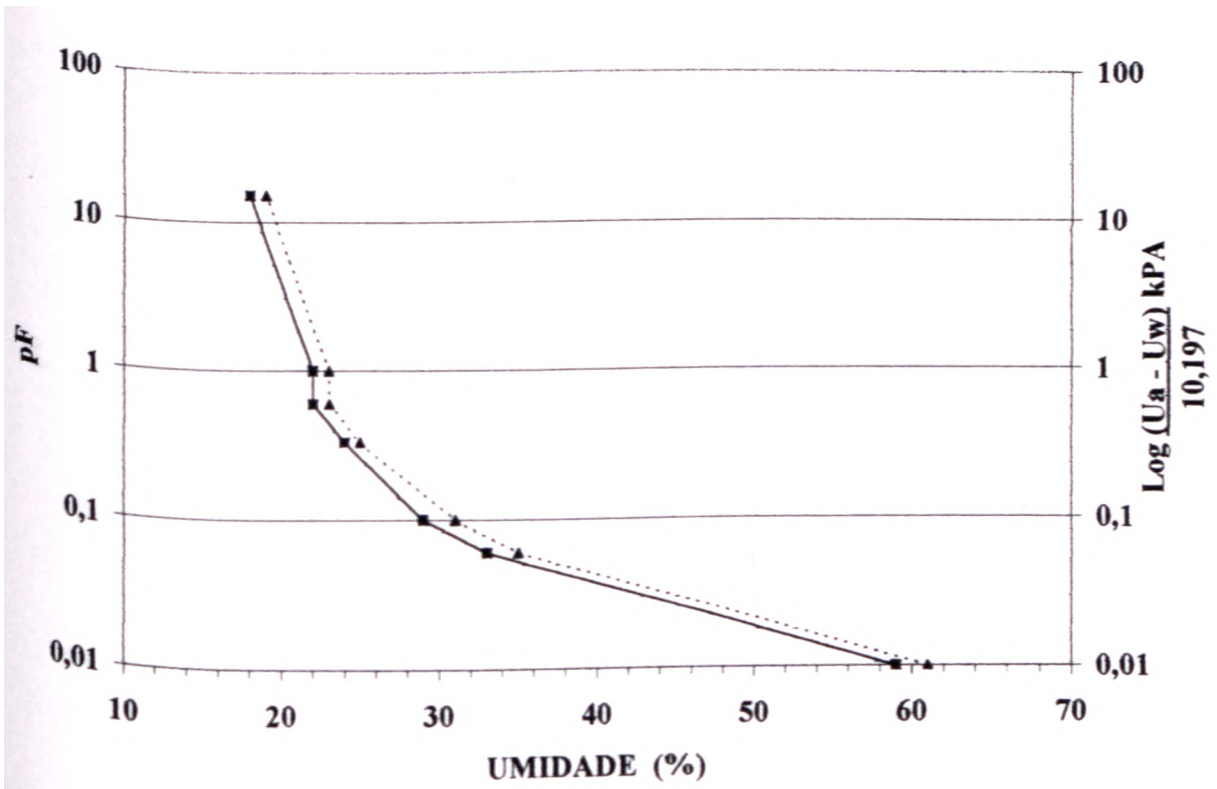


Figura 6-32 - Curvas características referentes ao solo HB9b.

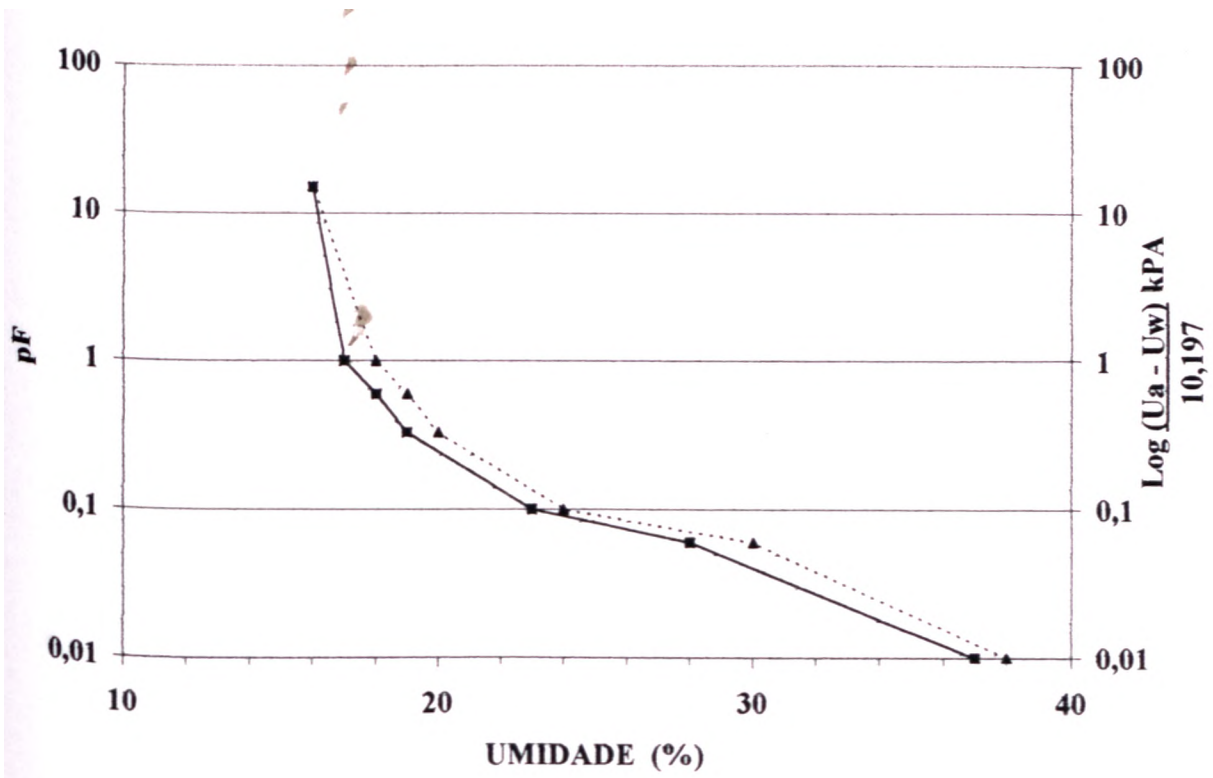


Figura 6.33 - Curvas características referentes ao solo HB10.

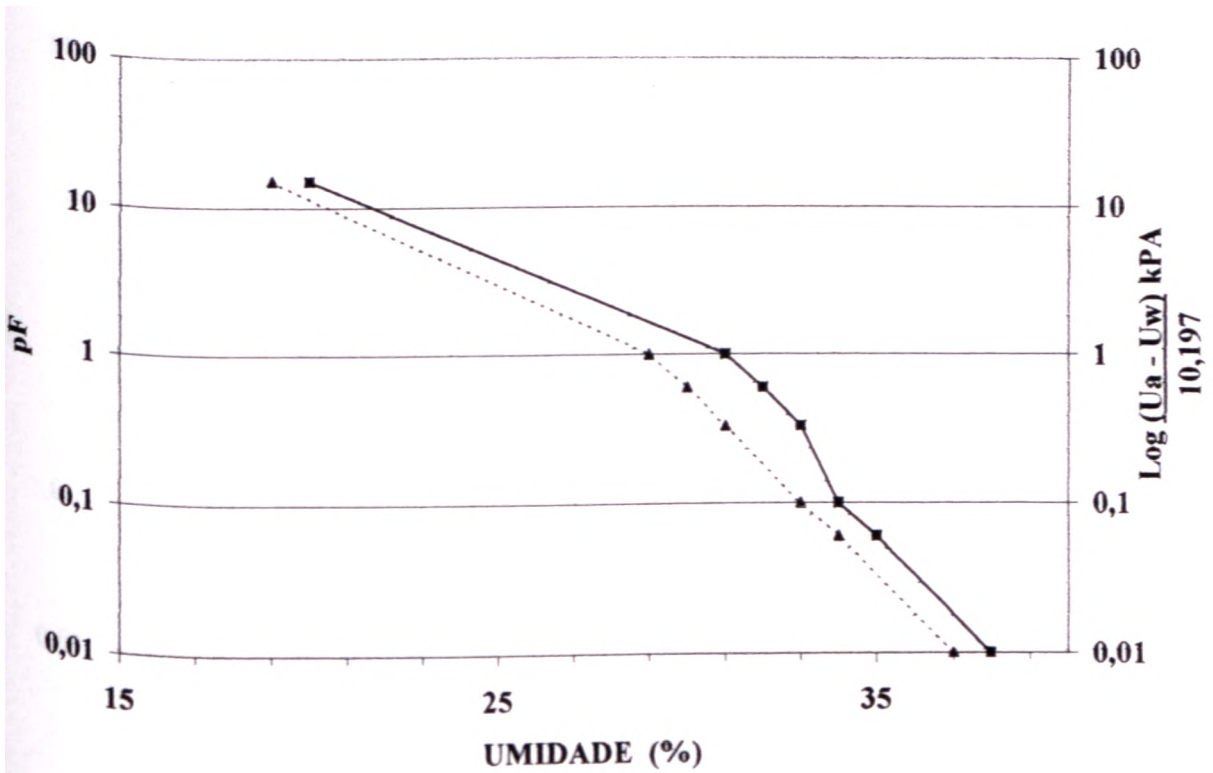


Figura 6.34 - Curvas características referentes ao solo HB12.

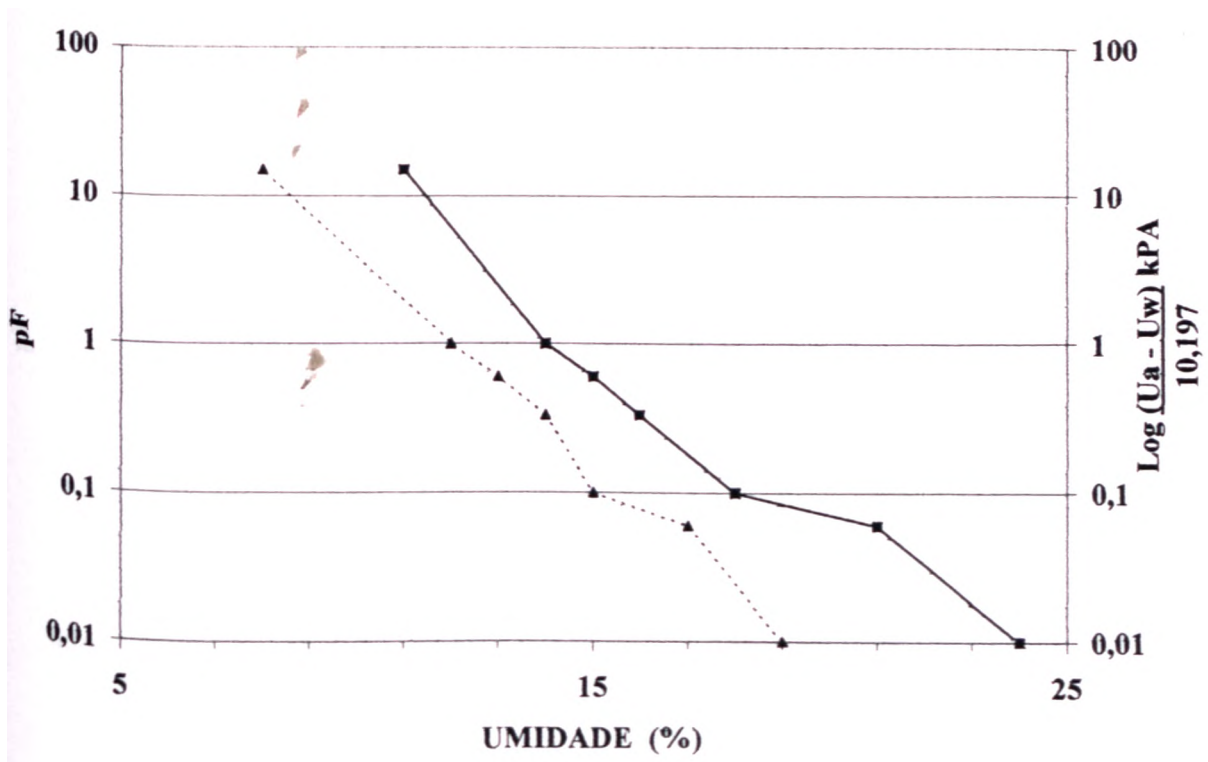


Figura 6.35 - Curvas características referentes ao solo ZM3.

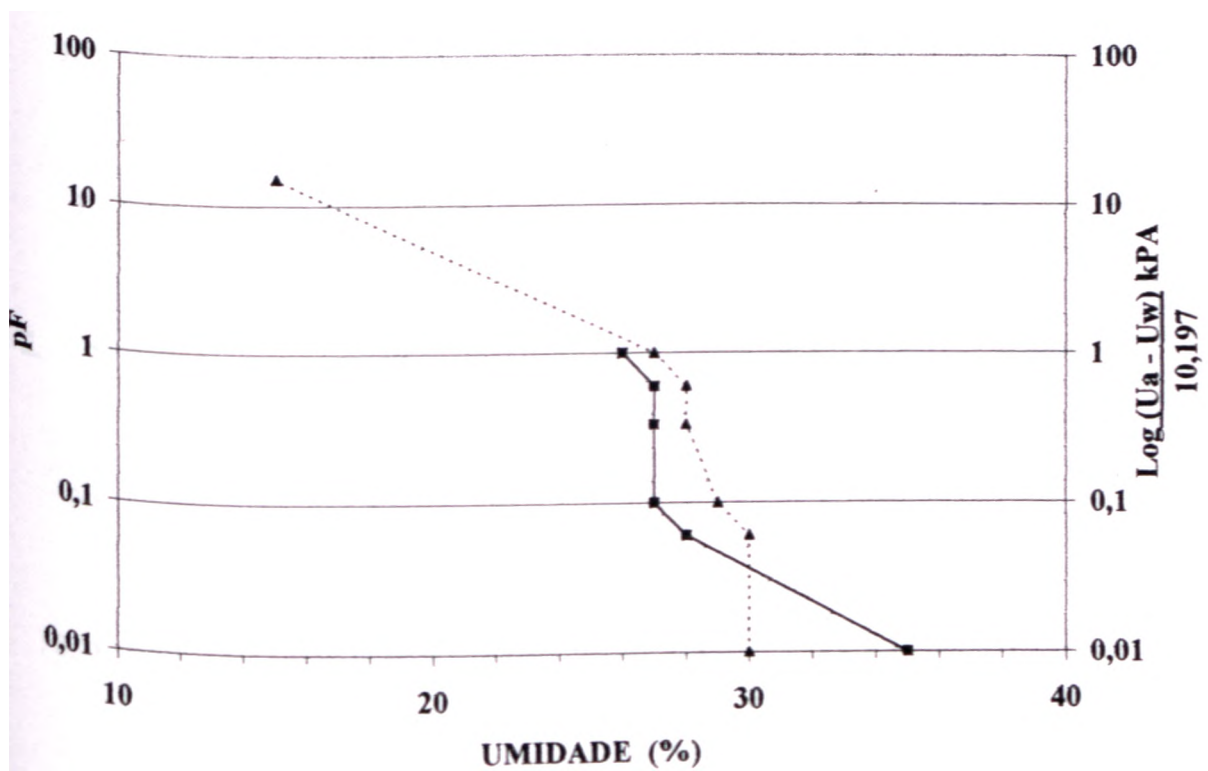


Figura 6.36 - Curvas características referentes ao solo ZM5.

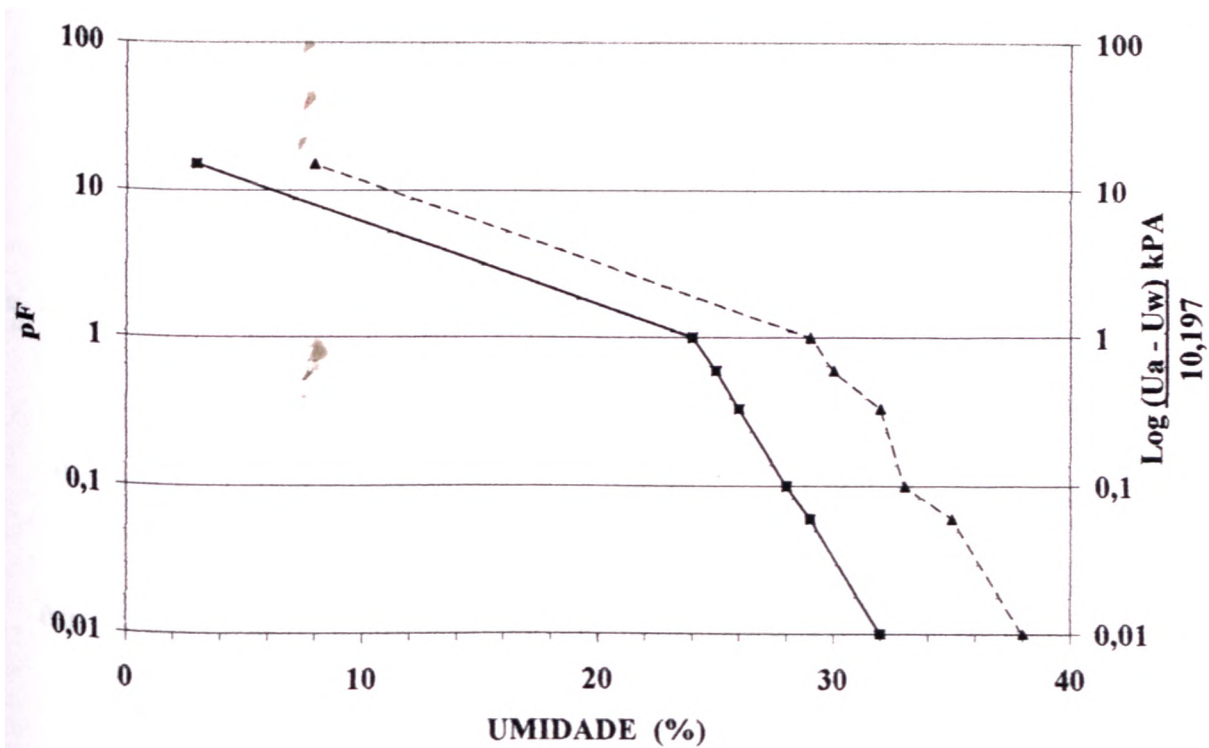


Figura 6.37 - Curvas características referentes ao solo ZM6.

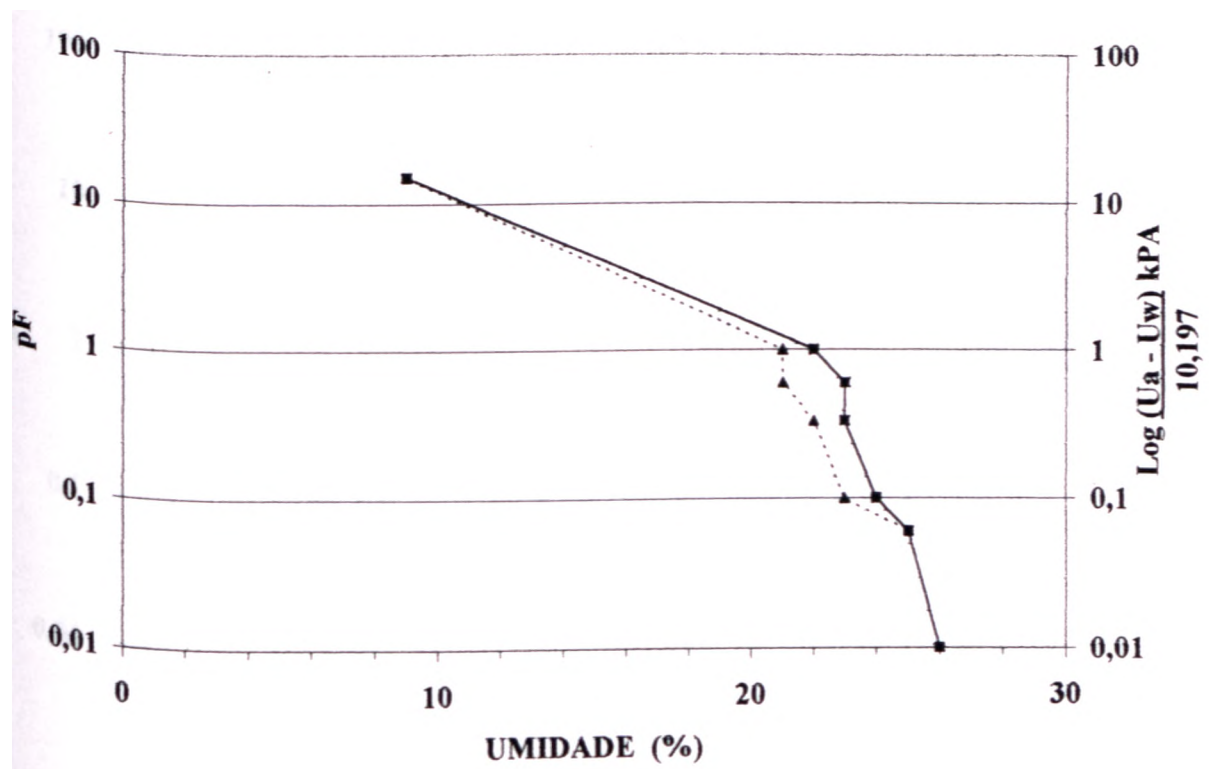


Figura 6.38 - Curvas características referentes ao solo SF1.

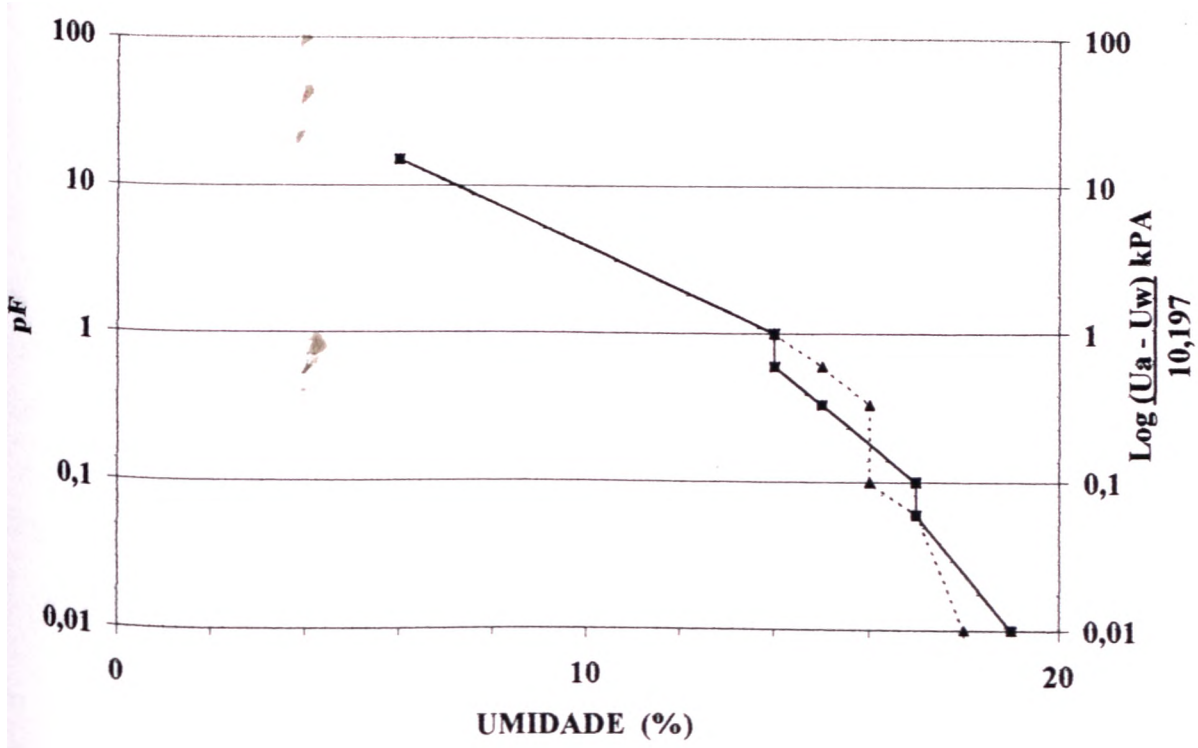


Figura 6.39 - Curvas características referentes ao solo SF2.

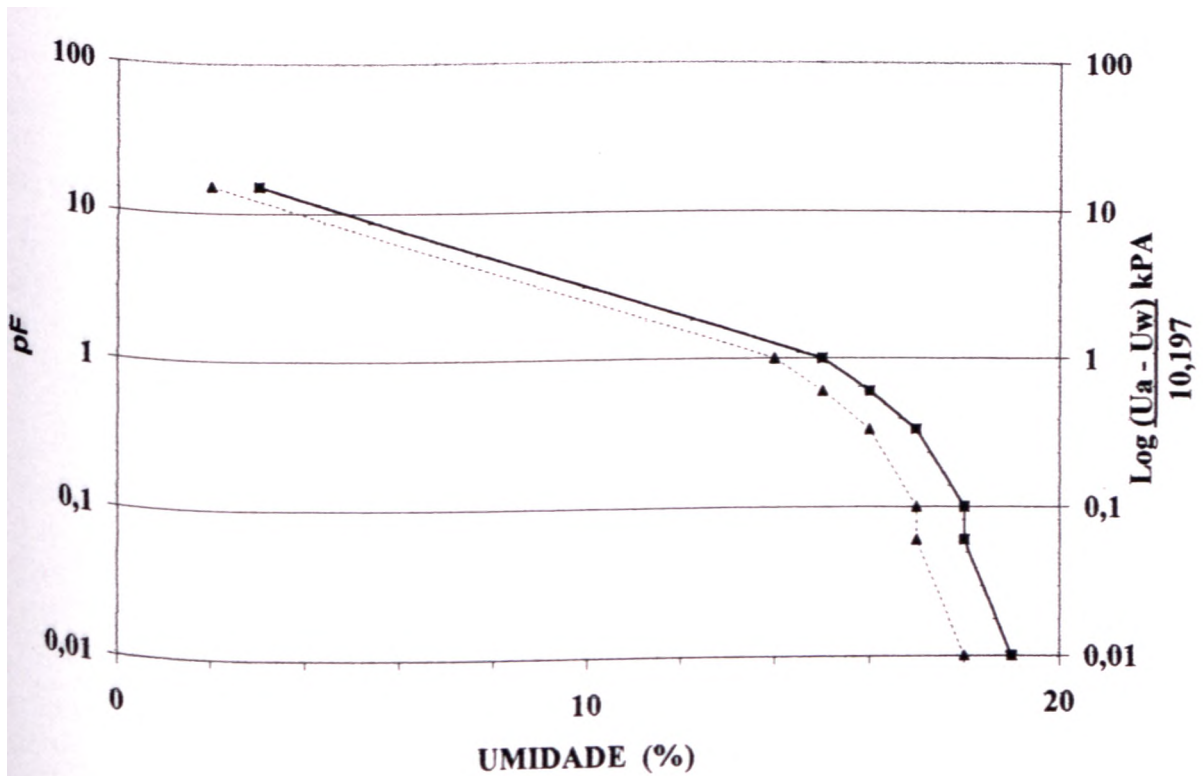


Figura 6.40 - Curvas características referentes ao solo SF4

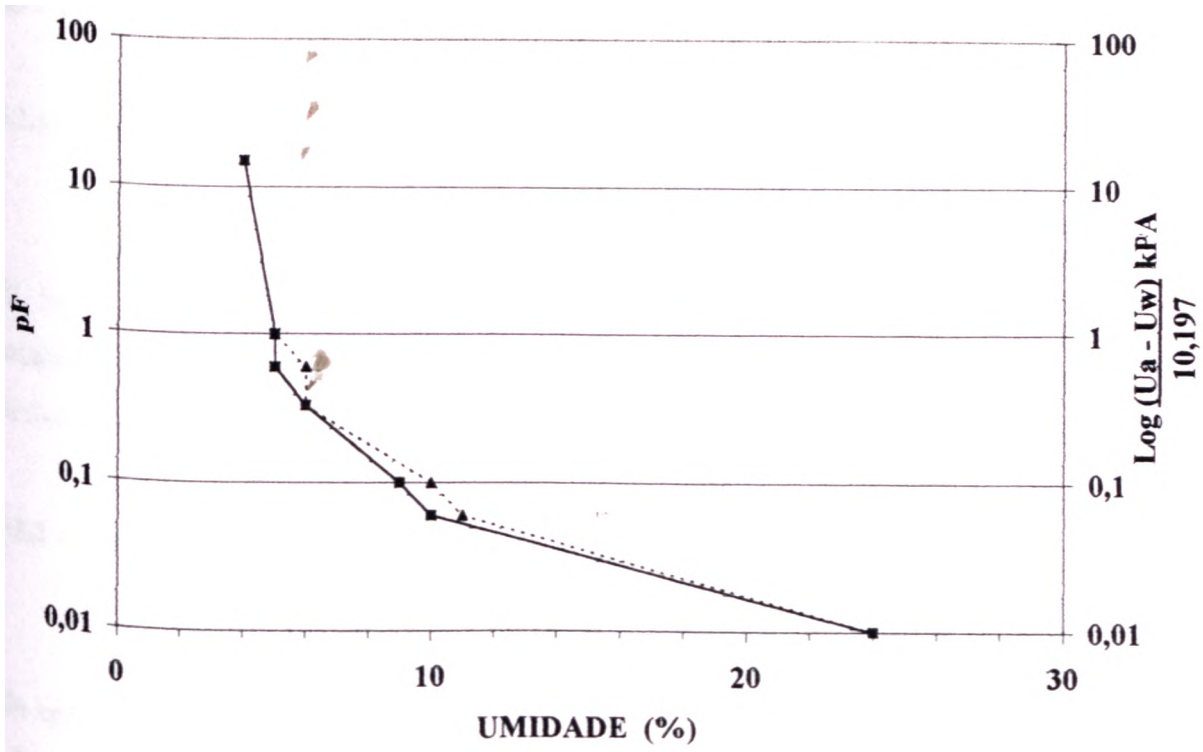
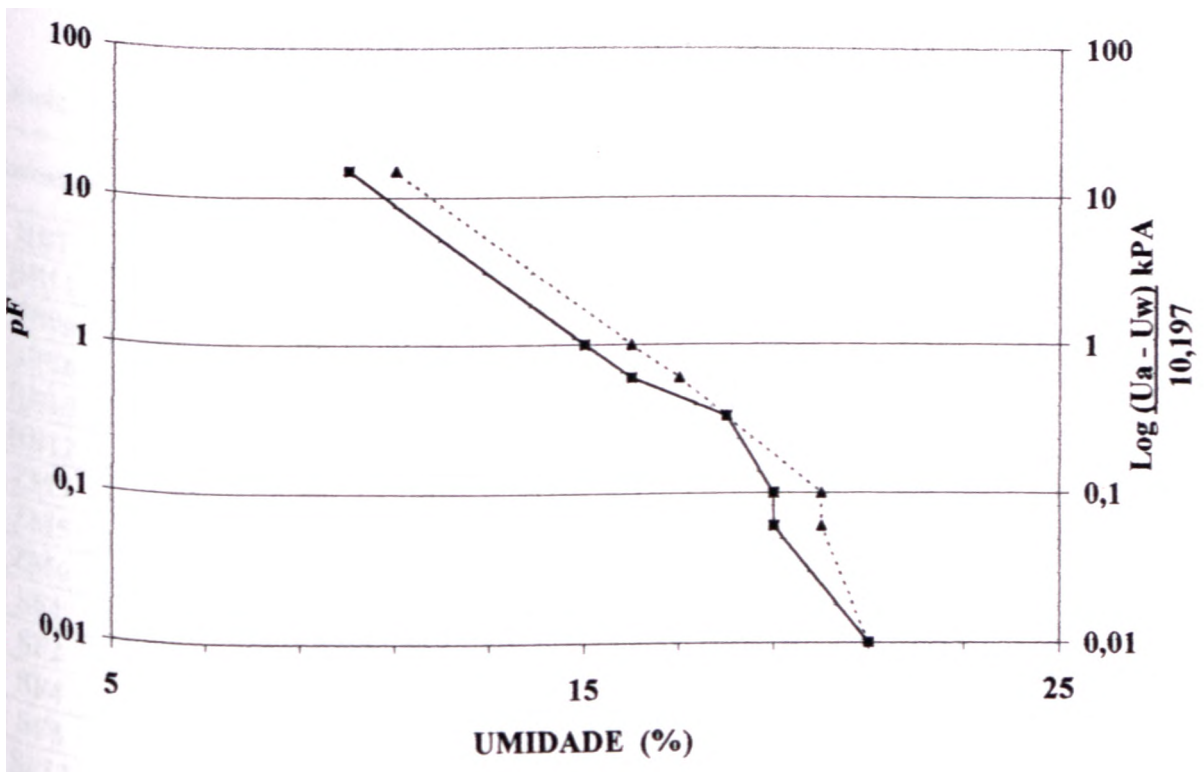


Figura 6.41 - Curvas características referentes ao solo SF8.



Curvas características referentes ao solo SF13

6.2 - ANÁLISES QUÍMICAS

r

6.2.1 - Análise Química Total dos Elementos Maiores

A análise química total a partir do ICP/AES foi realizada para os elementos maiores Al, Si, Fe, Ti, Ca, Mg e K, que são os mais importantes na composição dos solos. Estes resultados são apresentados na Tabela 6.9, onde os elementos são quantificados sob a forma de óxidos. Os resultados da análise de Perda ao Fogo (PF) são encontrados na mesma tabela.

6.2.2 - Análise Química das Fases Mineraias por Extração Sequencial

A análise química das fases mineraias determinadas em ICP/AES dos solos estudados são apresentadas nas tabelas com unidades diferentes para suas quantificações. As fases dos solúveis em água, trocáveis e associada à matéria orgânica tiveram sua leitura em partes por milhão (ppm), devido às suas baixas concentrações, enquanto que as fases de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz, oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade e residual foram determinadas em percentagem (%). Os resultados da análise química das fases mineraias por extração sequencial estão representados nas tabelas 6.10 a 6.15.

Tabela 6.9 - Análise química total das amostras estudadas.

Amostra	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	PF (%)	SOMA (%)
HB7	29,60	0,04	13,13	0,20	0,06	37,98	1,68	17,18	99,87
HB11	13,68	0,10	6,81	0,07	0,00	67,65	0,85	9,88	99,03
HB9a	38,78	0,09	12,29	0,12	0,03	24,65	2,13	21,06	99,15
HB9b	39,99	0,02	12,14	0,14	0,04	25,71	2,17	19,99	100,20
HB10	10,37	0,06	3,80	0,19	0,00	78,18	0,51	6,13	99,24
HB12	19,59	0,10	8,61	4,05	0,88	57,10	0,83	7,93	99,09
ZM3	3,69	0,08	1,73	0,55	0,00	92,61	0,14	1,48	100,27
ZM5	17,60	0,07	5,73	4,01	0,24	66,70	0,84	3,85	99,04
ZM6	21,62	0,04	13,03	1,57	0,26	53,94	0,88	8,29	99,63
SF1	18,05	0,03	8,46	3,76	0,58	62,83	0,66	4,85	99,22
SF2	16,76	0,11	6,75	3,28	0,60	67,25	0,81	4,36	99,92
SF4	18,85	0,06	4,71	4,27	^ 0,26	64,97	0,88	4,95	98,95
SF8	4,40	0,08	3,88	0,09	0,00	86,86	0,35	2,82	98,48
_SF13	17,21	0,11	5,62	4,31	0,53	67,19	0,65	3,50	99,12

Tabela 6.10 - Análise química da fase mineral dos solúveis em água dos solos estudados.

Amostra	Al ₂ O ₃ (ppm)	CaO (ppm)	Fe ₂ O ₃ (ppm)	MgO (ppm)	SiO ₂ (ppm)	SOMA (ppm)
HB7*	---	---	---	---	---	---
HB11	216,90	35,46	98,61	6,77	84,22	442,23
HB9a	0,00	25,78	15,71	22,30	0,83	64,63
HB9b	29,08	34,01	10,68	31,42	114,73	223,41
HB10	16,80	3,16	0,00	0,00	52,45	72,51
HB12	15,23	23,10	0,84	6,77	44,35	91,93
ZM3	0,00	0,69	0,00	0,00	89,48	90,17
ZM5	18,93	0,00	0,00	0,00	13,22	32,15
ZM6	119,21	29,71	53,31	29,07	104,65	337,55
SF1	17,97	2,96	27,41	0,00	59,26	107,60
SF2	2,55	0,39	0,00	0,00	28,47	31,41
SF4	0,02	2,52	7,38	0,00	17,76	27,67
SF8	35,52	13,84	17,40	2,72	11,62	81,47
SF13	71,97	20,36	5,53	2,54	47,60	148,23

* A análise desta amostra apresentou problemas durante a leitura no ICP/AES

Tabela 6.11 - Análise química da fase mineral trocável dos solos estudados.

Amostra	Al ₂ O ₃ (ppm)	CaO (ppm)	Fe ₂ O ₃ (ppm)	MgO (ppm)	SiO ₂ (ppm)	SOMA (ppm)
HB7	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,12
HB11	6,05	0,24	0,00	0,00	304,84	311,12
HB9a	0,00	0,00	0,00	0,00	663,58	663,58
HB9b	0,00	13,73	0,00	0,00	286,16	299,89
HB10	0,00	58,06	0,00	0,00	295,00	353,06
HB12	115,26	7,35	6,72	0,00	1046,50	1175,83
ZM3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZM5	0,00	39,75	0,00	0,00	0,00	40,53
ZM6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SF1	0,00	16,98	0,00	0,00	29,09	46,08
SF2	0,00	10,12	0,00	0,00	0,00	10,12
SF4	0,00	22,16	0,00	0,00	0,00	22,16
SF8	11,90	0,00	0,00	0,00	191,24	203,15
SF13	0,00	16,38	0,00	0,00	0,00	16,38

Tabela 6.12 - Análise química da fase mineral associada à matéria orgânica nos solos estudados.

Amostra	Al ₂ O ₃ (ppm)	CaO (ppm)	Fe ₂ O ₃ (ppm)	MgO (ppm)	SiO ₂ (ppm)	SOMA (ppm)
HB7	4,31	0,00	0,00	0,00	169,85	174,16
HB11	4,16	0,00	0,00	0,00	0,00	4,16
HB9a	19,16	0,00	0,00	0,00	679,14	698,30
HB9b	0,00	0,00	0,00	0,00	663,58	663,58
HB10	74,45	0,00	0,00	0,00	0,00	74,45
HB12	70,67	45,29	0,00	0,00	0,00	115,96
ZM3	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10
ZM5	11,34	0,00	0,00	0,00	290,93	302,27
ZM6	4,31	0,00	0,00	0,00	0,00	4,31
SF1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SF2	0,00	3,57	0,00	0,00	160,70	164,27
SF4	7,07	0,00	0,00	0,00	316,17	323,24
SF8	29,67	1,88	0,00	0,00	0,00	31,55
SF13	0,00	24,33	0,00	0,00	0,00	24,33

Tabela 6.13 - Análise química da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz nas amostras estudadas.

Amostra	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	SOMA (%)
HB7	0,79	0,00	4,26	0,00	0,00	0,02	0,04	5,11
HB11	0,41	0,00	1,94	0,00	0,00	0,00	0,01	2,36
HB9a	0,20	0,00	3,71	0,00	0,00	0,00	0,06	3,98
HB9b	0,21	0,00	3,84	0,00	0,00	0,00	0,08	4,14
HB10	0,12	0,01	1,84	0,00	0,00	0,00	0,03	2,00
HB12	0,22	0,00	2,27	0,00	0,00	0,01	0,01	2,51
ZM3	0,03	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48
ZM5	0,06	0,00	3,65	0,00	0,00	0,11	0,01	3,86
ZM6	0,04	0,00	1,44	0,00	0,00	0,00	0,02	1,50
SF1	0,04	0,00	2,20	0,00	0,00	0,06	0,01	2,32
SF2	0,08	0,00	1,78	0,00	0,00	0,00	0,00	1,88
SF4	0,03	0,00	1,77	0,00	0,00	0,03	0,01	1,84
SF8	0,13	0,00	3,09	0,00	0,00	0,00	0,04	3,26
SF13	0,04	0,00	2,03	0,00	0,00	0,00	0,03	2,11

Tabela 6.14 - Análise química da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) das amostras estudadas.

Amostra	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	SOMA (%)
HB7	0,14	0,01	0,10	0,02	0,00	0,03	0,00	0,30
HB11	0,44	0,02	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00	0,60
HB9a	0,65	0,00	0,26	0,01	0,00	0,03	0,00	0,94
HB9b	0,44	0,01	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65
HB10	0,32	0,01	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,49
HB12	1,52	0,05	0,81	0,13	0,01	0,20	0,01	2,71
ZM3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
ZM5	0,13	0,01	0,12	0,02	0,00	0,02	0,00	0,29
ZM6	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
SF1	0,17	0,01	0,18	0,01	0,00	0,03	0,00	0,40
SF2	0,11	0,01	0,08	0,04	0,00	0,01	0,00	0,26
SF4	0,07	0,00	0,10	0,01	0,00	0,01	0,00	0,20
SF8	0,48	0,01	0,42	0,03	0,00	0,02	0,00	0,97
SF13	0,10	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,20

Tabela 6.15 - Análise química da fase mineral residual dos solos estudados.

Amostra	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	SOMA (%)
HB7	28,67	0,03	8,77	0,18	0,06	37,91	1,64	77,26
HB11	12,81	0,08	4,74	0,06	0,00	67,61	0,84	86,13
HB9a	37,93	0,09	8,32	0,11	0,03	24,49	2,07	73,03
HB9b	39,34	0,01	8,10	0,14	0,04	25,60	2,09	75,31
HB10	9,92	0,03	1,81	0,18	0,00	78,15	0,48	90,57
HB12	17,83	0,04	5,53	3,92	0,87	56,78	0,81	85,78
ZM3	3,66	0,07	1,29	0,55	0,00	92,60	0,14	98,31
ZM5	17,41	0,06	1,96	3,99	0,24	66,54	0,83	91,02
ZM6	21,52	0,03	11,55	1,57	0,26	53,93	0,86	89,72
SF1	17,84	0,02	6,08	3,75	0,58	62,73	0,65	91,64
SF2	16,57	0,10	4,89	3,24	0,60	67,22	0,81	93,43
SF4	18,75	0,06	2,84	4,26	0,26	64,90	0,87	91,93
SF8	3,78	0,07	0,37	0,06	0,00	86,82	0,31	91,41
SF13	17,06	0,09	3,51	4,30	0,53	67,19	0,62	93,30

6.2.3 - Outras Análises Químicas

Os outros tipos de análises químicas que foram realizados, de acordo com o capítulo de metodologia, têm seus resultados apresentados nas Tabela 6.16. São basicamente as duas formas de pH, a Capacidade de Troca Catiônica (CTC) e as suas distintas etapas (bases trocáveis e acidez titulável), e o teor de matéria orgânica (MO).

Tabela 6.16 - Resultados de pH, CTC e teor de matéria orgânica (MO).

Amostra	pH KCl	pH H ₂ O	Δ pH	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ (cmol _c /kg)	K ⁺ (cmol _c /kg)	Na ⁺ (cmol _c /kg)	H ⁺ + Al ³⁺ (cmol _c /kg)	CTC (cmol _c /kg)	MO (%)
HB7	4,90	5,50	- 0,60	0,08	0,01	ND	0,70	0,79	0,50
HB11	5,40	5,20	0,20	0,18	0,01	ND	1,46	1,65	0,50
HB9a	5,00	5,20	- 0,20	0,09	0,04	ND	2,76	2,89	0,55
HB9b	5,10	5,50	- 0,40	0,01	0,02	ND	1,10	1,13	0,50
HB10	4,11	4,60	- 0,49	0,21	0,03	ND	1,96	2,20	0,71
HB12	4,80	6,10	- 1,30	0,38	0,12	ND	5,56	6,06	0,65
ZM3	5,02	5,10	- 0,08	0,19	0,01	ND	0,40	0,60	0,15
ZM5	4,49	4,90	- 0,41	0,23	0,01	ND	1,76	2,00	0,15
ZM6	4,20	5,10	- 0,90	0,19	0,01	ND	0,66	0,86	0,05
SF1	4,10	4,70	- 0,60	0,24	0,03	ND	1,92	2,19	0,15
SF2	4,09	4,80	- 0,71	0,28	0,02	ND	1,04	1,34	0,05
SF4	4,05	4,70	- 0,65	0,23	0,01	ND	1,26	1,50	0,20
SF8	4,45	4,80	- 0,35	0,12	0,10	ND	2,78	3,00	0,07
SF13	4,15	4,70	- 0,55	0,24	0,02	ND	0,58	0,84	0,23

ND - Valor abaixo do limite de detecção.

Sabe-se que na extração da fase mineral de oxi-hidróxidos de Fe, não ocorre a dissolução dos nódulos associados a esta fase, ficando estes acumulados juntamente à Fase Residual (item 4.4.5.1). Deste modo, pode-se quantificar as possíveis formas em que são encontrados os oxi-hidróxidos de Fe nos solos, a partir da diferença entre Fe₂O₃ da análise química total (Tabela 6.9) e o Fe₂O₃ da análise química da fase de oxi-hidróxidos (Tabela

6.13), ou seja, pode-se definir o Fe₂O₃ disperso na matriz e conseqüentemente o Fe₂O₃ sob a forma de nódulos. A Tabela 6.17 apresenta as formas e quantificações do Fe₂O₃ nas amostras estudadas.

6.3 -ANÁLISES MINERALÓGICAS

6.3.1 Difractometria de Raios-X

Os resultados das análises de DRX realizadas estão apresentados na Tabela 6.18, enquanto os difratogramas estão no Apêndice B (figuras BI a B14).

Outra forma de resultado importante obtida por meio da DRX é a relação entre as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita, para a

realização da quantificação mineral através da metodologia adaptada de Martins (2000). Estes valores são apresentados no Apêndice B (Tabela B1).

Tabela 6.17 - Teor de Fe₂O₃ nas amostras estudadas.

Amostra	Fe₂O₃ Disperso (%)	Fe₂O₃ Nódulos (%)	Fe₂O₃ Total (%)
HB7	4,26	8,87	13,13
HB11	1,94	4,87	6,81
HB9a	3,71	8,58	12,29
HB9b	3,84	8,30	12,14
HB10	1,84	1,96	3,80
HB12	2,27	6,34	8,61
ZM3	0,44	1,29	1,73
ZM5	3,65	2,08	5,73
ZM6	1,44	11,59	13,03
SF1	2,20	6,26	8,46
SF2	1,78	4,97	6,75
SF4	1,77	2,94	4,71
SF8	3,09	0,79	3,88
SF13	2,03	3,59	5,62

Tabela 6.18- Resultados das análises de DRX.

Amostra	Gibbsita (%)	Caulinita (%)	Illita (%)	Goethita (%)	Hematita (%)	Quartzo (%)	Rutilo (%)	Anatásio (%)	SOMA (%)
HB7	27,1	17,0	0,1	3,2	2,5	46,8	0,0	3,4	100,0
HB11	16,6	0,1	0,0	0,1	0,1	83,4	0,0	0,1	100,4
HB9a	48,4	15,9	0,1	1,1	8,3	22,5	0,0	3,8	100,0
HB9b	53,4	17,2	0,1	1,7	9,1	14,5	0,0	4,3	100,2
HB10	6,7	8,0	0,1	0,1	0,1	85,3	0,0	0,1	100,3
HB12	1,3	24,9	43,7	0,6	0,0	12,0	0,0	0,7	83,2
ZM3	0,1	0,1	7,1	0,1	0,1	92,9	0,0	0,1	100,5
ZM5	0,0	20,8	27,8	0,1	0,1	50,4	0,0	1,0	100,2
ZM6	0,1	48,7	0,1	1,5	0,1	48,3	0,0	1,4	100,2
SF1	0,0	18,3	22,5	0,1	0,0	59,2	0,0	0,1	100,2
SF2	0,0	19,2	32,1	0,1	0,1	47,6	0,1	1,1	100,3
SF4	0,0	18,2	42,2	0,1	0,1	38,5	0,0	0,1	99,2
SF8	0,1	43,9	0,0	0,1	0,1	56,1	0,0	0,1	100,4
SF13	0,1	12,4	46,2	0,1	0,1	40,0	0,0	1,3	100,2

6.3.2 - Análise Termo-Gravimétrica e Varredura Calorimétrica Diferencial

Os resultados da Análise Termo-Gravimétrica (ATG) são apresentados na Tabela 6.19, enquanto os termogramas estão no Apêndice B (figuras BI5 a B28). Como já foi descrito no capítulo de metodologias (Capítulo 5), os intervalos das reações de desidroxilação determinados por ATG, ficam geralmente entre 200 e 300°C para gibbsita e entre 400 e 600°C para caulinita. O cálculo das percentagens de gibbsita e de caulinita são expressos pelas equações 4.44 e 4.45, respectivamente, e são extraídas diretamente do termograma tratado com o *software* TAS 60WS.

Tabela 6.19 - Resultados das análises térmicas.

Amostra	GIBBSITA (% perda em ATG)	GIBBSITA (% na amostra)	CAULINITA (% perda em ATG)	CAULINITA (% na amostra)
HB7	7,98	23,05	4,32	30,97
HB11	6,31	18,23	1,28	9,18
HB9a	10,20	29,46	6,67	47,81
HB9b	10,64	30,73	6,29	45,09
HB10	2,17	6,27	2,36	16,92
HB12	1,91	5,52	3,69	26,45
ZM3	0,44	1,27	0,71	5,09
ZM5	3,85	11,12	1,92	13,76
ZM6	1,19	3,44	6,53	46,81
SF1	0,22	0,64	4,85	34,73
SF2	0,80	2,31	3,67	26,31
SF4	2,30	6,64	3,35	24,05
SF8	0,73	2,11	1,56	11,18
SF13	0,43	1,24	2,60	18,64

6.3.3 - Tabela de Munsell

A determinação da cor do solo foi realizada para este trabalho por meio da Tabela de Munsell, cujo objetivo principal foi a aplicação de seus resultados na identificação e quantificação mineralógica de hematita e goethita dispersas (Martins, 2000), a partir das equações 4.41 e 4.42. Estes resultados encontram-se na Tabela 6.20.

6.4-IDENTIFICAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO MINERALÓGICA

A identificação e quantificação mineralógica foi realizada a partir da metodologia adaptada de Martins (2000). Todos os valores, ainda não apresentados, resultantes das aplicações das equações utilizadas para a determinação da mineralogia definitiva encontram-se no Apêndice B (Tabela B2). A Tabela 6.21 apresenta os resultados finais da mineralogia dos materiais estudados.

Tabela 6.20 - Análise das cores das amostras estudadas a partir da Tabela de Munsell.

AMOSTRA	CORES		DESIGNAÇÃO DAS CORES
HB7	5 YR	4/6	Amarelo-brunado (<i>Brownish yellow</i>)
HB11	5 YR	5/6	Vermelho-amarelado (<i>Yellowish red</i>)
HB9a	2,5 YR	4/6	Vermelho (<i>Red</i>)
HB9b	2,5 YR	4/6	Vermelho (<i>Red</i>)
HB10	2,5 YR	5/6	Vermelho (<i>Red</i>)
HB12	7,5 YR	6/6	Amarelo-avermelhado (<i>Reddish yellow</i>)
ZM3	2,5 YR	5/8	Vermelho (<i>Red</i>)
ZM5	5 YR	5,5/4	Bruno-avermelhado (<i>Reddish brown</i>)
ZM6	7,5 YR	5/8	Bruno-forte (<i>Strong brown</i>)
SF1	2,5 YR	4/4	Bruno-avermelhado (<i>Reddish brown</i>)
SF2	10 YR	6/6	Amarelo-brunado (<i>Brownish yellow</i>)
SF4	5 YR	5/4	Bruno-avermelhado (<i>Reddish brown</i>)
SF8	2,5 YR	4/4	Bruno-avermelhado (<i>Reddish brown</i>)
SF13	10 YR	6,5/8	Amarelo-brunado (<i>Brownish yellow</i>)

Tabela 6.21 - Resultados finais da mineralogia a partir da metodologia adaptada de Martins (2000).

Amostra	Gibbsita (%)	Caulinita (%)	Illita (%)	Goethita (%)	Hematita (matriz) (%)	Hematita (nodular) (%)	Quartzo (%)	Rutilo + Anatásio (%)	SOMA (%)
HB7	23,1	31,0	2,4	3,6	2,0	8,9	22,3	1,7	94,9
HB11	18,2	9,2	0,0	1,8	0,8	4,9	63,4	0,8	99,1
HB9a	29,5	47,8	0,6	1,5	3,0	8,6	2,1	2,1	95,2
HB9b	30,7	45,1	1,9	1,6	3,1	8,3	3,7	2,2	96,6
HB10	6,3	16,9	2,2	0,8	1,4	2,0	69,2	0,5	99,3
HB12	5,5	26,5	21,9	3,4	0,0	6,3	33,6	0,8	98,0
ZM3	1,3	5,1	3,2	0,1	0,3	1,3	88,6	0,1	100,1
ZM5	11,1	13,8	12,0	2,9	1,1	2,1	54,2	0,8	97,9
ZM6	3,4	46,8	3,7	1,5	0,1	11,6	30,3	0,9	98,2
SF1	0,6	34,7	22,2	0,9	1,4	6,3	35,3	0,7	102,1
SF2	2,3	26,3	17,1	2,0	0,0	5,0	46,2	0,8	99,7
SF4	6,6	24,1	26,8	1,7	0,7	2,9	32,1	0,9	95,8
SF8	2,1	11,2	0,0	1,5	2,3	0,8	81,7	0,3	99,9
SF13	1,2	18,6	26,3	3,0	0,0	3,6	45,1	0,6	98,4

6.5 - ANÁLISES MICROMORFOLÓGICAS

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 (Delvigne, 1988).

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.

Para cada solo estudado foram confeccionadas lâminas delgadas (LD) em seções vertical e horizontal das amostras de solo natural, produzindo um total de 28 LD, as quais serão apresentadas na mesma seqüência do capítulo Solos estudados (Capítulo 5). As análises, como já foi descrito, se realizaram a partir da Microscopia Ótica (MOT).

6.5.1 - Horizontes B

6.5.1.1 - Horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Argilosa (HB7)

O estudo micromorfológico deste solo apresentou a organização da associação plasma-esqueleto (APE) do tipo granular-mtertextica, com plasma aséptico, que praticamente todo ele forma os agregados (Figura 6.43). Estes agregados perfazem 55% das LD, sendo constituídos por grânulos com forma esferoidal ou grumosa, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral é de 0,02 a 0,3 mm (Figura 6.44).

Os nódulos são típicos com forma subarredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. São cerca de 4% do total da amostra e possuem dimensão entre 0,03 a 1,0 mm (Figura 6.45). Pelas suas características óticas, tais nódulos são impostos predominantemente por hematita. O processo de "plasmificação" é pequeno e ocorre em poucos nódulos (Figura 6.46). Tal processo consiste na substituição química na estrutura de tratos pedológicos de elementos mais instáveis ao mtempensmo 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 amorfos de alumínio.

Os grãos de quartzo perfazem cerca de 15% do total da amostra. Possuem tamanho médio em tomo de 0,12 mm e em geral são subangulosos a angulosos. Não apresentam faturamento e orientação. Seus contornos evidenciam forte "corrosão". Estes são encontrados no interior de agregados, mas principalmente em contato com os agregados a partir de pontes de argila.

Os contatos entre todos os elementos estruturais são realizados através de pontes de argila, e na grande maioria, facilmente perceptíveis na microscopia ótica (Figura 6.47). Deve-se, neste momento, esclarecer que as "pontes de argila" não são formadas exclusivamente por materiais que constituem esta fração. Na verdade, estes elementos estruturais são formados por materiais das frações silte e argila, independente da mineralogia e que, na realidade, constituem o plasma. Alguns autores denominam esta estrutura de "pontes de plasma".

Os vazios ocupam cerca de 25% do total. São dos tipos Vazio Compacto Simples e Vazio Compacto Composto, determinando um grau de pedalidade forte a moderadamente desenvolvido. As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.1.2 - Horizonte B do Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Média (HB11)

Este solo apresenta a organização da APE do tipo porfirogrânica, com plasma aséptico que ocupa cerca de 15% do total da lâmina (figuras 6.48 e 6.49), onde 1/3 deste material forma agregados. Estes agregados são por constituídos por grânulos com forma esferoidal ou

grumosa, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral varia de 0,015 a

0,06 mm.

Os nódulos são típicos com forma arredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. Equivalem a 3% do total da amostra e possuem

dimensão entre 0,006 a 0,3 mm. Pelas suas características óticas, estes tratos pedológicos são

formados predominantemente por hematita. Não apresentam plasmificação.

Os grãos de quartzo formam a grande maioria do material sólido, em tomo de 60% da lâmina. Possuem dimensão média em torno de 0,03 mm e em geral são subarredondados a

subangulosos. Não apresentam orientação e em alguns grãos o fraturamento é intenso, porém na maioria inexistente. O processo de ²²⁰corrosão em alguns grãos é relativamente intenso e desenvolve-se geralmente sobre as zonas fraturadas. É comum encontrar grãos de quartzo

podem ser realizados através de pontes e filmes de argila, mas os grãos de quartzo ocorrem principalmente englobados pelo plasma.

Os vazios ocupam cerca de 20% do total. São dos tipos Vazio Compacto Composto e Vazio Compacto Complexo, apresentando um grau de pedalidade moderadamente desenvolvido (figuras 6.48 e 6.49). As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.1.3 - Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Argilosa (HB9a)

O estudo micromorfológico deste solo apresentou a organização APE do tipo granular-mtertextica (Figura 6.51), com plasma aséptico que praticamente todo ele forma agregados. Estes representam a quase a totalidade do material sólido, cerca de 55% do total da lâmina, sendo constituídos por grânulos com forma esferoidal ou grumosa, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral é de 0,02 a 0,4 mm (Figura 6.52).

Os nódulos são típicos com forma arredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. São cerca de 3% do total da amostra e possuem dimensão entre 0,03 a 0,3 mm. Pelas suas características óticas, são compostos predominantemente por hematita. Não apresentam o processo de plasmificação.

Os grãos de quartzo ocupam menos de 5% do total da amostra. Possuem dimensões heterogêneas que variam entre 0,006 e 0,03 mm e em geral são arredondados. Não apresentam fraturamento, orientação ou corrosão. Estes são normalmente encontrados no interior de agregados (Figura 6.51).

Os contatos entre todos os elementos estruturais são realizados através de pontes e filmes de argila, e na grande maioria, facilmente perceptíveis na microscopia ótica.

Os vazios são aproximadamente cerca de 33% do total. São dos tipos Vazio Compacto Simples e Vazio Compacto Composto (Figura 6.51), mostrando grau de pedalidade forte a moderadamente desenvolvido.

Em quantidade relevante (< 5%), ocorrem bioturbações com até 1,0 mm de diâmetro, geralmente arredondadas e preenchidas por agregados de argila, formando deste modo pedotúbulos (Figura 6.53). As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.1.4 - Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Argilosa (HB9b)

A organização da associação plasma-esqueleto (APE) deste solo é do tipo granular-intenética, com plasma aséptico que praticamente todo ele forma agregados (Figura 6.54). Estes representam a quase a totalidade do material sólido, cerca de 55% da lâmina, sendo constituídos por grânulos com forma esferoidal ou grumosa, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral é de 0,02 a 0,4 mm (Figura 6.54).

Os nódulos são típicos com forma arredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. São cerca de 3% do total da amostra e possuem dimensão entre 0,03 a 0,3 mm. Pelas suas características óticas, são compostos predominantemente por hematita. Não apresentam o processo de plasmificação (Figura 6.55).

Os grãos de quartzo ocupam menos de 5% do total da amostra. Possuem tamanho médio 0,06 mm e em geral são arredondados. Não apresentam fraturamento e orientação, porém alguns grãos apresentam corrosão em suas bordas (Figura 6.56). Estes são normalmente encontrados no interior de agregados, mas de forma diferente do solo HB9a, cerca de 40% do total do quartzo está disperso no solo.

Os contatos entre todos os elementos estruturais são realizados através de pontes e filmes de argila, e na maioria, facilmente perceptíveis na microscopia ótica (Figura 6.57).

Os vazios são aproximadamente cerca de 35% do total. São dos tipos Vazio Compacto Simples e Vazio Compacto Composto, mostrando grau de pedalidade forte a moderadamente desenvolvido (Figura 6.54).

Ocorrem, apesar de em pequena proporção ($< 1\%$), bioturbações com até 1,0 mm de diâmetro, geralmente arredondadas e preenchidas por agregados de argila, formando deste modo pedotúbulos. As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.1.5 - Horizonte B do Latossolo Vermelho de Textura Média (HB10)

Este solo apresenta a organização da APE do tipo aglomeroplásmica, com plasma aséptico que ocupa cerca de 20% do total da lâmina. Os agregados são formados pela metade destes finos (figuras 6.58 e 6.59). São constituídos por grânulos com forma esferoidal ou grumosa, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral varia de 0,02 a 0,08 mm (Figura 6.60).

Os nódulos são típicos com forma arredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. Equivalem a 2% do total da amostra e possuem dimensão entre 0,006 a 0,05 mm. Pelas suas características óticas, estes tratamentos pedológicos são formados principalmente por hematita. Não apresentam plasmificação.

Os grãos de quartzo são a grande maioria do material sólido, em torno de 60% da lâmina (Figura 6.58). Possuem dimensão média em torno de 0,02 mm e em geral são subarredondados a subangulosos. Não apresentam orientação e raros grãos são fraturados. O processo de corrosão é relativamente intenso na maioria dos grãos e desenvolve-se geralmente em suas bordas. Os contatos podem ser realizados através de pontes e filmes de argila, mas os grãos de quartzo ocorrem principalmente dispersos no plasma (Figura 6.61).

Os vazios ocupam cerca de 20% do total. São dos tipos Vazio Compacto Composto e Vazio Compacto Complexo, apresentando um grau de pedalidade moderadamente desenvolvido (Figura 6.59). As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.1.6 - Horizonte B do Solo Podzólico Vermelho-Amarelo (HB12)

O estudo micromorfológico deste solo apresentou a organização APE do tipo aglomeroplásmica, com plasma aséptico que atinge cerca de 55% do total da amostra. Os agregados representam cerca de 25% deste total, sendo constituídos na grande maioria por blocos com forma subangular, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral é de 0,02 a 0,2 mm (Figura 6.62).

Os nódulos são típicos com forma arredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. São cerca de 3% do total da amostra e possuem dimensão entre 0,03 a 0,4 mm. Pelas suas características óticas, são compostos principalmente por hematita. Não apresentam o processo de plasmificação.

Os grãos de quartzo ocupam menos de 15% do total da amostra. Possuem dimensões variadas, entre 0,01 e 0,03 mm e em geral são arredondados. Não apresentam fraturamento, orientação ou corrosão.

Os contatos entre os elementos estruturais são realizados através de pontes e filmes de argila, mas cerca da metade dos grãos de quartzo e agregados estão totalmente englobados

pelo plasma.

Os vazios são aproximadamente cerca de 20% do total. São dos tipos Vazio Compacto Composto, Vazio Compacto Complexo (Figura 6.62) e Canais, mostrando grau de pedalidade moderadamente desenvolvido.

Em quantidade relevante (< 5%), ocorrem bioturbações com até 1,5 mm de diâmetro, geralmente arredondadas e preenchidas por agregados de argila, formando deste modo pedotúbulos. As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.2 - Zonas Mosqueadas

6.5.2.1 - Zona Mosqueada do Quartzito (ZM3)

A análise micromorfológica apresenta APE do tipo aglomeroplásmica. O plasma é aséptico, não atingindo 5% do total da lâmina, onde não ocorrem agregados de argila (Figura 6.63).

Os nódulos são resultantes do preenchimento de vazios dos solos por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral). São típicos com forma subangular, isotrópicos, ausentes de fraturamento ou alguma orientação. Não representam 1% do total da amostra e possuem dimensão inferior a 0,015 mm. Não apresentam plasmificação (Figura 6.64).

Os grãos de quartzo representam a quase a totalidade do matenal sólido (\pm 80% do total do solo). Possuem dimensão média em tomo de 0,05 mm e em geral são subangulosos a raramente subarredondados. São lisos e não apresentam orientação e sinais de corrosão, porém alguns são fraturados. Os contatos podem ser realizados através de pontes e filmes de argila, mas os grãos de quartzo ocorrem fundamentalmente englobados pelo plasma (Figura 6.64).

Os vazios estão em tomo de 15% e são dos tipos Vazio Compacto Complexo e Vazio Compacto Composto, determinando um grau de pedalidade fracamente desenvolvido (Figura 6.64).

Apesar do caráter rúptil e arenoso deste material, observa-se, de forma pouco evidente, a existência de foliações microdobradas em distintas direções, principalmente associadas as porções das lâminas onde surgem maiores contribuições de matenal pelítico

Os mosqueamentos não são visíveis na microscopia, uma vez que a escala destes produtos do intemperismo químico, neste solo, supera ao definido por uma lâmina delgada.

As duas LD, com cortes vertical e horizontal, apresentam uma organização heterogênea dos tratos pedológicos.

6.5.2.2 - Zona Mosqueada do Metarritmito Arenoso (ZM5)

A organização da associação plasma-esqueleto (APE) deste solo é do tipo porfirogrânica, mas em pequenas porções da lâmina observa-se ser aglomeroplásmica. O plasma é insépico, contribuindo com 45% do total da amostra (Figura 6.65). Destes, os agregados são aproximadamente 20%, sendo constituídos por grânulos com forma esferoidal ou grumosa, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral varia de 0,02 a 0,04 mm (Figura 6.66).

Os nódulos são resultantes do preenchimento por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral) de vazios e espaços entre as foliações. São típicos com forma subangular, isotrópicos e sem a presença de fraturamentos. Geralmente são orientados de acordo com as distintas foliações oriundas da rocha-mãe. Representam cerca de 4% do total da amostra e possuem dimensão inferior a 0,015 mm. Não apresentam plasmificação.

Os grãos de quartzo ocupam 40% do total da amostra. Possuem dimensões muito variadas entre 0,01 e 0,12 mm e em geral são subangulosos a raramente subarredondados (Figura 6.66). São lisos e normalmente apresentam orientação em função das foliações existentes. Mostram-se fortemente fraturados e corroídos nas bordas e fraturas. Os contatos podem ser realizados raramente através de pontes e filmes de argila, mas os grãos de quartzo ocorrem, de forma geral, englobados pelo plasma.

Os vazios estão em tomo de 12% e são normalmente dos tipos Canal e Cavidade, cujo diâmetro pode atingir até 0,06 mm, determinando um grau de pedalidade fracamente desenvolvido (Figura 6.66).

Foliações microdobradas, em forma aberta, em distintas direções, são proeminentes, principalmente nas porções enriquecidas de plasma, onde inclusive grãos de quartzo estão orientados. Acumulações de oxi-hidróxido de Fe muito fino na matriz ocorrem em formas lineares e arredondadas (é como se fossem micromosqueamentos), facilmente observáveis na microscopia ótica (Figura 6.67).

As duas LD, com cortes vertical e horizontal, apresentam uma organização heterogênea dos tratos pedológicos.

6.5.2.3 - Zona Mosqueada do Metarritmito Argiloso (ZM6)

Este solo apresenta a organização da APE do tipo tipo porfirogrânica (Figura 6.68), mas em pequenas porções pode-se observar ser aglomeroplásmica. O plasma é insépico, contribuindo com 80% do total da amostra. Não forma agregados de argila.

Os nódulos, resultantes do preenchimento por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral) de vazios e espaços entre as foliações, são típicos com forma arredondada, isotrópicos e com ausência de fraturamentos. Possuem orientação em função das distintas foliações oriundas da rocha-mãe. Representam menos de 3% do total da amostra e possuem tamanho médio de 0,06 mm. Não apresentam plasmificação.

Os grãos de quartzo não atingem a 10% do total da amostra. Têm dimensões muito variadas entre 0,01 e 0,12 mm e em geral são subangulosos a raramente subarredondados. São lisos e apresentam orientação em função das foliações existentes. Mostram-se levemente fraturados e corroídos. Os contatos podem ser realizados raramente através de pontes e filmes de argila, mas os grãos de quartzo ocorrem, de forma geral, englobados pelo plasma.

Os vazios são aproximadamente 10% do total da lâmina, sendo na grande maioria formado por vazios planares (Figura 6.69), os quais, não raramente, são preenchidos por hematita muito fina (Figura 6.70). O grau de pedalidade é fracamente desenvolvido.

São proeminentes as foliações microdobradas em diferentes direções. Acumulações de oxi-hidróxido de Fe muito fino na matriz ocorrem em formas lineares e arredondadas (é como se fossem micromosqueamentos), facilmente observáveis na microscopia ótica (Figura 6.71).

As duas LD, com cortes vertical e horizontal, apresentam uma organização heterogênea dos tratos pedológicos.

6.5.3 - Saprólitos Finos

6.5.3.1. Saprólito Fino do Metargilito (SF1)

A organização da associação plasma-esqueleto (APE) deste solo é do tipo porfirogrânica. O plasma é normalmente bimassépico, mas em alguns pontos asépico,

contribuindo com 55% do total da amostra (Figura 6.72). Destes, aproximadamente 10%, formam microagregados, e constituídos por grânulos com forma esferoidal, lisos a pouco rugosos e orientação iréxistente. O tamanho geral é menor que 0,01 mm (Figura 6.73).

Os nódulos são prismáticos e parecem ser resultantes da limonitização de sulfetos primários, no caso a pirita. São isotrópicos e com ausência de fraturamentos, orientação e plasmificação. Representam cerca de 5% do total da amostra e possuem tamanho médio entre 0,05 e 0,1 mm (Figura 6.73).

Os grãos de quartzo são muito finos (0,01 mm) e formam aproximadamente 20% do total da amostra. Em geral são subarredondados, lisos e apresentam orientação em função das foliações existentes. Estão ausentes de fraturamentos e corrosão. Ocorrem, de forma geral, englobados pelo plasma.

Os vazios não chegam a 10% do total da lâmina, onde na grande maioria são do tipo planar e acompanham as foliações, as quais, às vezes, são preenchidas por hematita muito fina. Cavidades de até 0,03 mm são raramente encontradas. O grau de pedalidade é fracamente desenvolvido.

As foliações são facilmente observáveis na microscopia ótica. Duas delas são as mais proeminentes, onde uma está microdobrada em forma aberta e a outra é linear (Figura 6.74). Estas orientam a grande maioria dos minerais e formam entre si um ângulo agudo.

As duas LD, com cortes vertical e horizontal, apresentam uma organização heterogênea dos tratos pedológicos.

6.5.3.2 - Saprólito Fino do Sericita Filito (SF2)

O estudo micromorfológico deste solo apresentou a organização APE do tipo porfirogrânica (Figura 6.75). O plasma é bimassépico, mas sendo que uma das direções é a principal. Representa cerca 50% do total da amostra. Não há formação de agregados de argila.

Os nódulos, resultantes do preenchimento por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral) de vazios e principalmente espaços entre as foliações, são típicos com forma angulosa, isotrópicos e com ausência de fraturamentos e plasmificação. Possuem orientação em função das duas foliações mais proeminentes (principal e secundária). Representam cerca de 5% do total da amostra e possuem tamanho médio de 0,015 mm

Os grãos de quartzo, em sua maioria muito finos, possuem tamanho em tomo de 0,01 mm, mas em algumas porções psamíticas atingem até 0,06 mm. São aproximadamente 35% do total da amostra. Em geral são subarredondados, lisos e apresentam orientação segundo a foliação principal. Estão ausentes de fraturamentos e corrosão. Ocorrem, de forma geral, englobados pelo plasma.

Os vazios não chegam a 10% do total da lâmina, onde na grande maioria são do tipo planar e acompanham as foliações, as quais, às vezes, são preenchidas por hematita muito fina (Figura 6.76). Canais são raramente encontrados. O grau de pedalidade é fracamente desenvolvido.

As foliações são facilmente observáveis na microscopia ótica. Duas delas são as mais proeminentes, onde pode-se considerar uma principal e outra secundária. A foliação principal encontra-se microdobrada em forma aberta e a maior parte dos minerais são orientados de acordo com ela. A foliação secundária é microdobrada em forma fechada e apenas alguns nódulos seguem sua orientação (Figura 6.77).

As duas LD, com cortes vertical e horizontal, apresentam uma organização heterogênea dos tratos pedológicos.

6.5.3.3 - Saprólito Fino da Ardósia (SF4)

O estudo micromorfológico deste solo apresentou a organização APE do tipo porfirogrânica. O plasma é massépico, sendo orientado pela clivagem ardosiana. Representa cerca 40% do total da amostra. Não há formação de agregados de argila.

Há formação de microagregados, sendo aproximadamente 20% da área da lâmina e constituídos por grânulos com forma esferoidal, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral é de 0,05 a 0,1 mm (Figura 6.78).

Os nódulos, resultantes do preenchimento por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral) de vazios, são típicos com forma angulosa, isotrópicos e com ausência de fraturamentos, orientação e plasmificação. Representam menos de 2% do total da amostra e possuem tamanho médio de 0,02 mm.

Os grãos de quartzo são muito finos (\gg 0,01 mm) e formam aproximadamente 30% do total da amostra. Em geral são subarredondados, lisos e apresentam orientação segundo a clivagem ardosiana. Estão ausentes de fraturamentos e corrosão. Ocorrem, de forma geral, englobados pelo plasma.

Os vazios não atingem a 10% do total da lâmina, onde na grande maioria são do tipo planar e acompanham as foliações. Canais são raramente encontrados. O grau de pedalidade é fracamente desenvolvido.

A clivagem ardosiana é observada na microscopia ótica sobre a LD que representa o corte da amostra perpendicular a esta estrutura, onde também se confirma a orientação do plasma e dos grãos de quartzo em uma direção única e não dobrada (Figura 6.78). Na outra LD, paralela à clivagem ardosiana, não é observada esta estrutura e nem a orientação do plasma e grãos de quartzo (Figura 6.79).

6.5.3.4 - Saprólito Fino do Quartzito (SF8)

A análise micromorfológica apresenta APE do tipo intertética-aglomeroplásmica (figuras 6.80 e 6.81). O plasma é aséptico, totalizando menos de 10% da lâmina. Há raríssimos microagregados esferoidais de argila.

Os nódulos são resultantes do preenchimento por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral) de vazios dos solos. São típicos com forma subangular, isotrópicos, ausentes de fraturamento ou alguma orientação. Não representam 1% do total da amostra e possuem dimensão inferior a 0,015 mm. Não apresentam plasmificação.

Os grãos de quartzo formam a grande maioria do material sólido (\pm 65% do total do solo). Possuem dimensão média em torno de 0,03 mm e em geral são subangulosos a raramente subarredondados. São lisos e não apresentam orientação e sinais de corrosão, porém alguns são fraturados (Figura 6.80). Os contatos são realizados através de pontes e filmes de argila, mas os grãos de quartzo também podem estar englobados pelo plasma.

Os vazios estão em torno de 25% e são dos tipos Vazio Compacto Simples e Vazio Compacto Composto, determinando um grau de pedalidade moderadamente desenvolvido

(Figura 6.81).

Apesar de ser um saprólito de rocha metamórfica (quartzito), não apresenta foliações,

uma vez que a rocha-mãe possui um forte caráter rúptil e arenoso.

As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características e confirmam a homogeneidade do solo.

6.5.3.5 - Saprólito Fino do Quartzo-Muscovita Xisto (SF13)

A organização da associação plasma-esqueleto (APE) deste solo é do tipo porfirogrânica. O plasma é onissépico, contribuindo com 65% do total da amostra. Não forma agregados de argila (Figura 6.82).

Os nódulos, resultantes do preenchimento por hematita (características óticas evidentes para confirmação deste mineral) de vazios e principalmente espaços entre as foliações, são típicos com forma subangulosa a subarredada, isotrópicos e com ausência de fraturamentos e plasmificação. Possuem orientação em função das duas foliações principais.

Representam menos de 3% do total da amostra e possuem tamanho médio de 0,015 mm (Figura 6.83).

Os grãos de quartzo são muito finos ($\ll 0,01$ mm) e formam aproximadamente 20% do total da amostra. Em geral são subarredondados, lisos e apresentam orientação em função das foliações existentes. Estão ausentes de fraturamentos e corrosão. Ocorrem, de forma geral, englobados pelo plasma.

Os vazios não chegam a 10% do total da lâmina, onde na grande maioria são do tipo planar e acompanham as foliações, as quais, às vezes, são preenchidas por hematita muito fina. Cavidades de até 0,03 mm são raramente encontradas. O grau de pedalidade é fracamente desenvolvido.

Existem foliações microdobradas em forma fechada (xistosidades), em distintas direções, facilmente observáveis na microscopia ótica, onde duas delas são as mais proeminentes e orientam a grande maioria dos minerais (Figura 6.84).

As duas LD, com cortes vertical e horizontal, apresentam uma organização heterogênea dos tratamentos pedológicos.

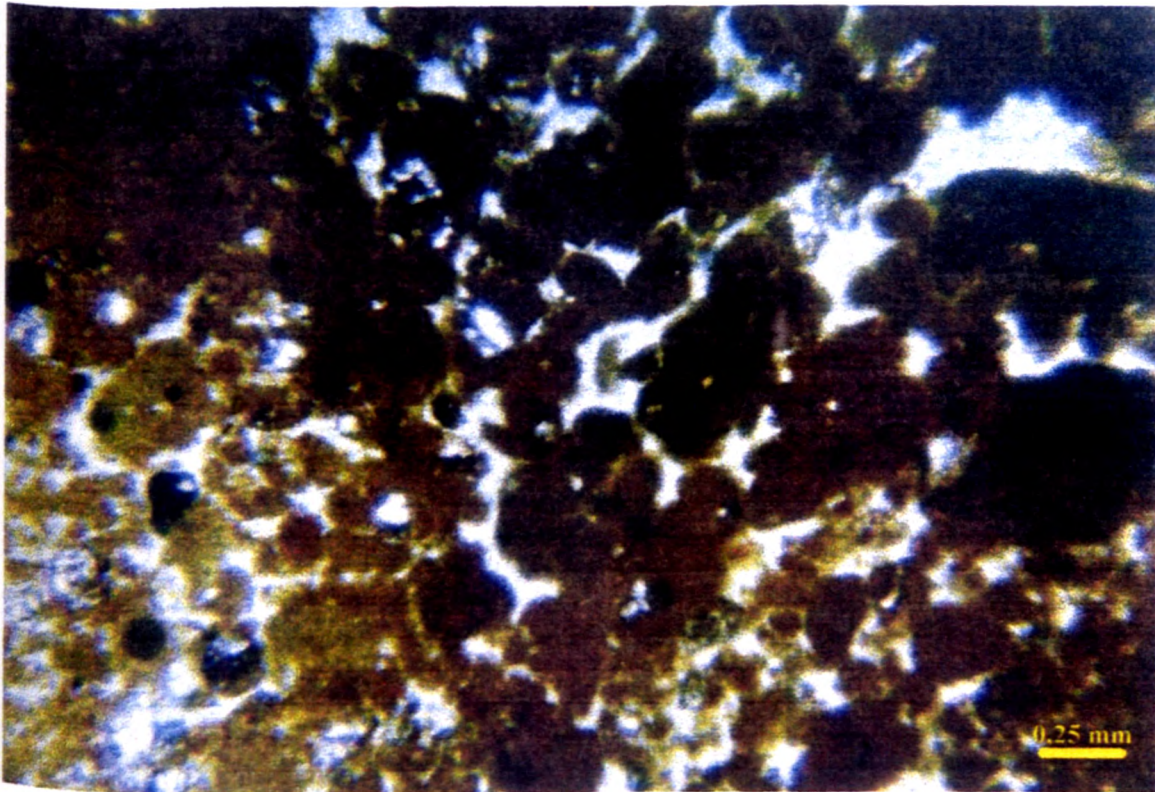


Figura 6.43 - Fotomicrografia da APE granular-intertéctica, com plasma aséptico do solo HB7. (Microscopia Ótica (MOt), nicóis não cruzados (N//)). Aumento. 40X.

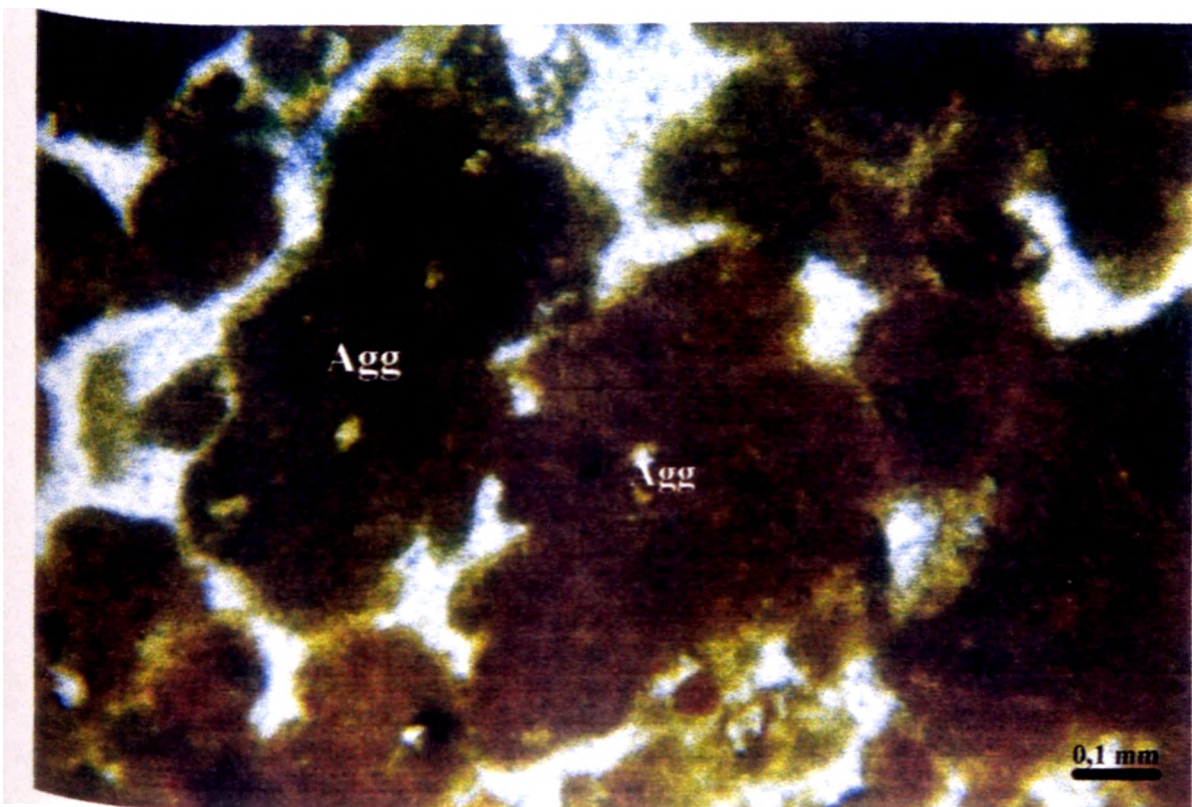


Figura 6.44 - Fotomicrografia (detalhe da figura anterior) de dois agregados grumosos (Agg) do solo HB7 (MOt, N//). Aumento 90X.

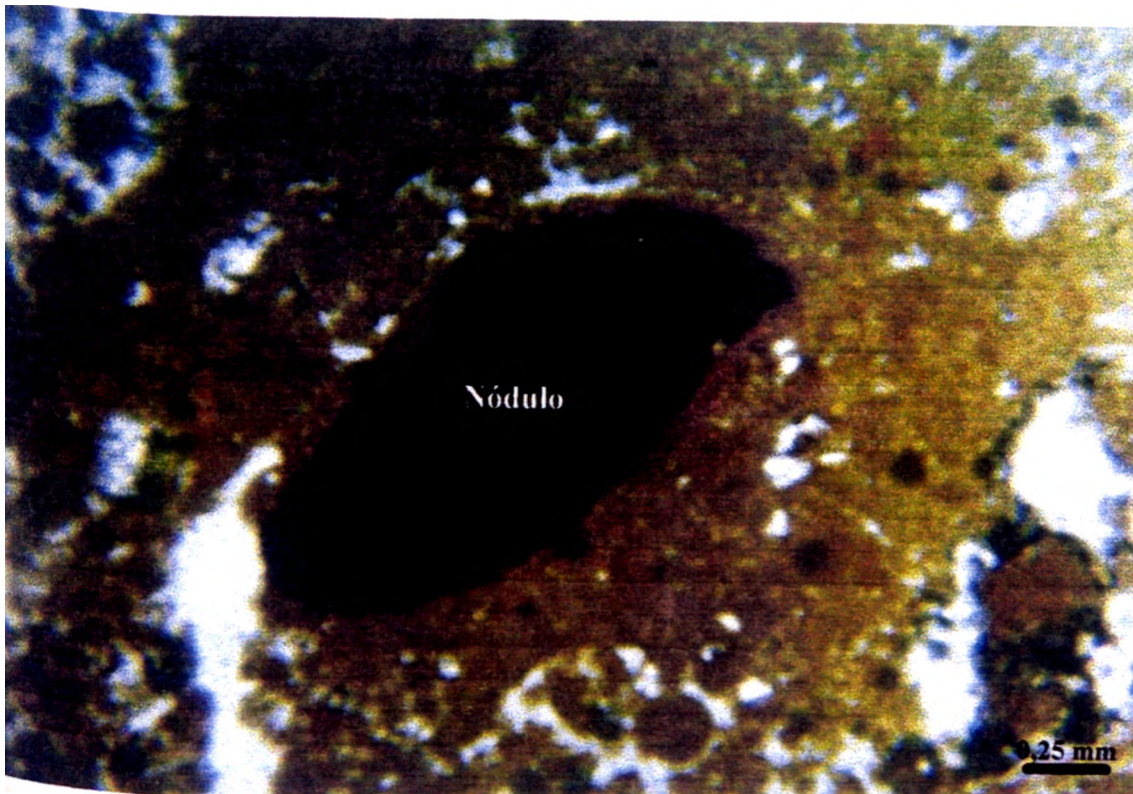


Figura 6.45 - Nódulo de hematita do solo HB7. (MOt, N//). Aumento: 40X.

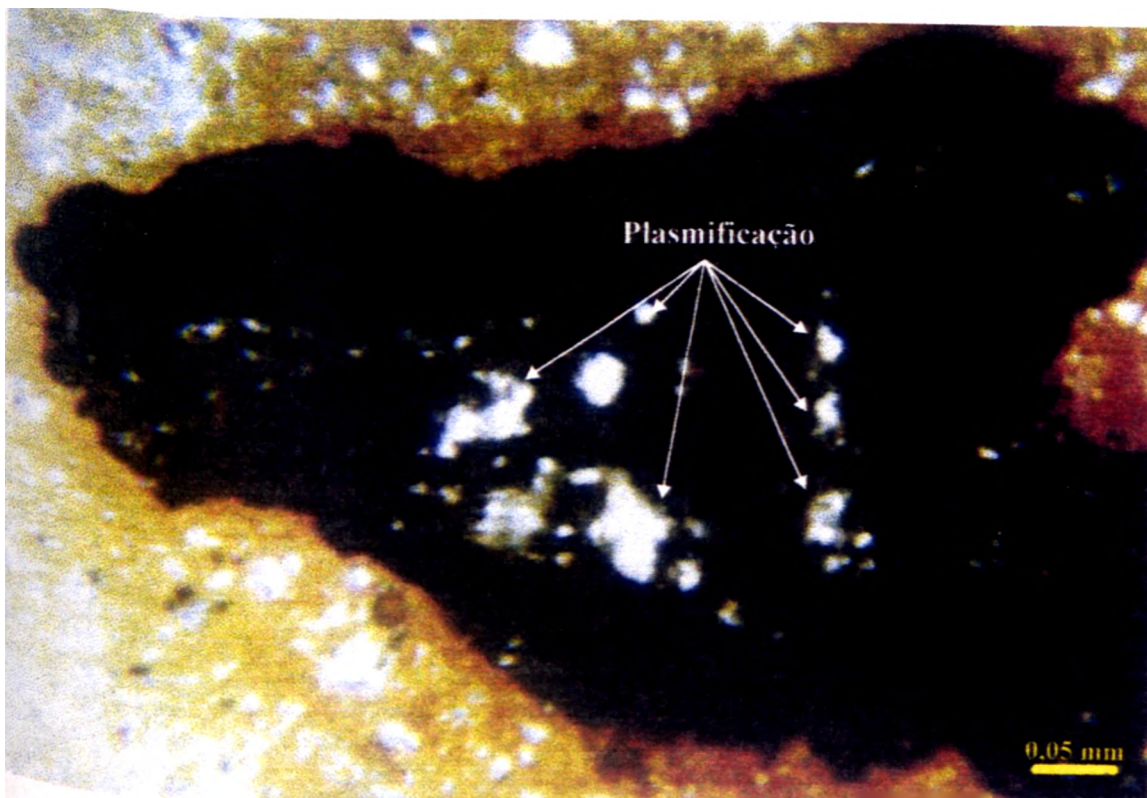


Figura 6.46 - Nódulo de hematita do solo HB7 apresentando plasmificação. (MOt, N//). Aumento: 600X.

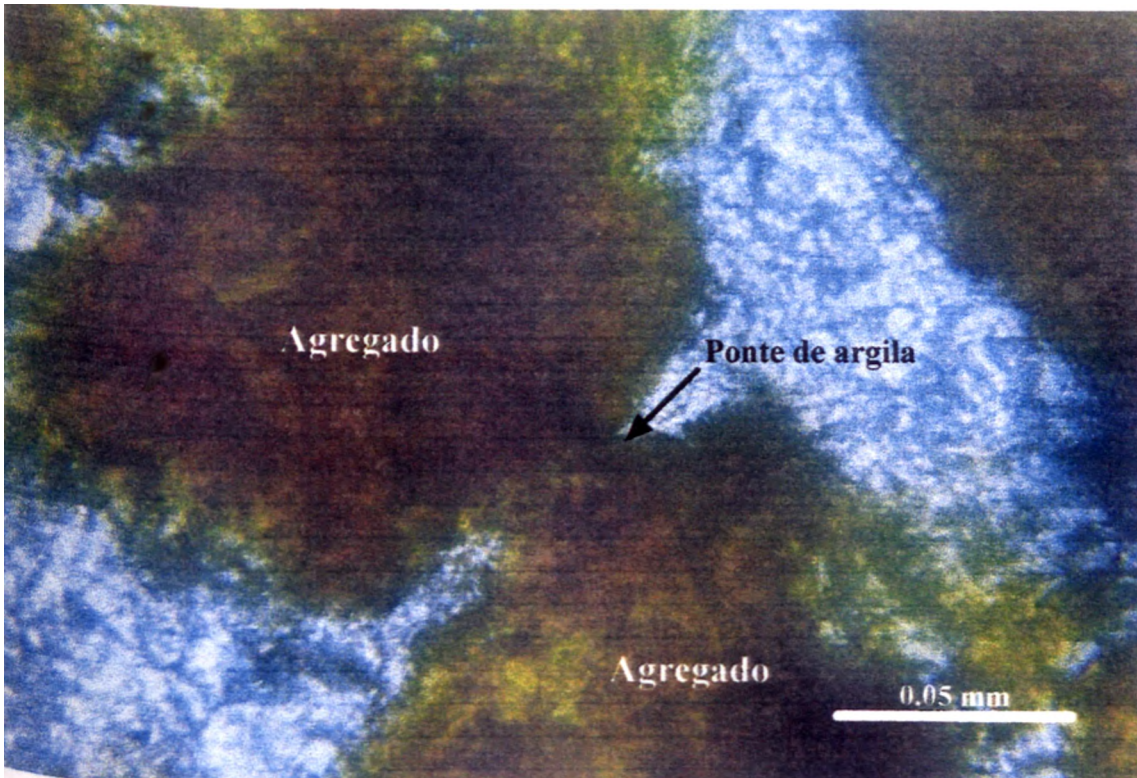


Figura 6.47 - Ponte de argila entre dois agregados do solo HB7. (MOt, N//). Aumento: 600X.

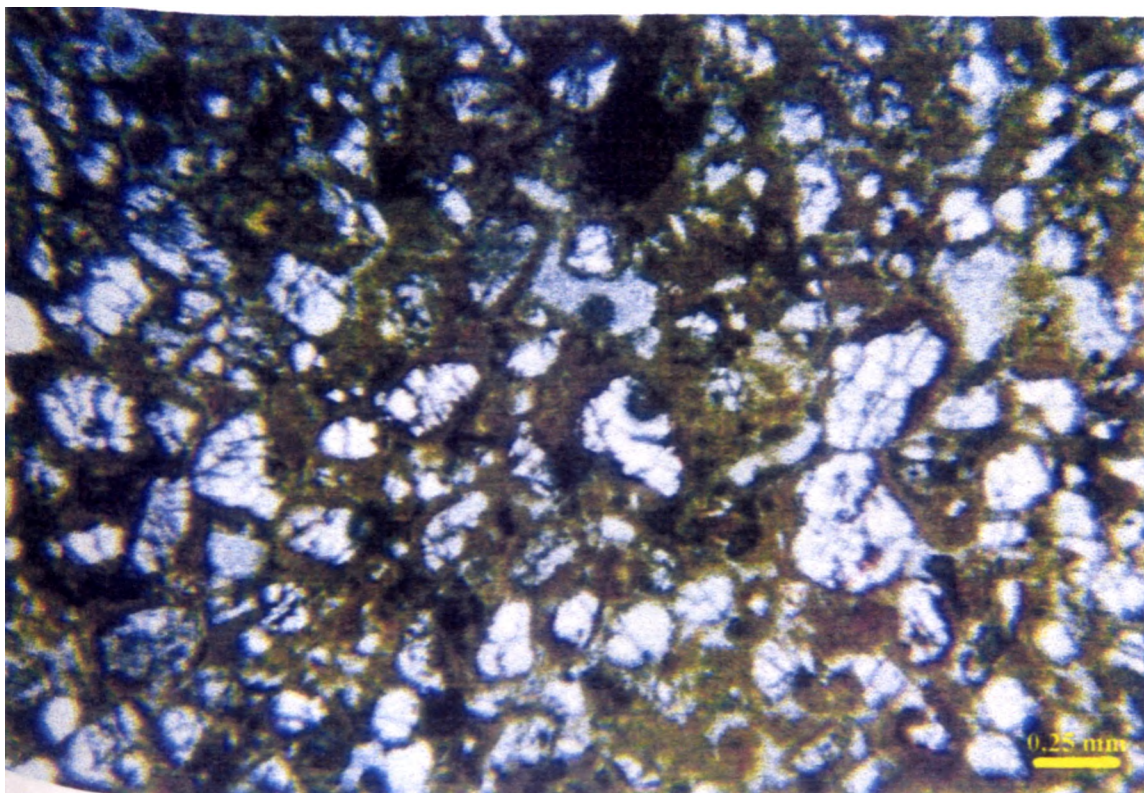


Figura 6.48 - Fotomicrografia do solo HB11 mostrando a APE porfirogrânica e o predomínio dos grãos de quartzo sobre o plasma (MOt, N//). Aumento: 40X.

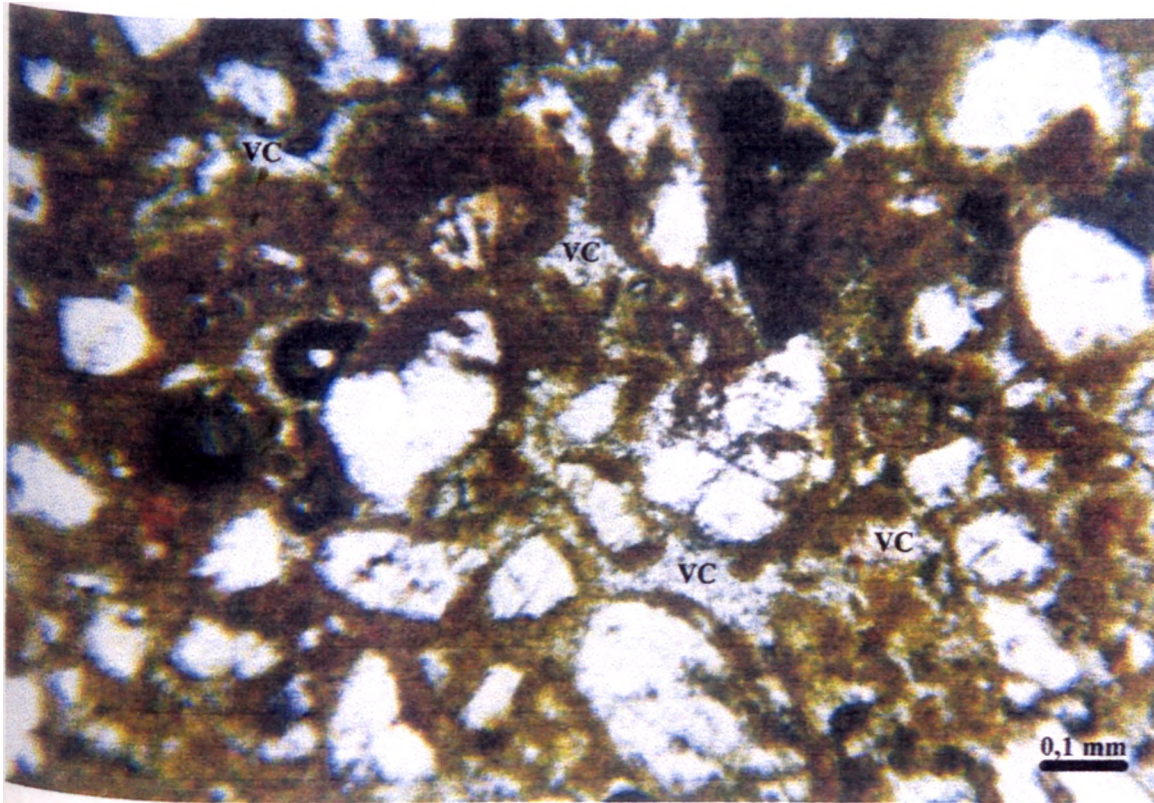


Figura 6.49 - Fotomicrografia do solo HB11 mostrando APE porfirógrânica e vazios compactos (VC). (MOt, N//). Aumento: 90X.

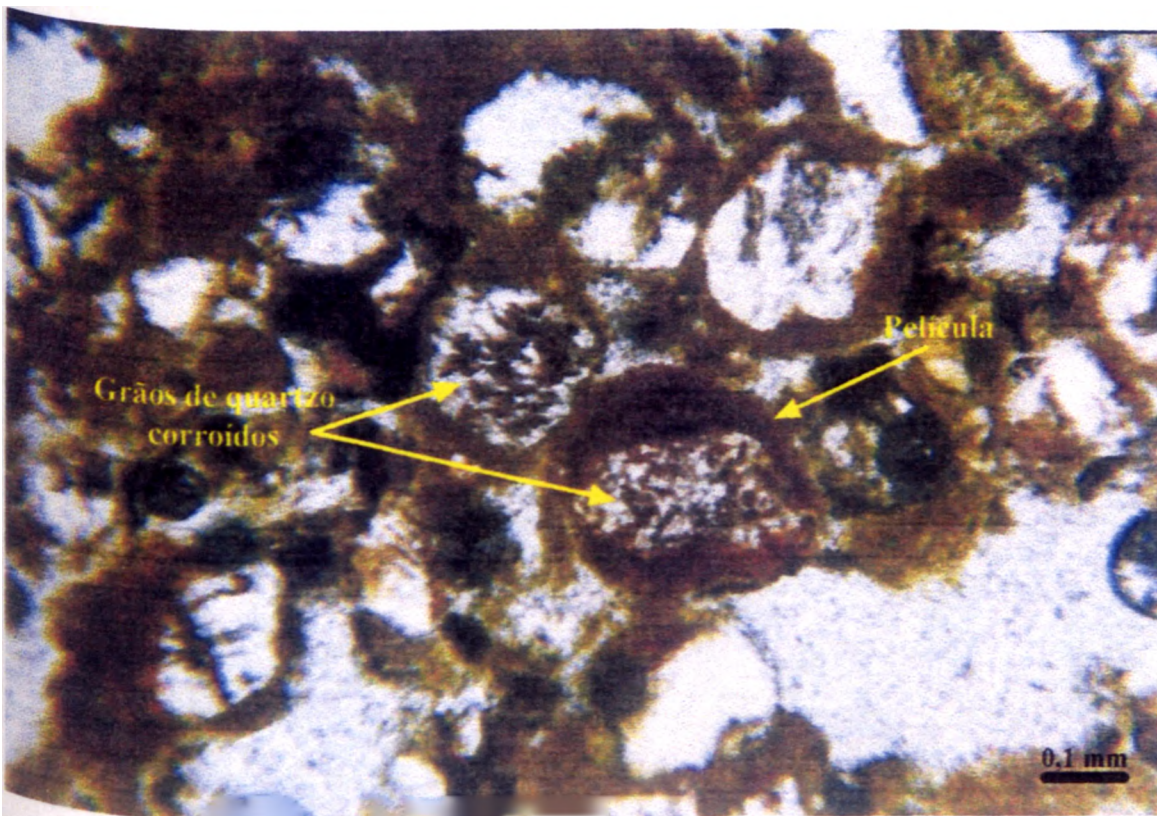


Figura 6.50 - Grãos de quartzo fortemente corroídos e com películas de plasma (solo HB11). (MOt, N//). Aumento: 90X.

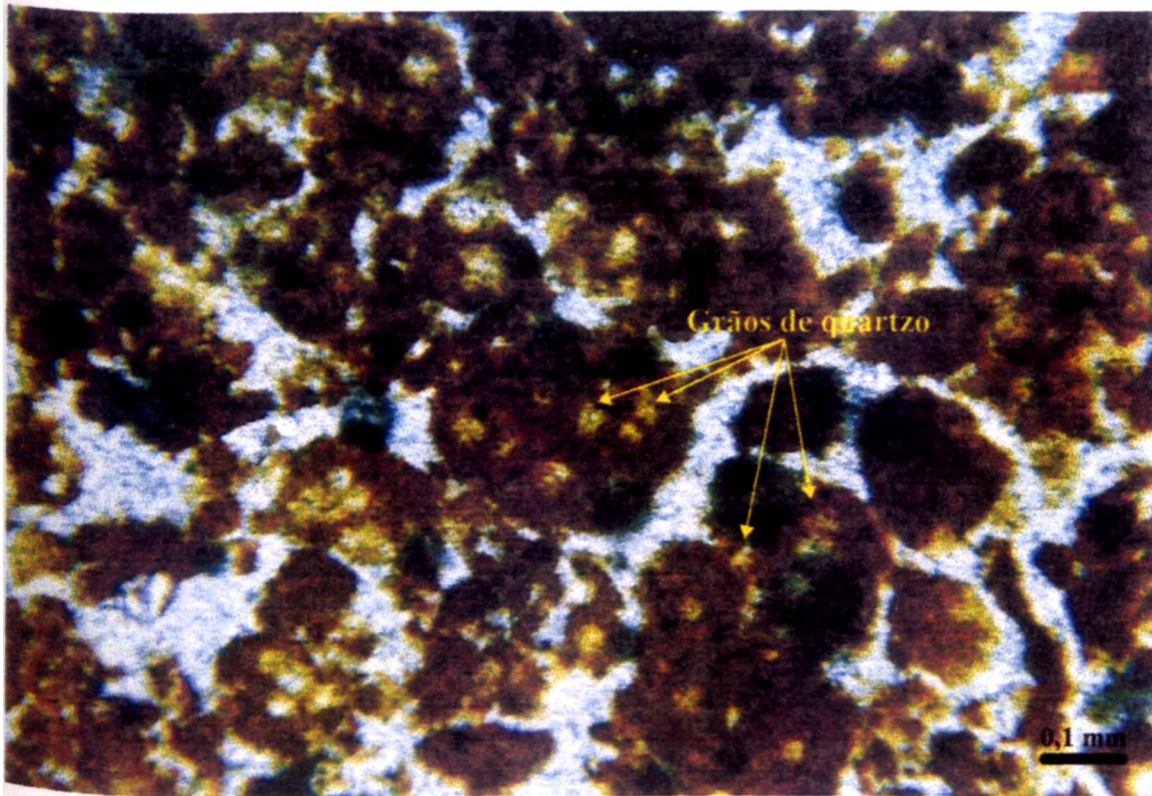


Figura 6.51 - Fotomicrografia do solo HB9a mostrando APE granular-intertéxica, os grãos de quartzo no interior de agregados e os vazios compactos. (MOt, N//). Aumento: 90X.

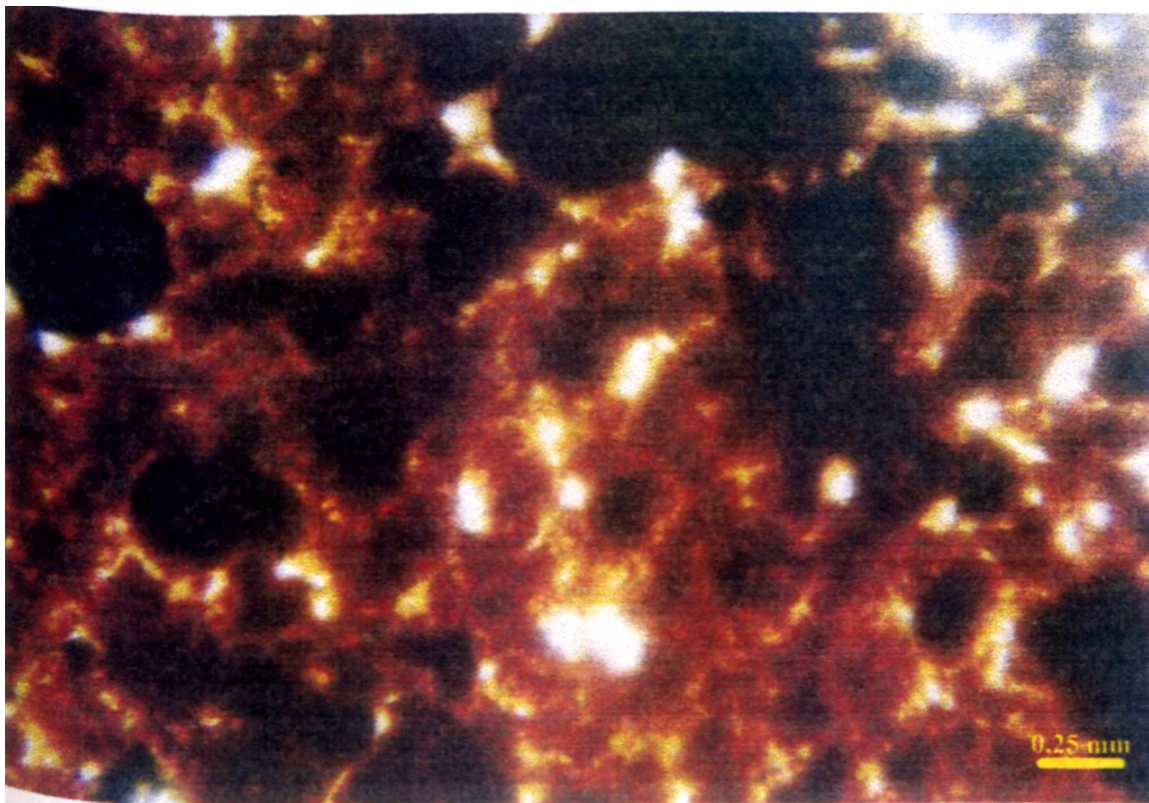


Figura 6.52 - Fotomicrografia do solo HB9a mostrando o predomínio dos agregados granulares. (MOt, N//). Aumento: 40X.

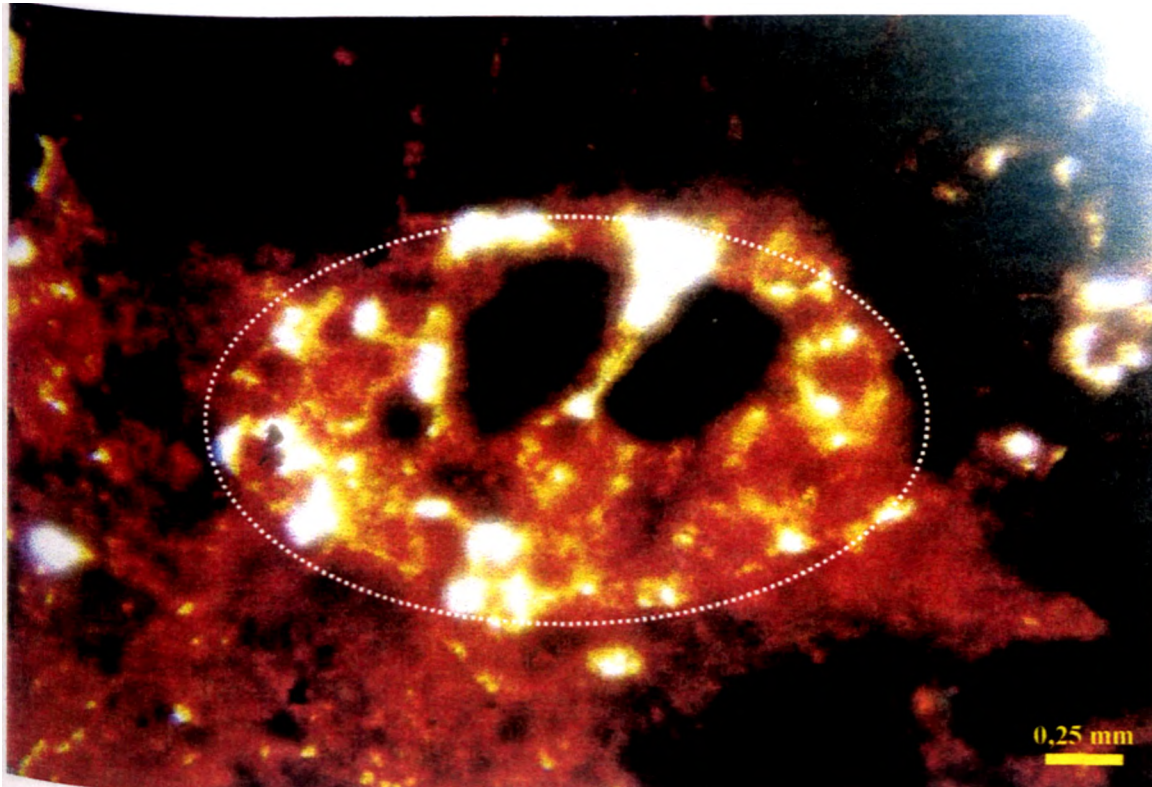


Figura 6.53 - bioturbação arredondada e preenchida por agregados de argila, observada no solo HB9a. (MOt, N//). Aumento: 40X.

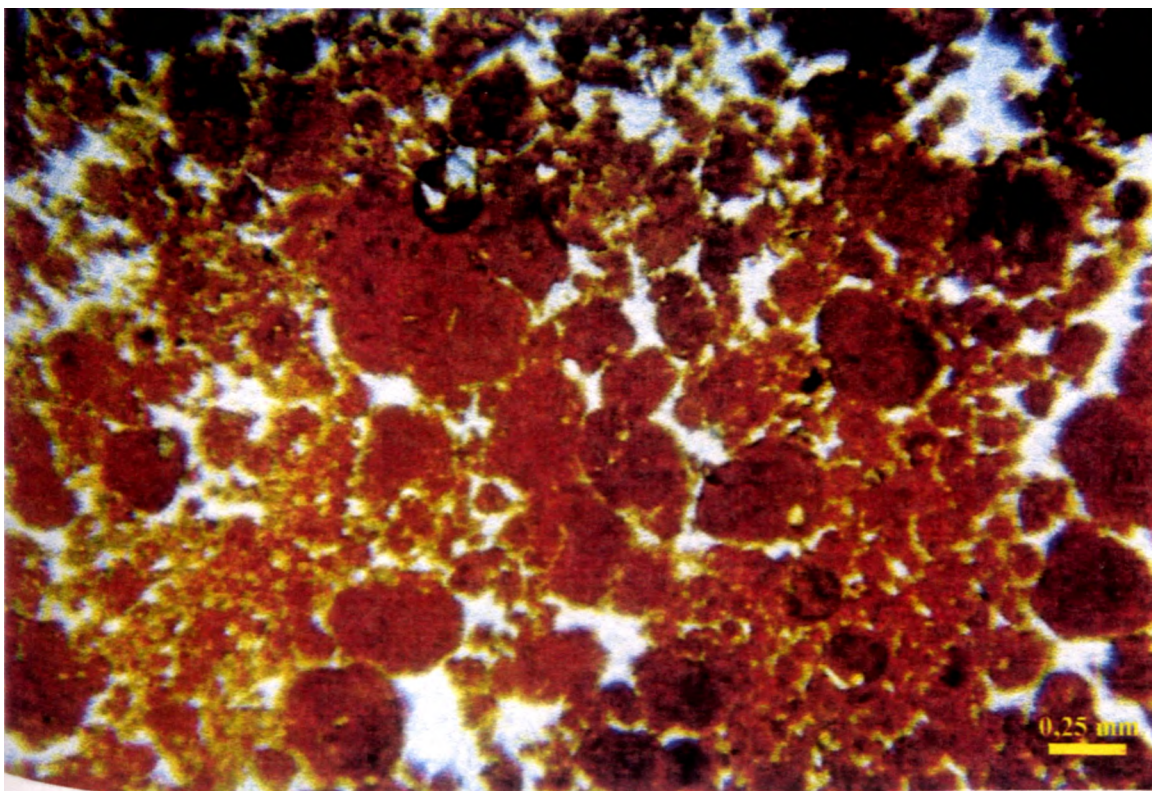
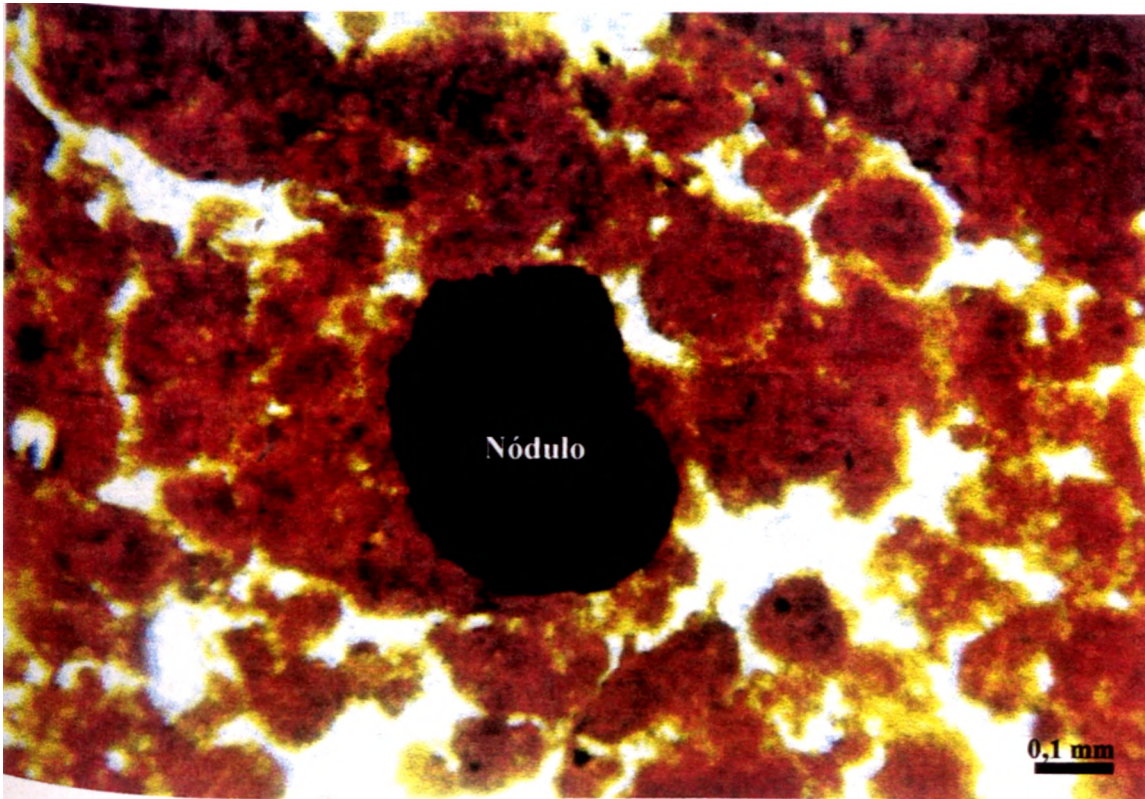


Figura 6.54 - Fotomicrografia mostrando a APE granular-intertéxica, agregados arredondados e vazios compactos do solo HB9b. (MOt, N//). Aumento: 40X.



^ra ■ Nódulo de hematita do solo HB9b. (MOt, N//). Aumento: 90X.

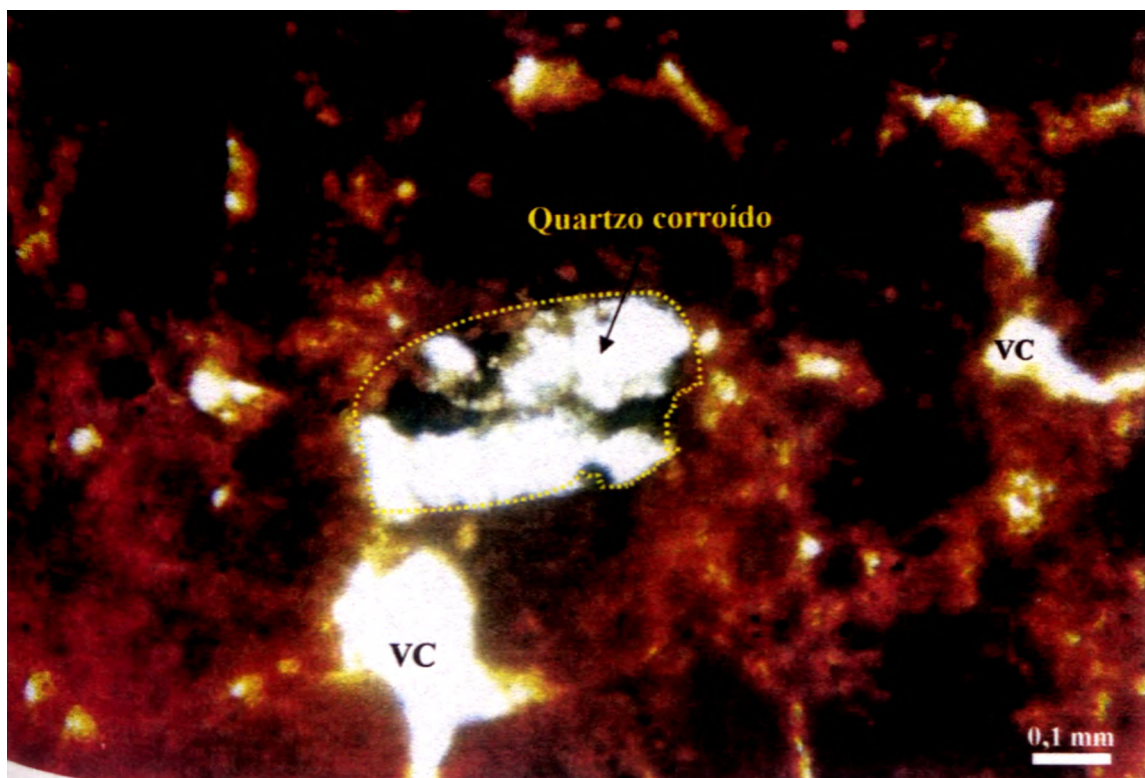


Figura 6.56 - Quartzo fortemente corroído e cercado por agregados e vazios compactos (VC) (MOt, N//) Aumento: 90X.

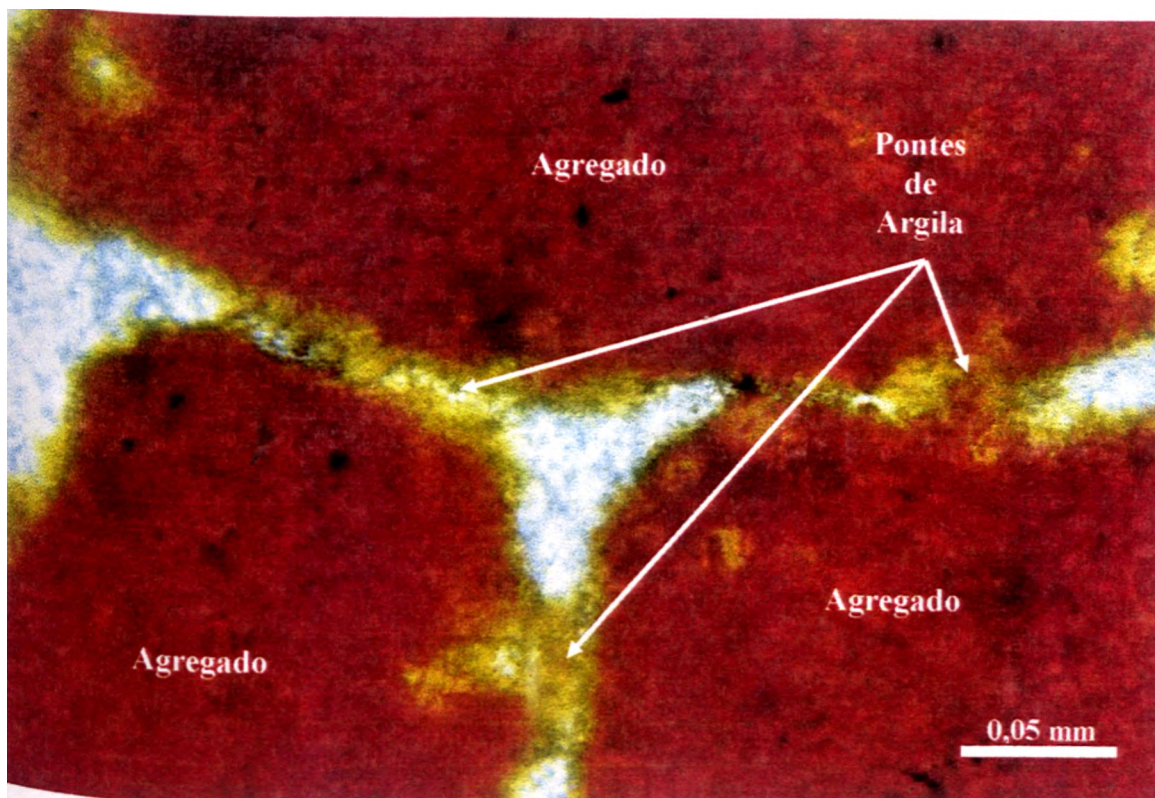


Figura 6.57 - Pontes de argila entre três agregados do solo HB9b. (MOt, N//). Aumento: 400X.

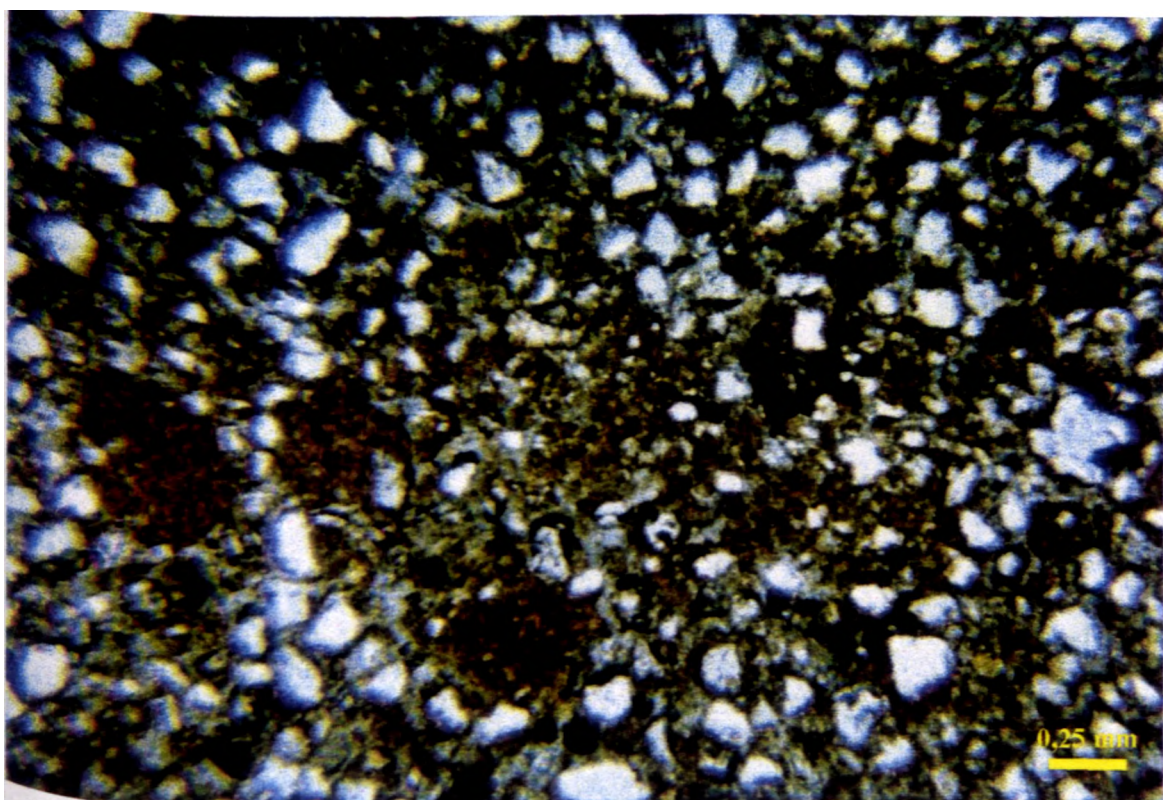


Figura 6.58 - Fotomicrografia do solo HB10 mostrando a APE aglomeroplásmica e o predomínio dos grãos de quartzo sobre o plasma. (MOt, N//). Aumento: 40X.

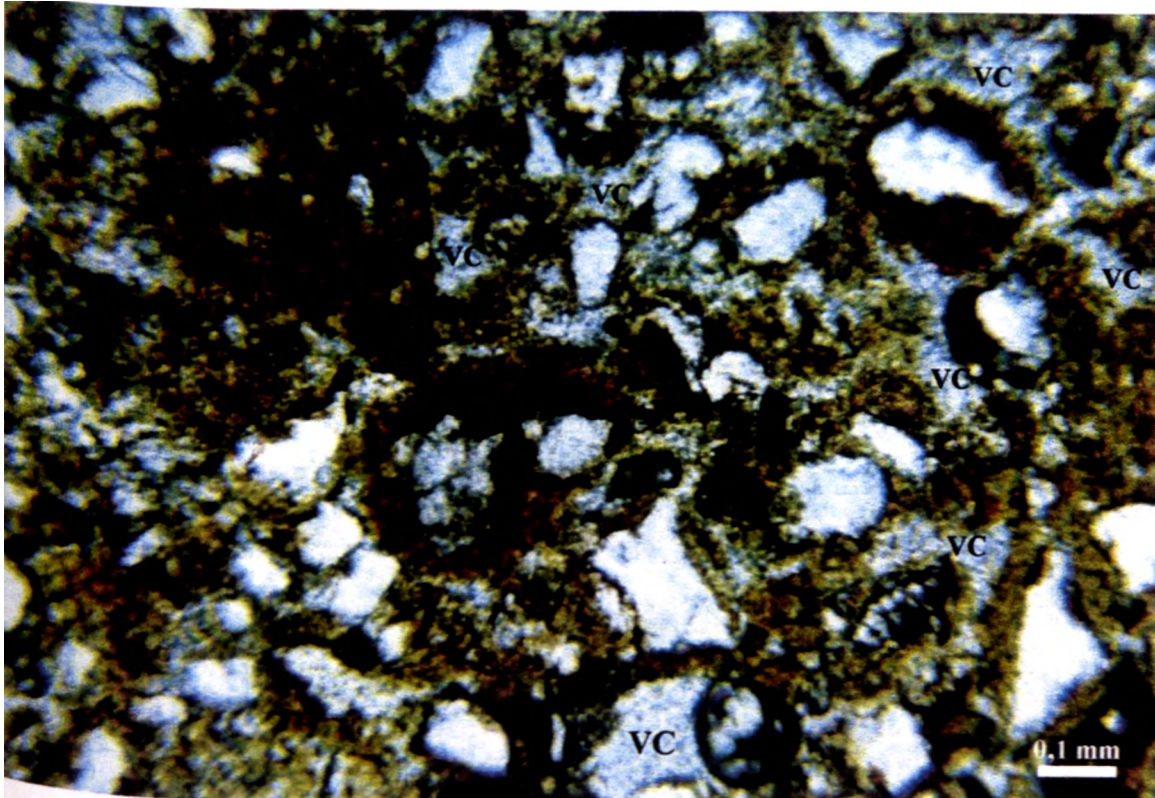


Figura 6.59 - Fotomicrografia do solo HB10 mostrando a APE aglomeroplásmica, o plasma aséptico e alguns vazios compactos (VC). (MOt, N//). Aumento: 90X.

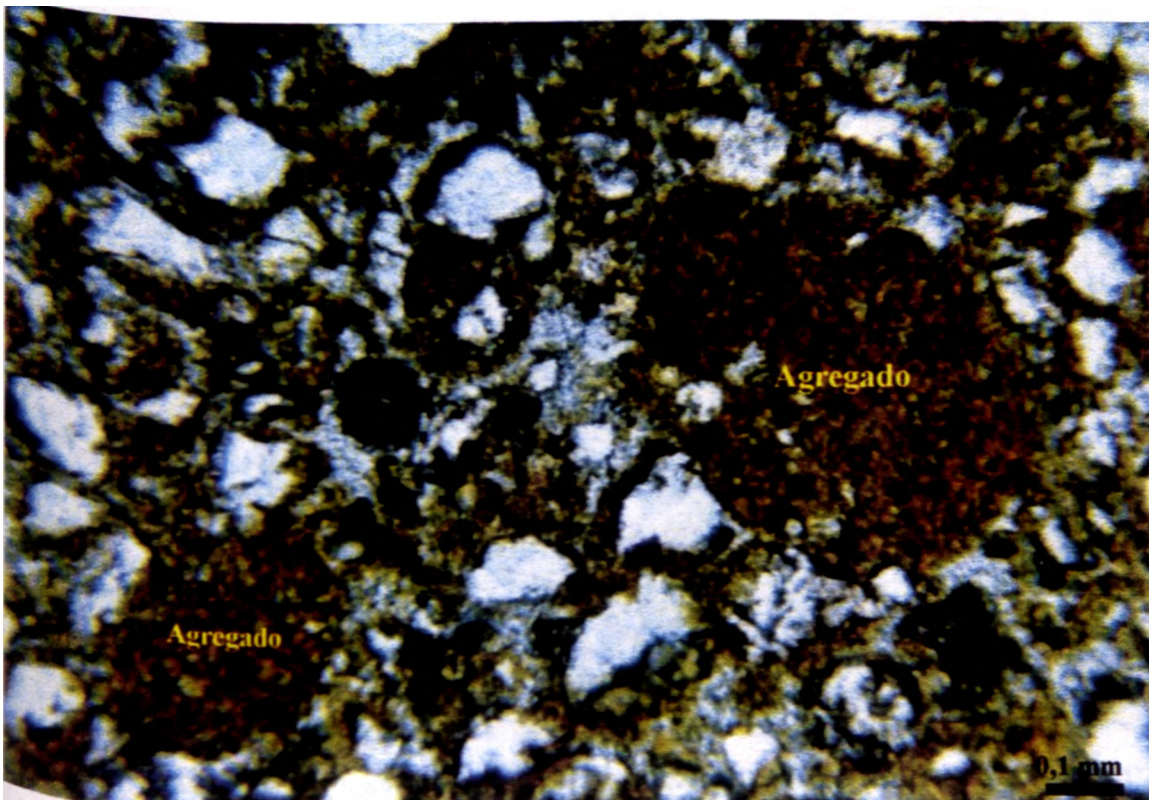


Figura 6.60 - Agregados no interior do solo HB10. (MOt, N//). Aumento: 90X

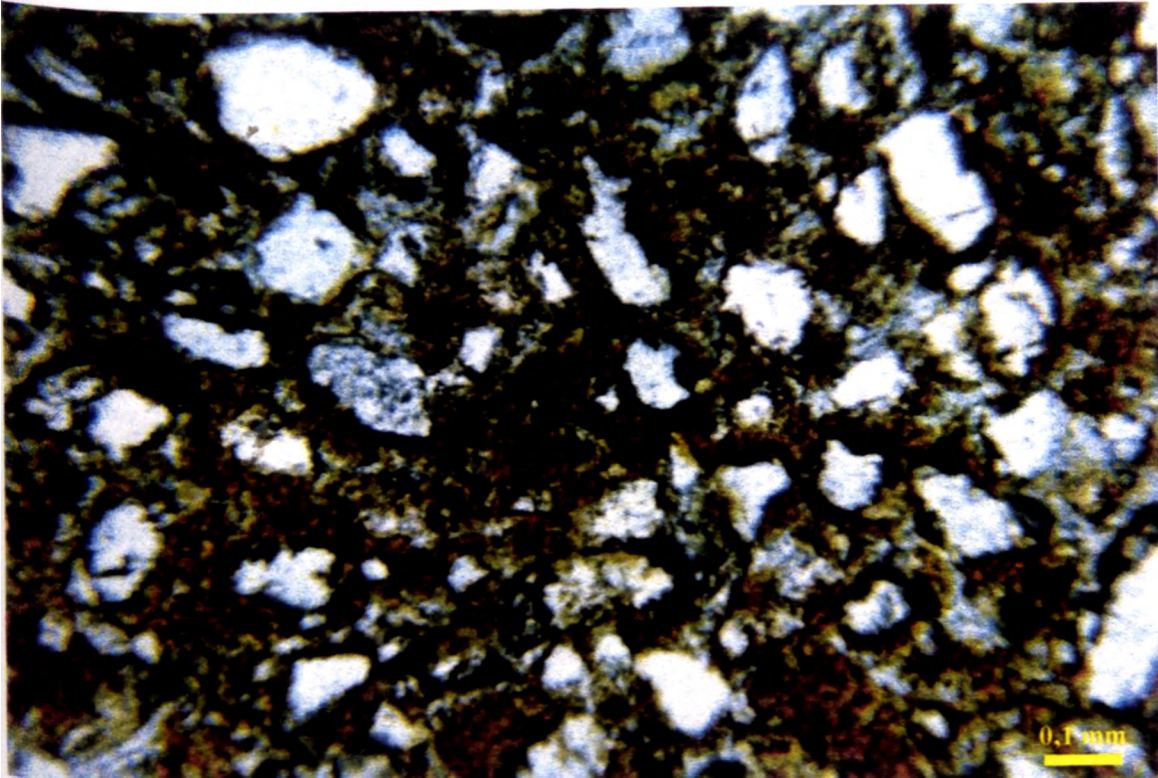


Figura 6.61 - Grãos de quartzo subarredondados a subangulosos dispersos no solo HB10.
(MOt, N//). Aumento: 90X.

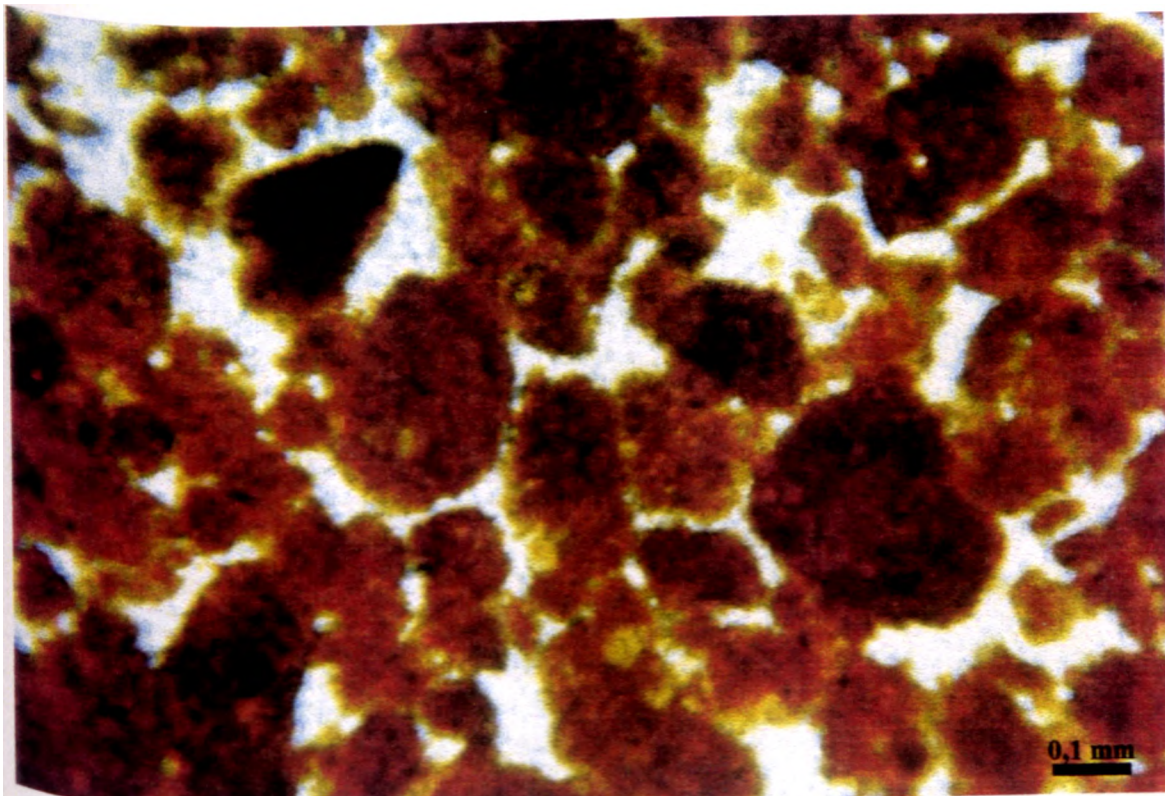


Figura 6.62 - Agregados, na maioria em blocos, e os vazios compactos simples que constituem o solo HB12. (MOt, N//). Aumento: 90X

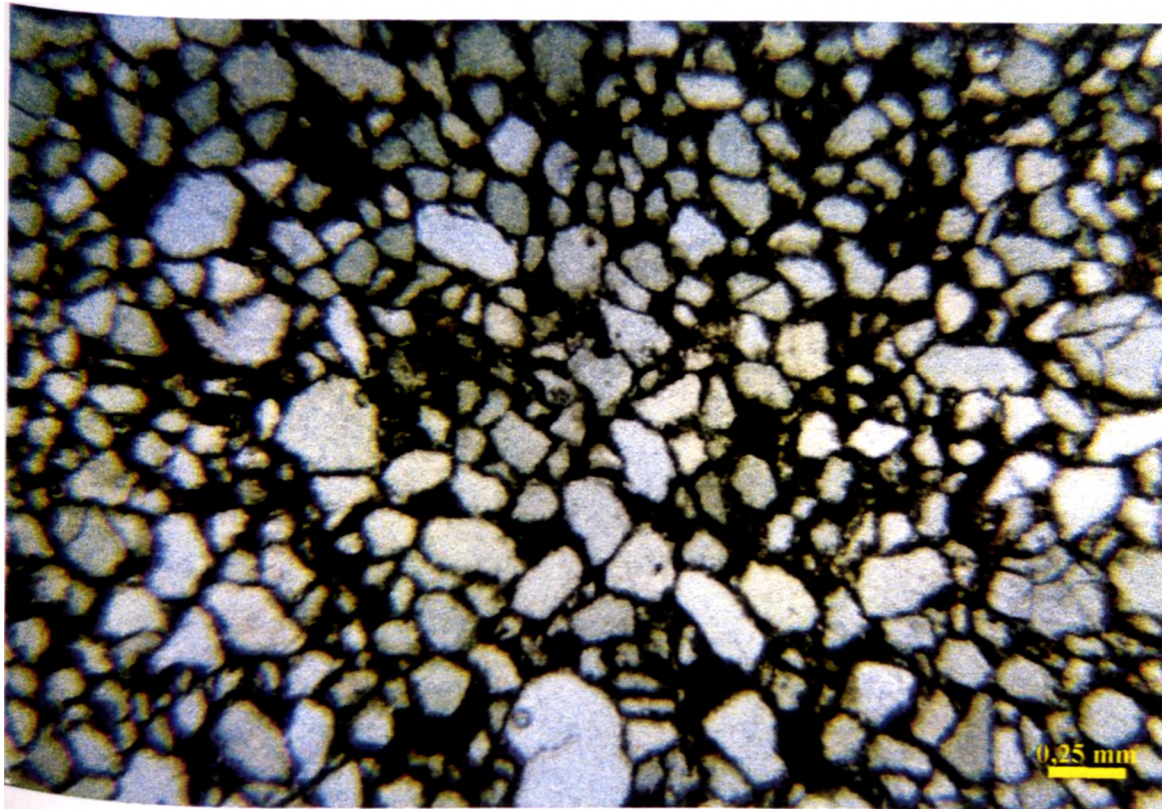


Figura 6.63 - Fotomicrografia do solo ZM3 mostrando a APE aglomeroplásmica e o domínio dos grãos de quartzo sobre o plasma. (MOt, N//). Aumento. 40X.

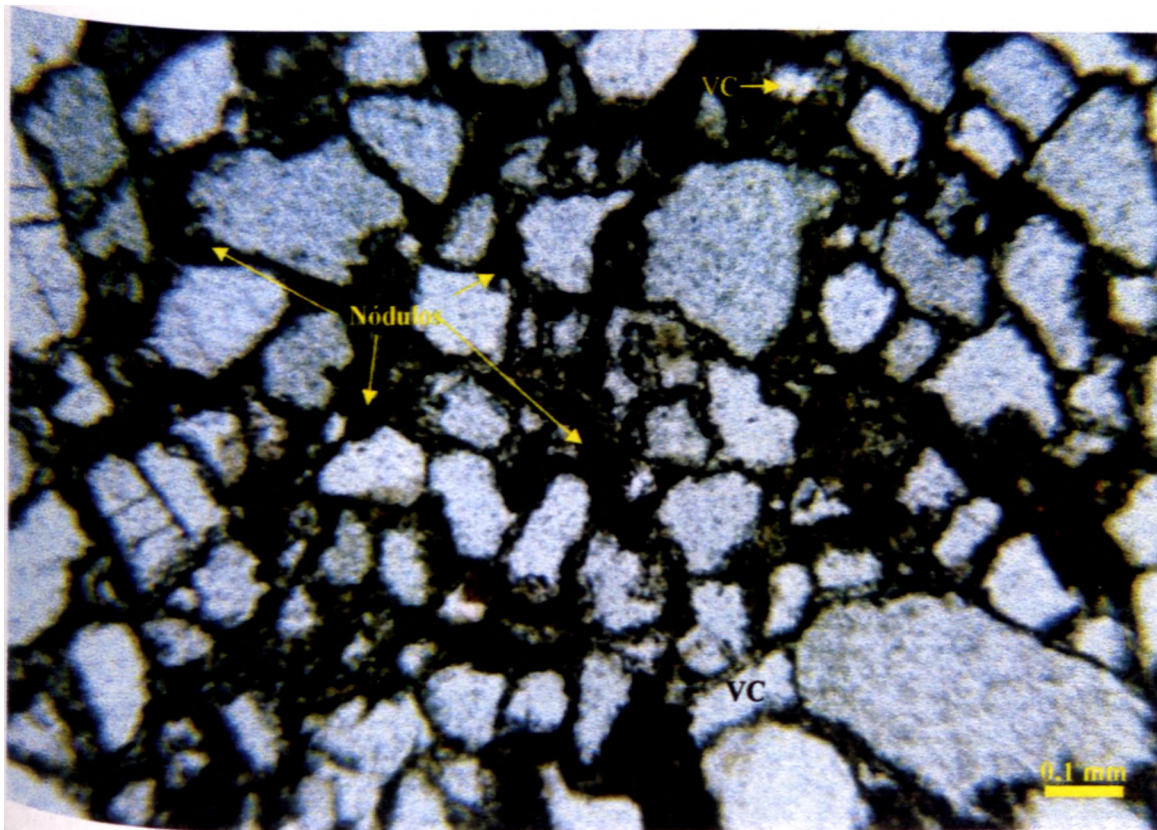


Figura 6.64 - Grãos de quartzo dispersos no plasma aséptico no solo ZM3. Vazios compactos (VC), onde alguns são preenchidos por nódulos de hematita. (MOt, N//). Aumento: 90X.

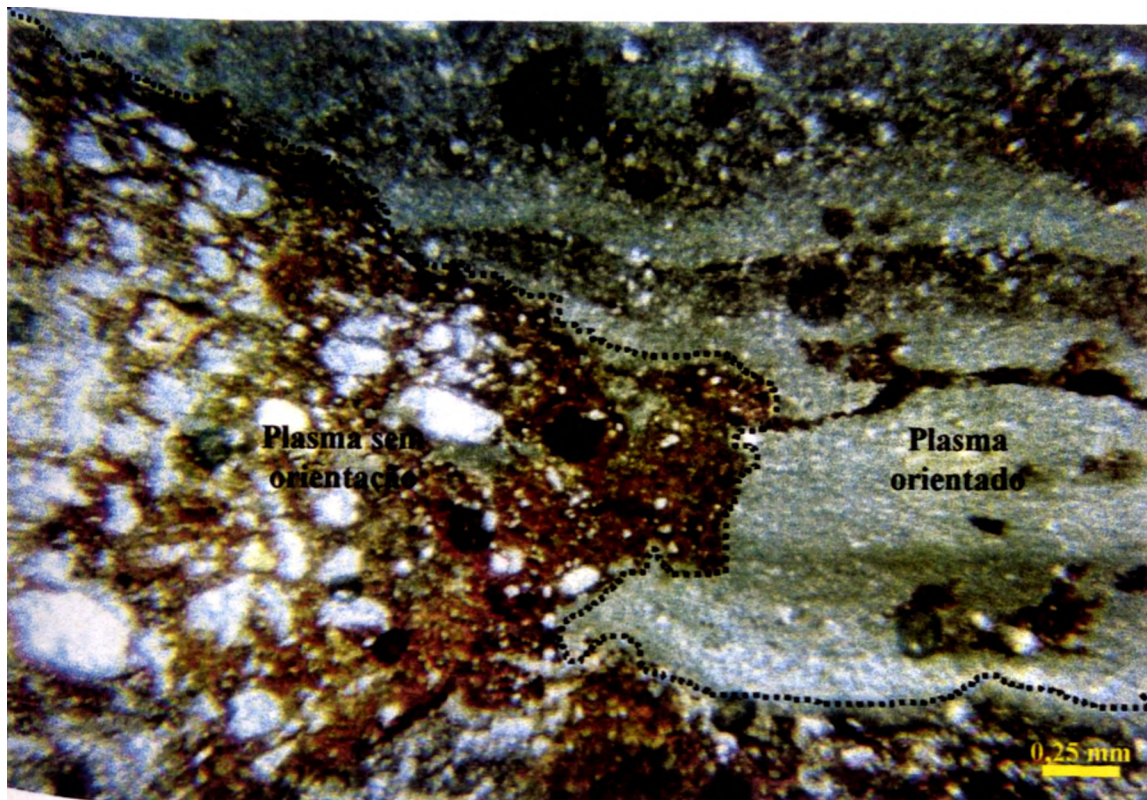


Figura 6.65- Fotomicrografia do solo ZM5 que mostra o plasma inséptico (MOt, N//). Aumento: 40X.

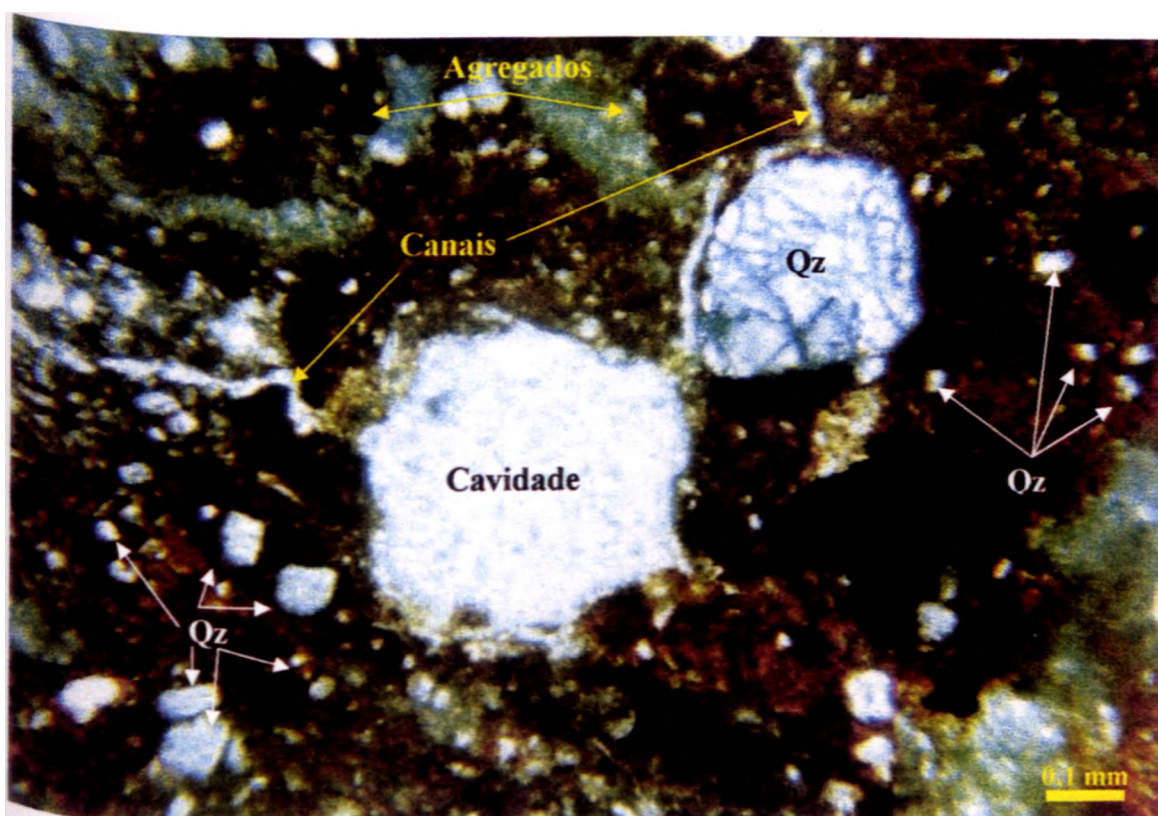


Figura 6.66 - Fotomicrografia mostrando vazios dos tipos canal e cavidade, agregados e a de tamanhos dos grãos de quartzo (Qz) no solo ZM5. (MOt. N//). Aumento: 90X.

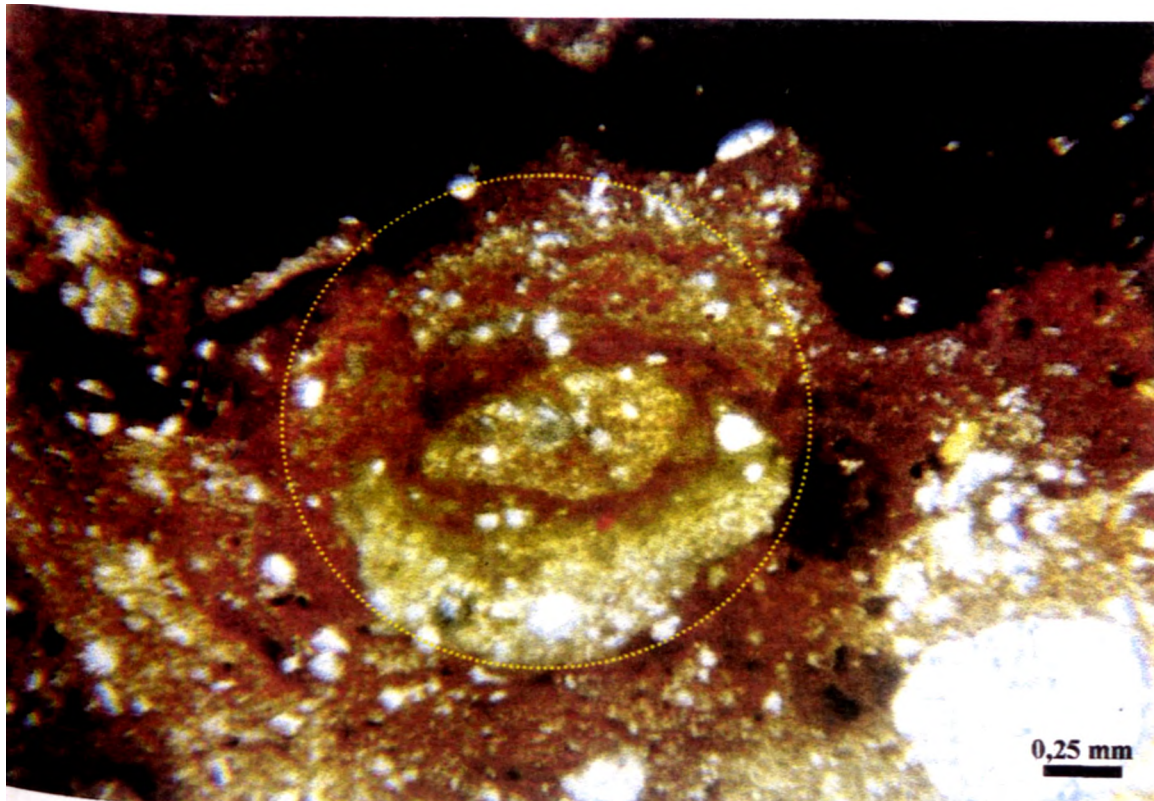


Figura 6.67 - Acumulação de oxi-hidróxidos de Fe muito fino na matriz, de forma bondada, no centro da fotomicrografia do solo ZM5 (MOt, N//). Aumento: 40X.

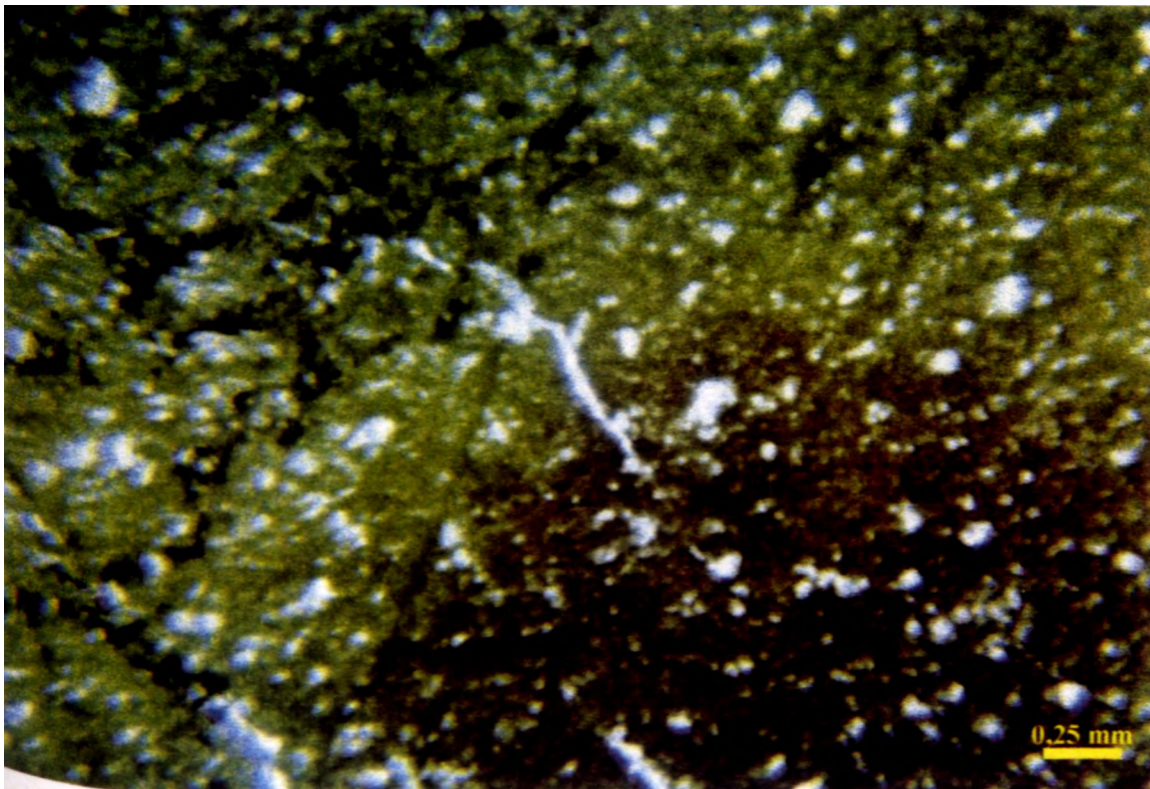


Figura 6.68 - Fotomicrografia do solo ZM6 mostrando a APE porfirogrânica. (MOt, N//).

Aumento: 40X.

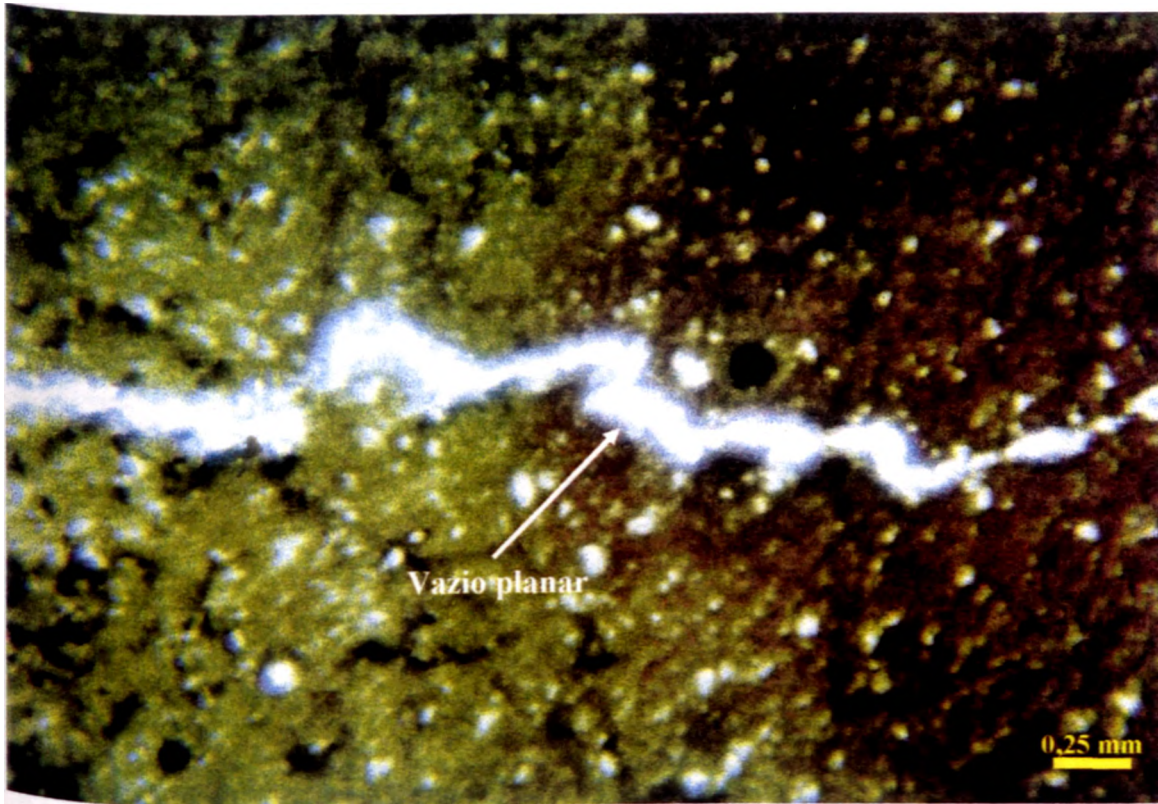


Figura 6.69 - Vazio do tipo planar encontrado no solo ZM6. (MOt. N//). Aumento: 40X.

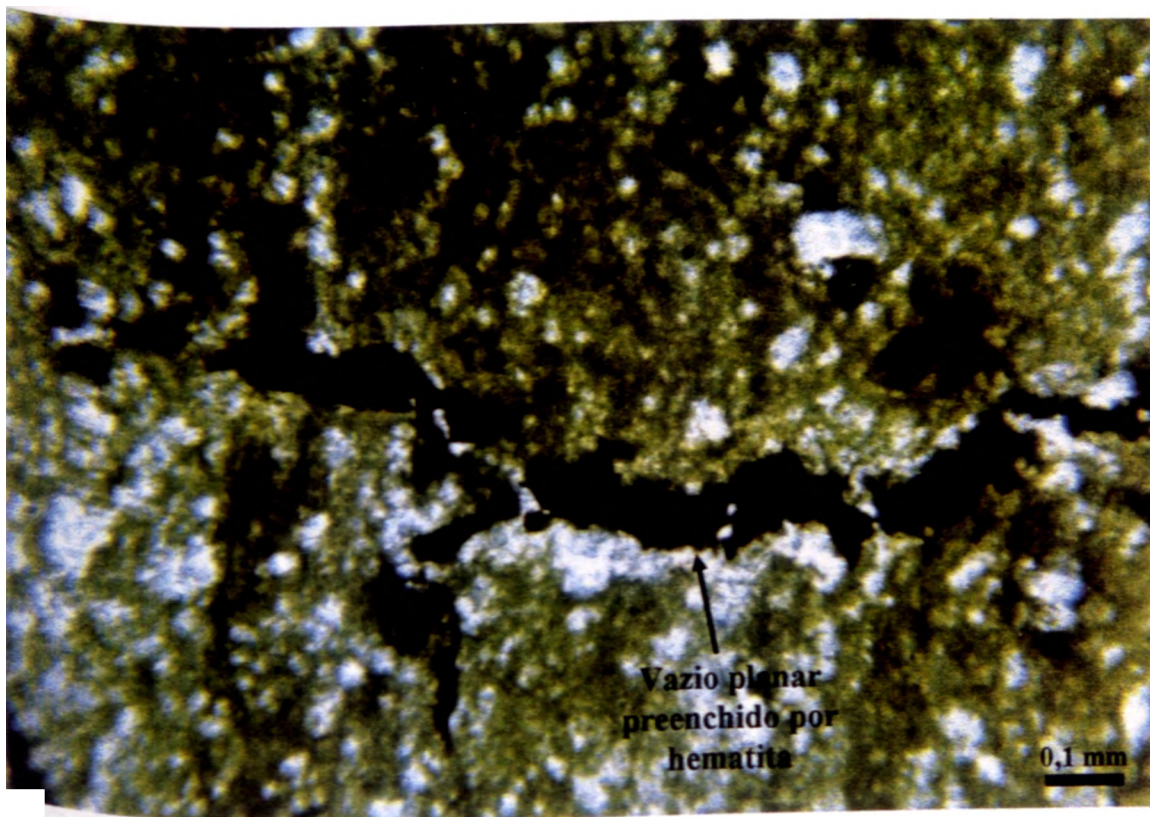


Figura 6.70 - Vazio planar preenchido por hematita identificado no solo ZM6. (MOt, N//). Aumento: 90X.

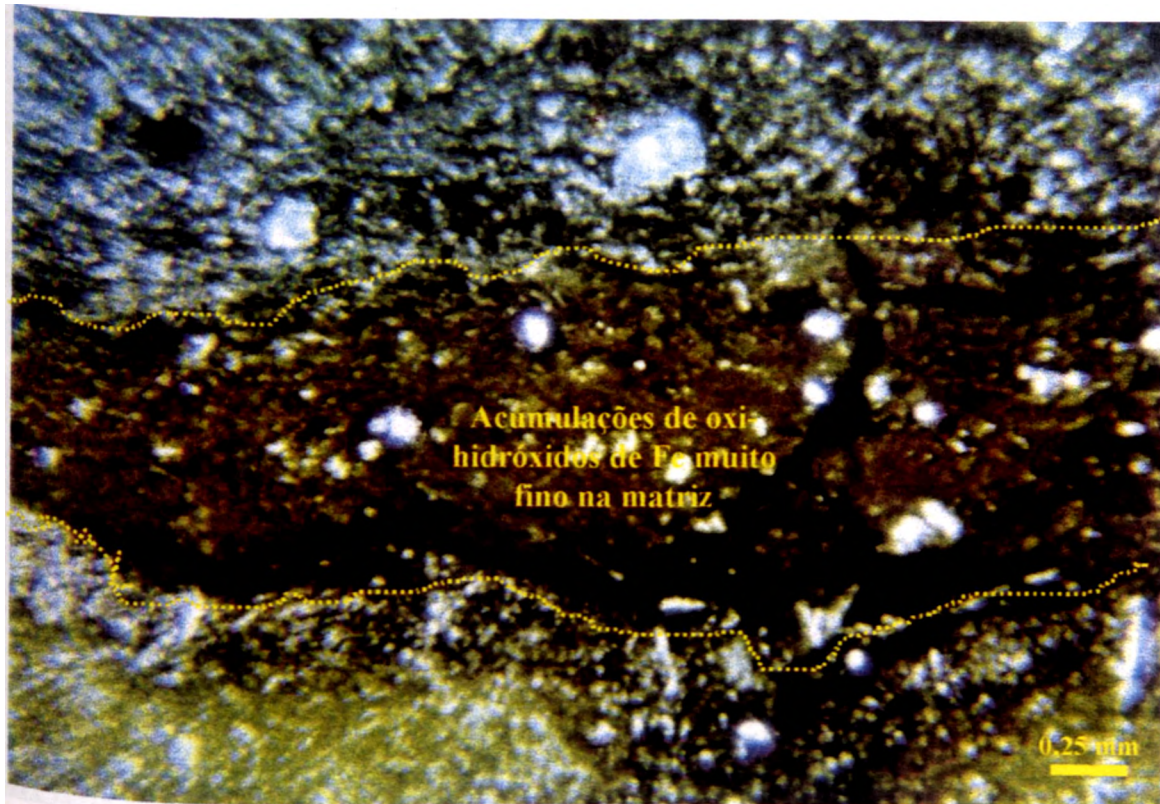


Figura 6.71 - Fotomicrografia mostrando acumulação de oxi-hidróxidos de Fe muito fino na matriz, ocorrendo na forma linear no solo ZM6. (MOt, N//). Aumento: 40X.

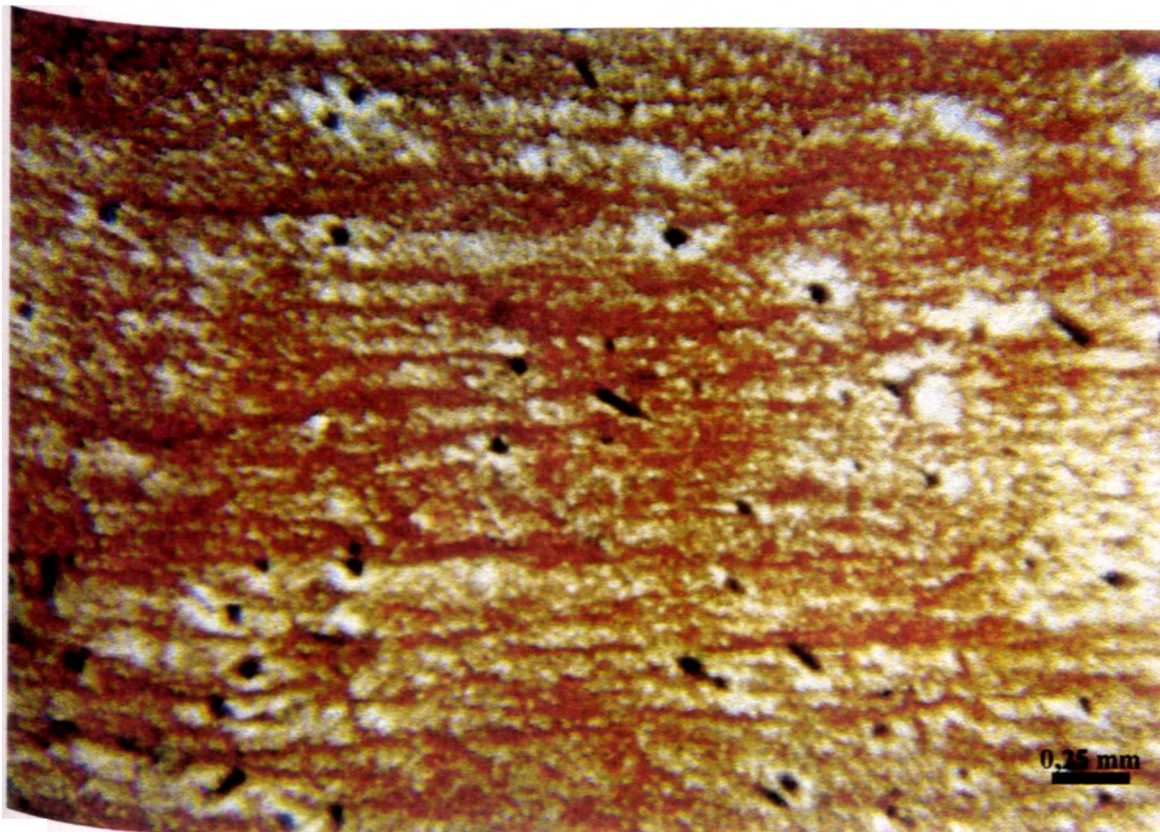


Figura 6.72 - Fotomicrografia do solo SF1 mostrando a APE porfirogrânica e o predomínio do plasma em relação ao esqueleto (MOt, N//) Aumento: 40X.

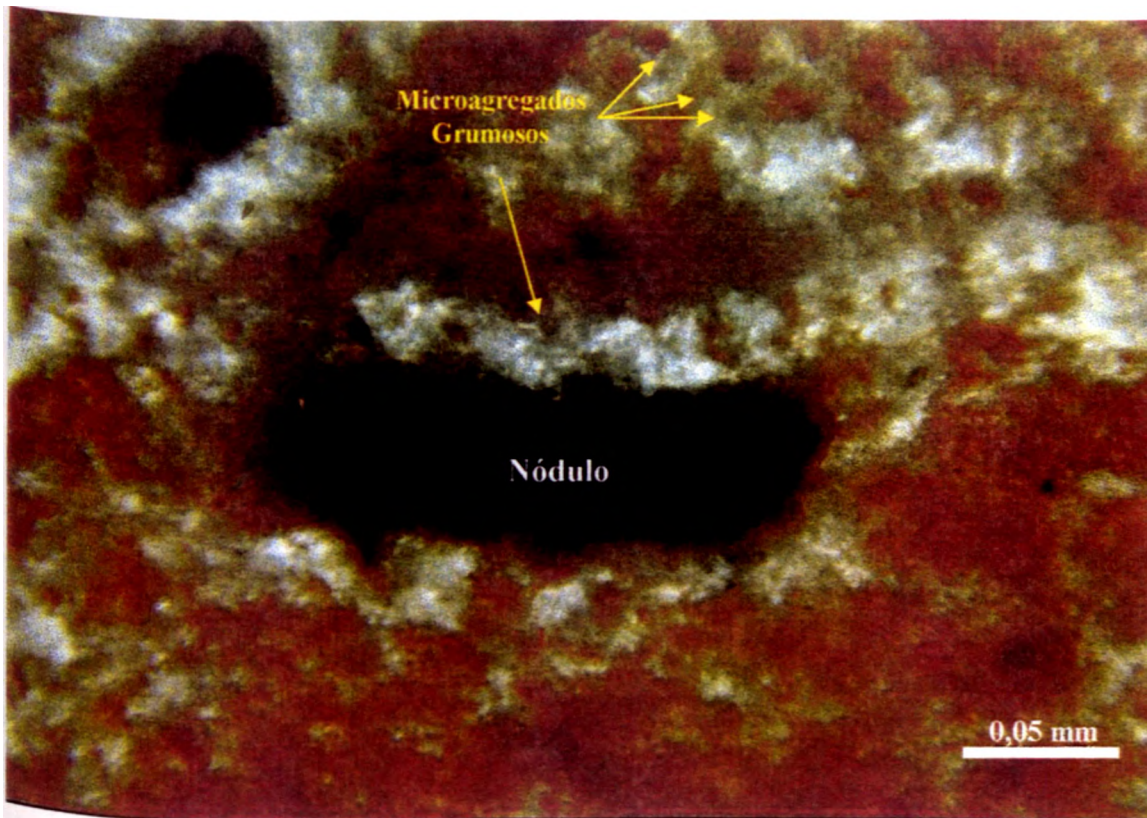


Figura 6.73 - Nódulo prismático gerado pela limonitização da pirita no solo SF1. Também

pode ser observado microagregados grumosos (MOt, N//). Aumento: 400X.

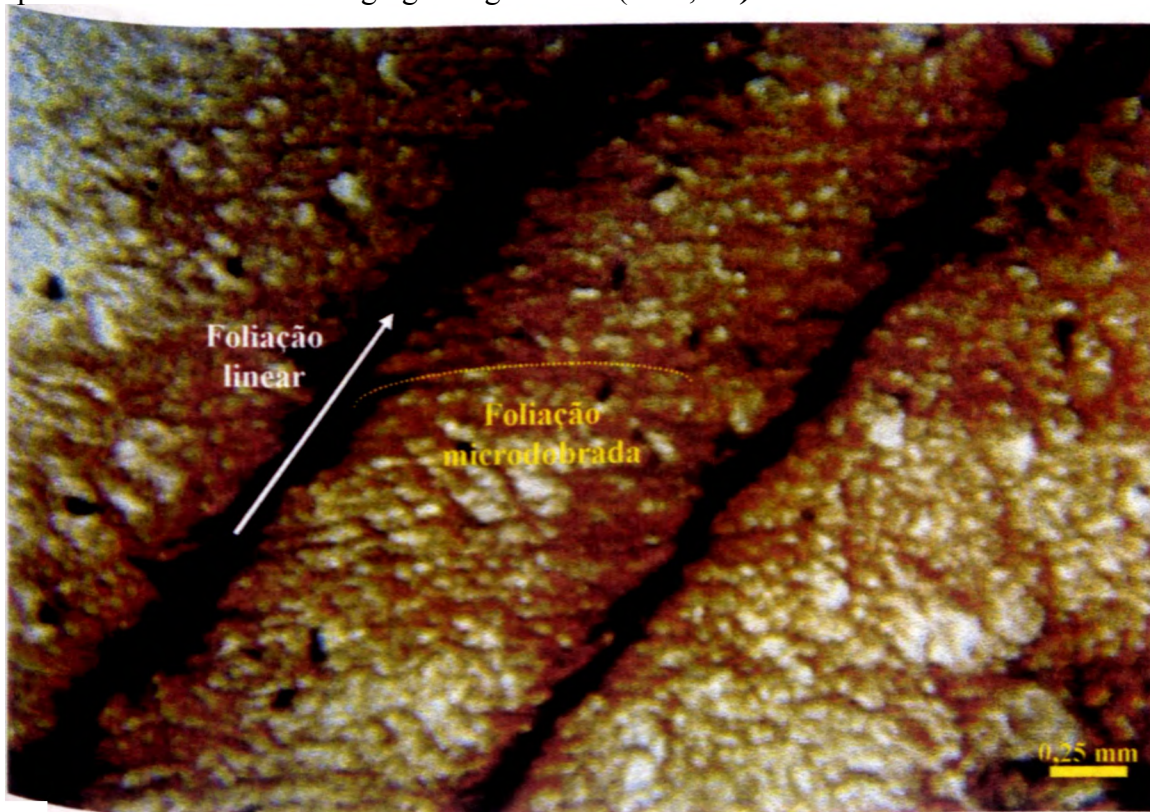


Figura 6.74 - Foliações mais proeminentes do solo SF1. (MOt, N//). Aumento: 40X.

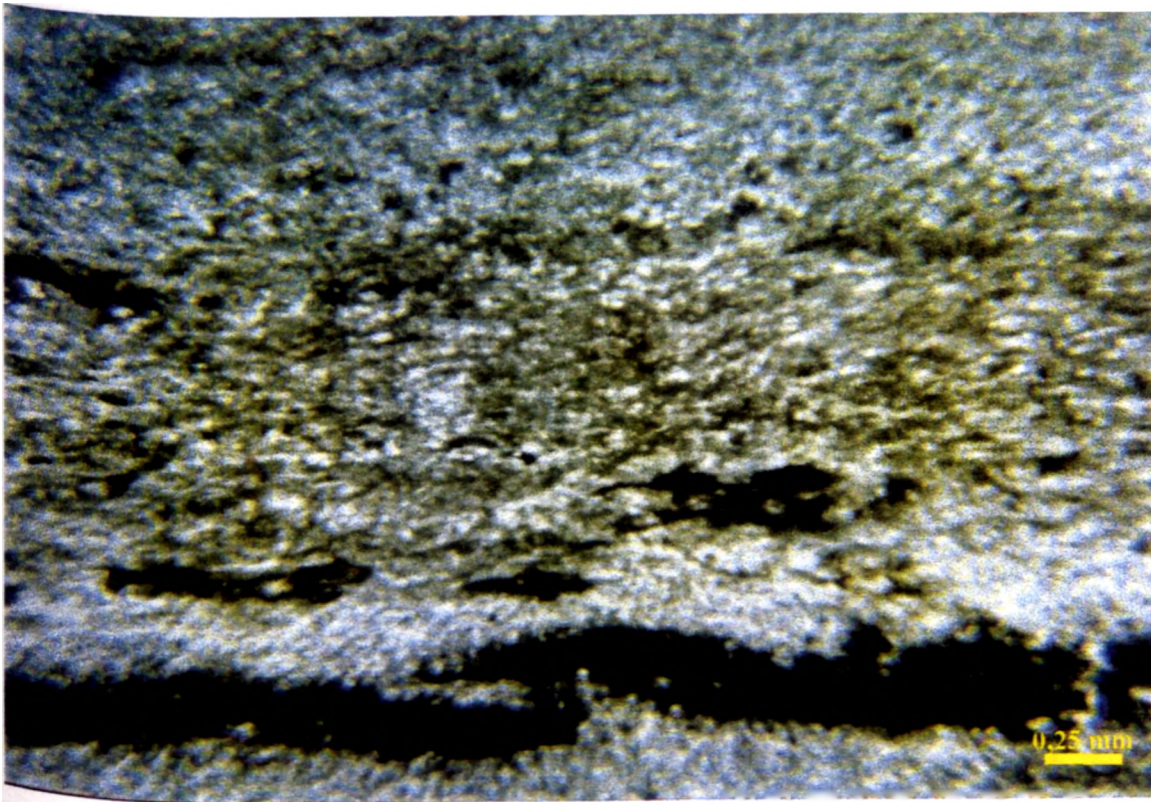


Figura 6.75 - Fotomicrografia do solo SF2 mostrando a APE porfirogrânica. (MOt, N//). Aumento: 40X.

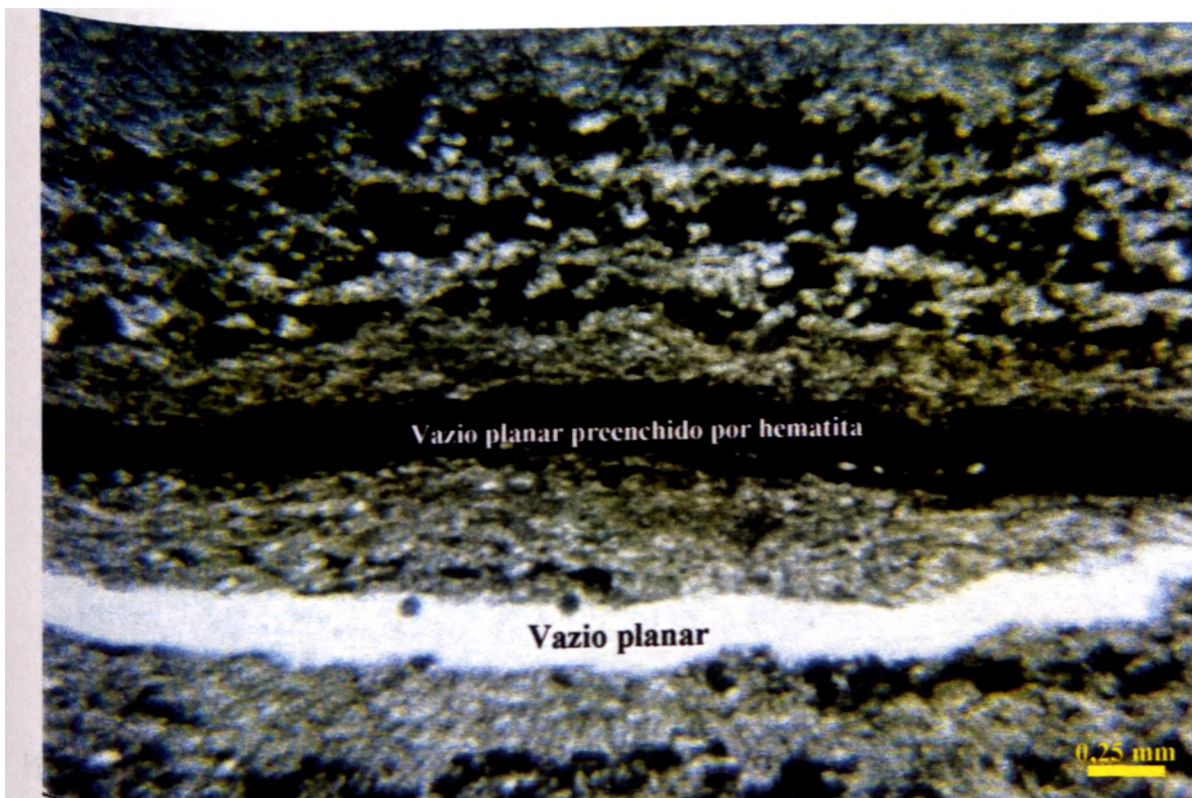


Figura 6.76 - Vazios planares, sendo que um deles é preenchido por hematita (solo SF2) (MOt, N//). Aumento: 40X.

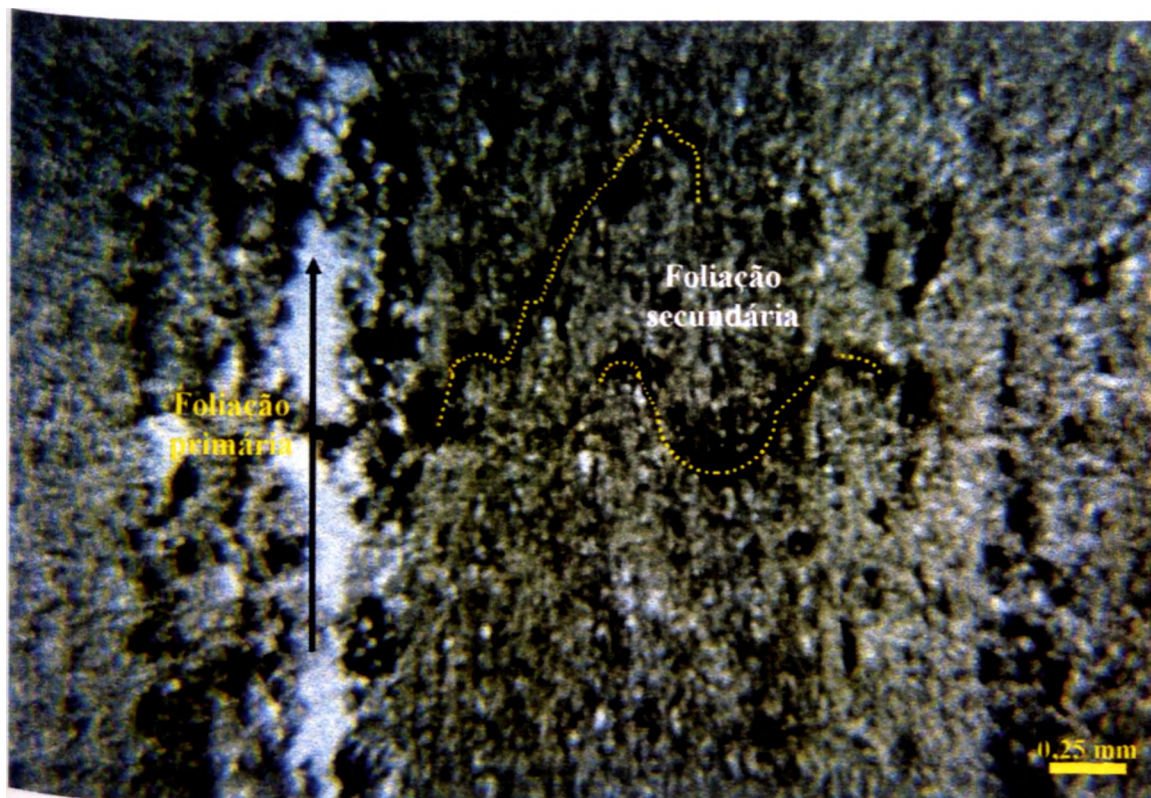


Figura 6.77 - Foliações primária e secundária do solo SF2. (MOt, N//). Aumento: 40X.

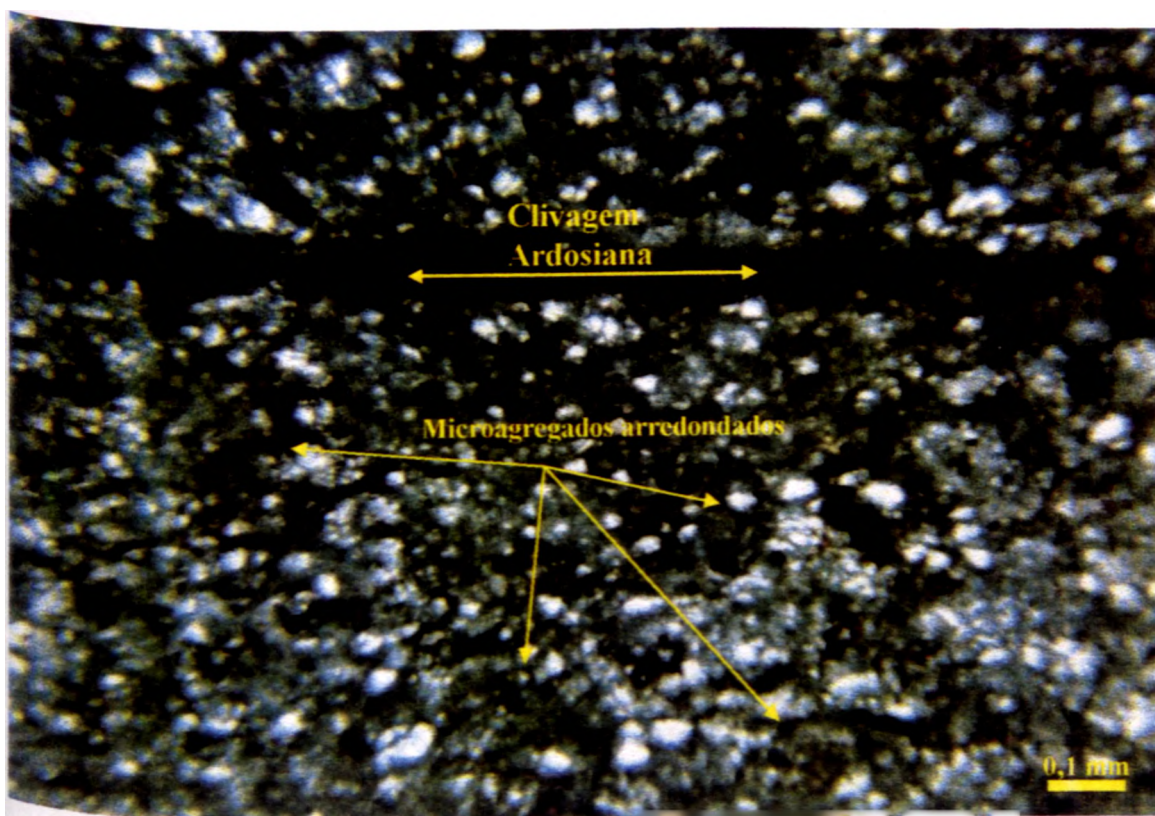


Figura 6.78 - Fotomicrografia do solo SF4 referente a LD com corte perpendicular à clivagem ardosiana, onde é possível observar microagregados arredondados (MOt, N//). Aumento 90X.

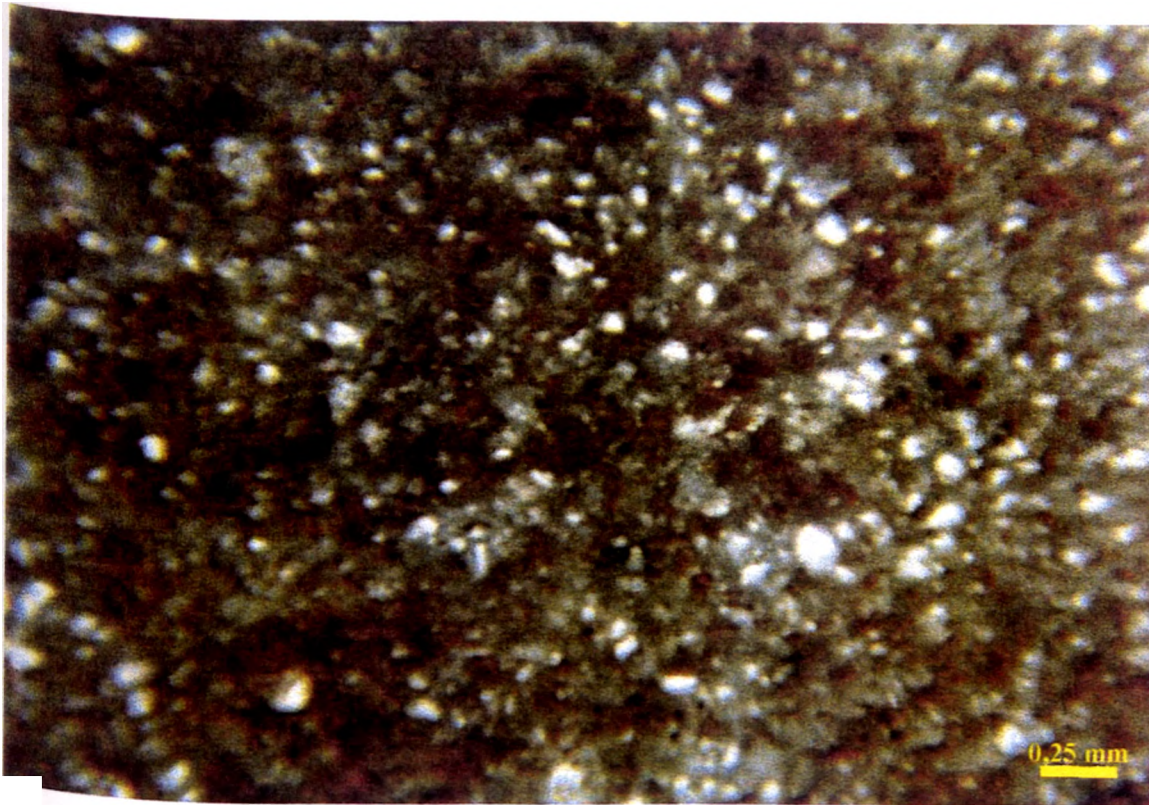


Figura 6.79 - Fotomicrografia do solo SF4 referente a LD com corte paralelo à clivagem ardósiana (MOt, N//). Aumento: 40X.

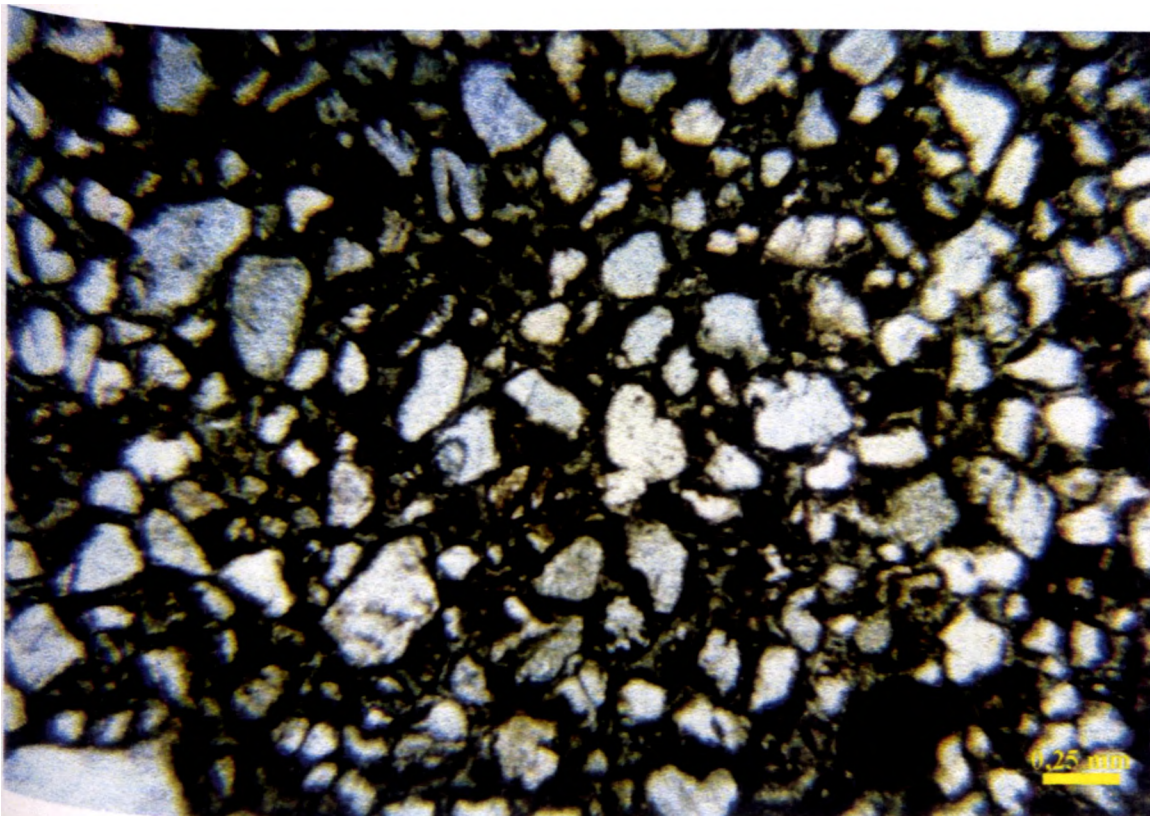


Figura 6.80 - Fotomicrografia do solo SF8 mostrando a APE intertética-aglomeroplásmica e de quartzo em relação ao plasma. (MOt, N//). Aumento: 40X.

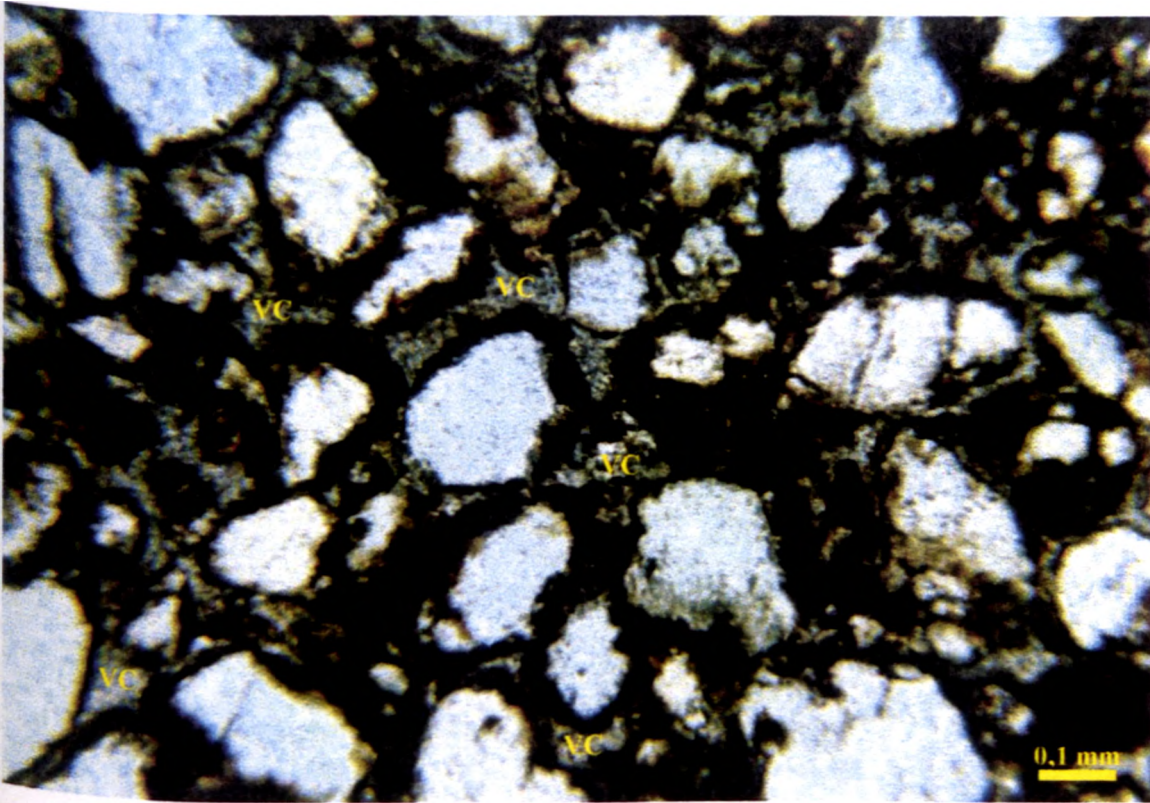


Figura 6.81 - Fotomicrografia do solo SF8 mostrando a APE intertética-aglomeroplásmica e os vazios compactos (VC). (MOt, N//). Aumento: 90X

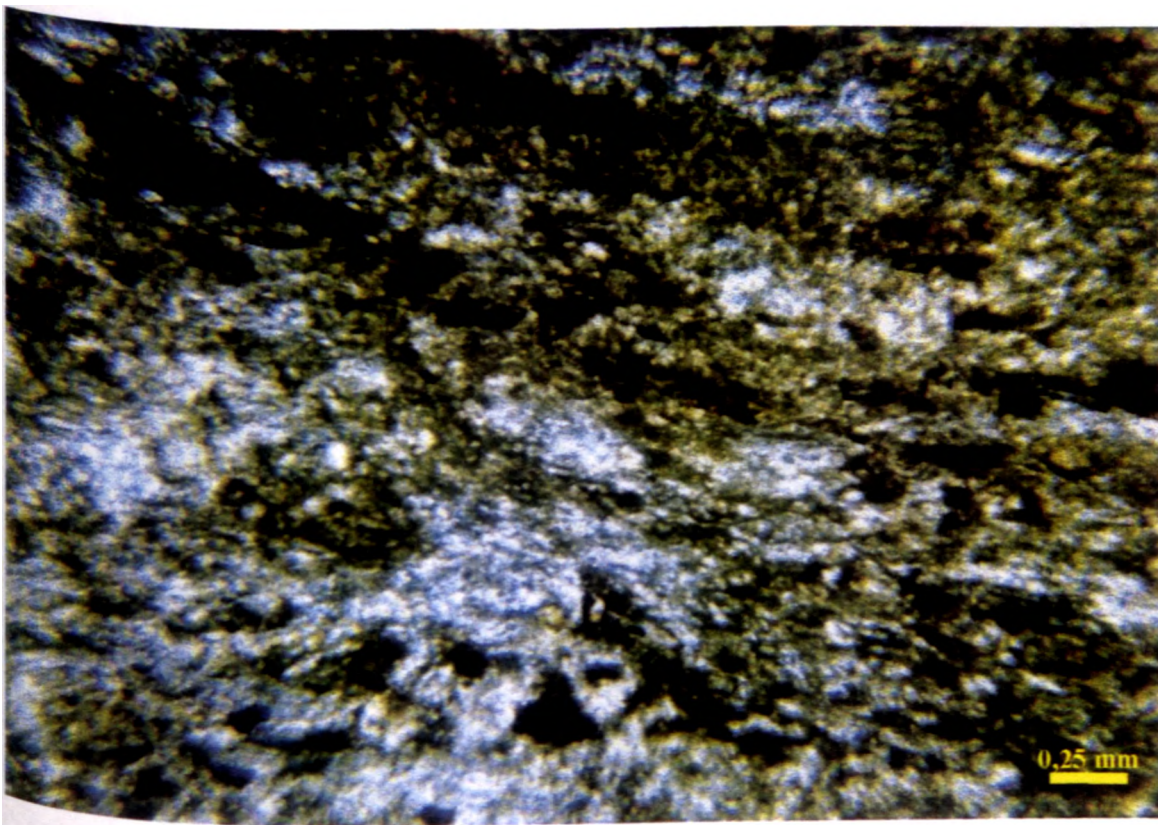


Figura 6.82 - Fotomicrografia do solo SF13 mostrando a APE porfirôgrãmca e o plasma onisépico. (MOt, N//). Aumento: 40X

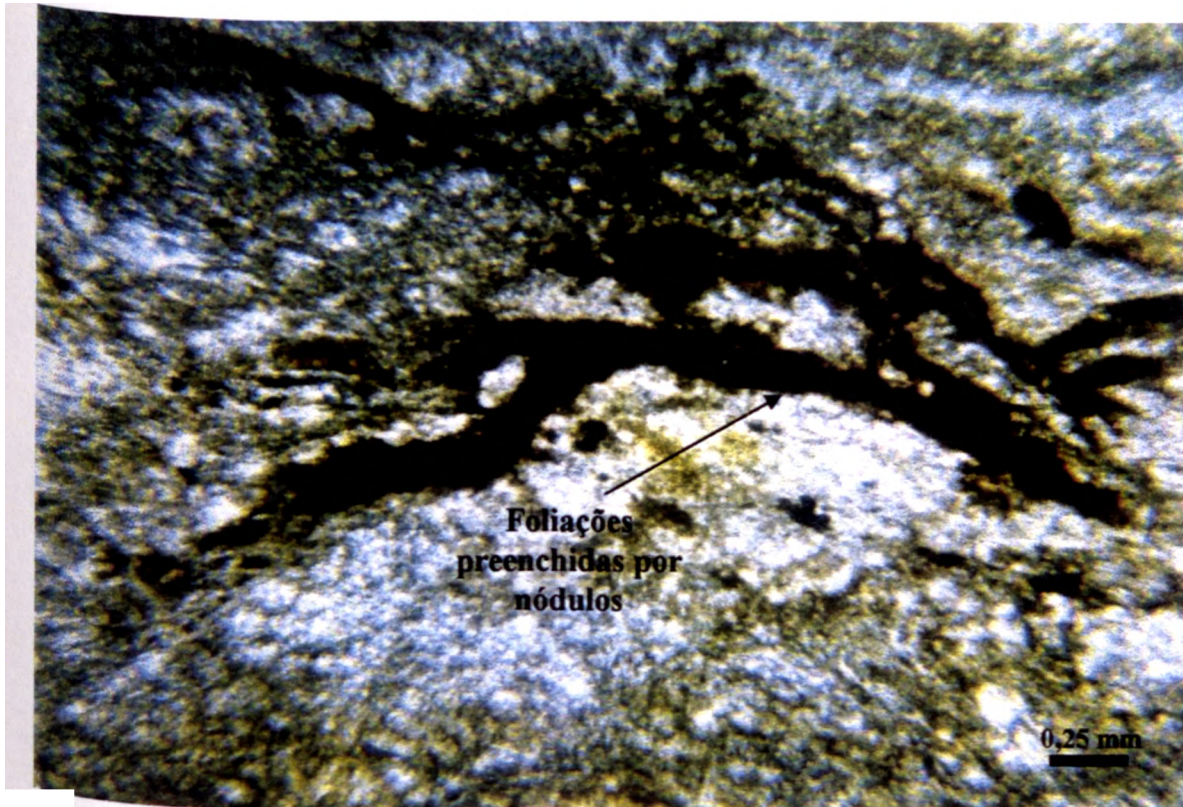


Figura 6.83 - Folhações preenchidas por nódulos de hematita no solo SF13 (MOt, N//).
Aumento: 40X.

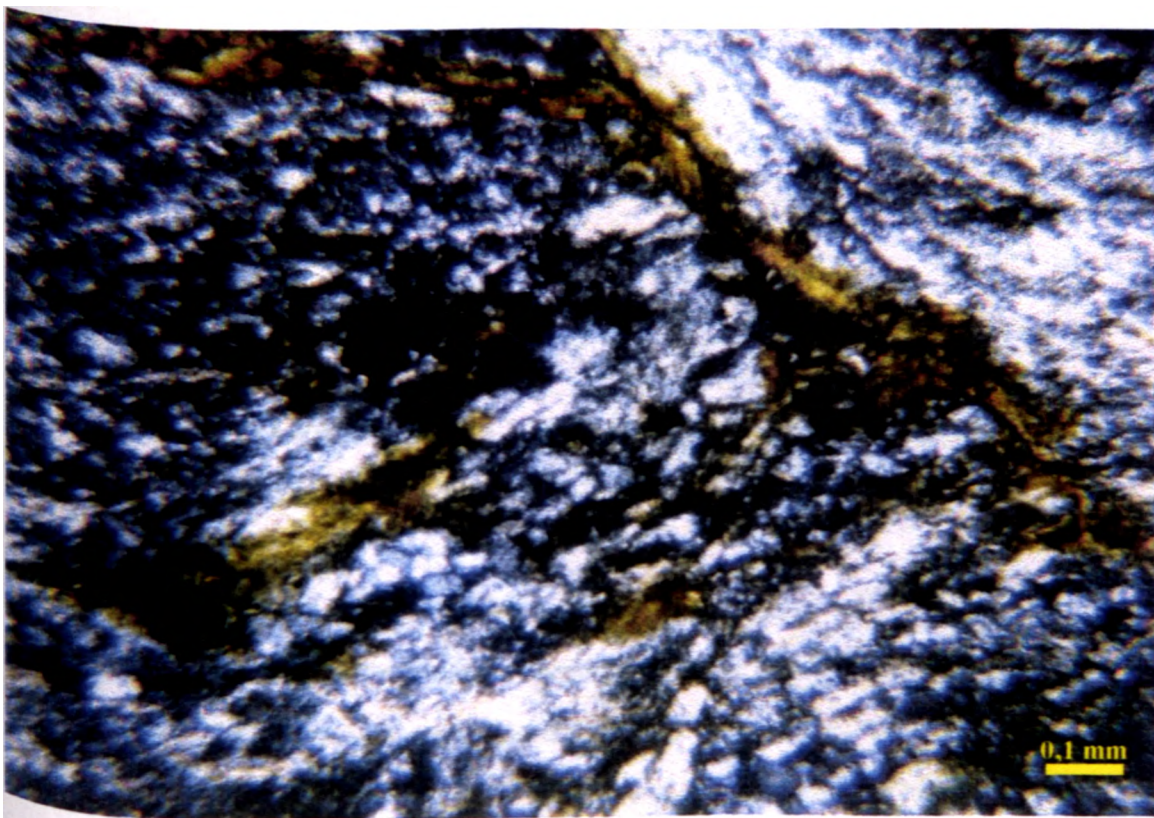


Figura 6.84 - Os minerais orientados segundo as foliações proeminentes do solo SF13. (MOt, nicóis cruzados (NX)) Aumento: 90X.

7 -ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Este capítulo tem como objetivo apresentar a análise e discussão dos resultados, mostrando as relações existentes entre as propriedades físicas, químicas e mineralógicas dos solos estudados, obtidas a partir das análises apresentadas no capítulo anterior (Apresentação de Resultados).

Deve-se salientar que a análise micromorfológica dos solos foi uma importante ferramenta para elucidar dúvidas encontradas nas interpretações das outras análises (físicas, químicas e mineralógicas). Por isso os aspectos micromorfológicos serão apresentados sempre que forem úteis e houver a necessidade de se esclarecer estes problemas.

Os resultados apresentados no capítulo anterior foram analisados de duas maneiras distintas e que se complementaram no intuito de atingir os objetivos da presente Tese. Na primeira forma de análise, a qual denominou-se de *Análise Preliminar dos Resultados e Discussão*, buscou-se, a partir da observação direta dos dados, identificar e discutir o comportamento geral dos solos, sem recorrer ao uso de correlações entre as propriedades estudadas.

A segunda forma, denominada neste capítulo de *Análise Estatística dos Resultados e Discussão*, empregou ferramentas estatísticas, no caso, a Análise por Principais Componentes e Matriz de Coeficientes de Correlação Linear, onde utilizou-se o programa S-PLUS 2000 conforme a metodologia descrita no item 4.7. Deve-se realçar que as análises estatísticas foram utilizadas apenas como indicadores de relações entre os diversos parâmetros e índices avaliados, uma vez que a quantidade de amostras é reduzida.

7.1 - ANÁLISE PRELIMINAR DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1.1 - Solos Naturais

Neste subitem são apresentadas várias análises e discussões sobre o comportamento das diversas propriedades dos solos naturais (sem extração de fases minerais) de forma qualitativa, sem que haja a utilização de recursos estatísticos. Além disto, pode-se avaliar as principais relações existentes entre estas propriedades e a pedogênese.

7-1.1.1 - Resultados das Análises Físicas

Inicialmente, fez-se uma análise da granulometria dos solos estudados, sendo que, para isto, foi necessário alterar a ordem definida pelas tabelas de resultados inseridas no capítulo anterior (Apresentação de Resultados). Esta discussão inicial sobre as frações granulométricas facilitará a compreensão das outras que se seguirão.

As análises granulométricas dos solos naturais foram efetuadas de três formas - ABNT NBR 7181/84, com e sem uso de defloculante, e a partir do método da pipeta -, como já foi descrito anteriormente em outros capítulos, sendo encontrados na Tabela 6.2. Deve-se observar que, na maioria dos solos, os resultados obtidos a partir do método da pipeta são razoavelmente próximos àqueles determinados pela NBR 7181/84 com uso de hexametáfosfato de sódio, levando-se a considerar, de modo preliminar, que ambos ensaios

são compatíveis. Todavia esta análise será melhor avaliada no item 7.2.1 (Análises Estatísticas em Solos Naturais), quando se fará uso da Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.

Tanto nas análises granulométricas realizadas pela NBR 7181/84 com uso de defloculante, quanto nas determinadas pelo método da pipeta, nos solos definidos como horizonte B (HB), em geral a fração granulométrica argila mostrou-se relativamente mais importante que a fração silte, ao contrário do que ocorre nos Solos Saprolíticos (SF). Isto se

deve fundamentalmente ao grau de intemperismo imposto aos solos, que quanto maior se apresentar, menor será a dimensão dos seus minerais de argila e oxi-hidróxidos constituintes (Tardy, 1993)

Por exemplo, os saprolitos finos do metargilito e do filito (SF1 e SF2, respectivamente) possuem teores de silte bastante superiores aos de argila, apesar de serem

formados sobre a decomposição de rochas de baixo grau metamórfico originadas de material argiloso. Durante o evento do metamorfismo, o material argiloso sofre a reinstalação dos minerais de argila (principalmente illita e caulinita), que passam a ter dimensões superiores, geralmente relativas a silte. Ao fim deste período e no início da pedogênese, ocorre uma inversão evolutiva e os minerais de argila voltam a reduzir suas dimensões, devido à solubilização causada pelo intemperismo químico. Deste modo, um horizonte de solo mais superficial (maior grau intempérico) apresenta proporcionalmente granulometria mais argilosa quando comparada aos horizontes subsuperficiais (menor grau intempérico) que são mais siltosos Martins (2000) ao utilizar Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) sobre

amostras indeformadas (torrões) onudas de vários perfis de intempismo da região do DF, observou que os minerais de argila nos saprólitos possuem, em geral, dimensões superiores àquelas encontradas nestes mesmos minerais dos horizontes de *Solum*.

Em relação às análises granulométricas executadas a partir da ABNT NBR 7181/84, como era de se esperar, o uso de hexametáfosfato foi de fundamental importância para a desagregação das partículas mais finas em vários solos. Este aspecto pode ser facilmente observado na Tabela 7.1, onde são apresentadas as razões entre as frações granulométricas dos dois ensaios (com e sem uso de defloculante).

Tabela 7.1 - Razões entre as frações granulométricas obtidas a partir da ABNT NBR 7181/84 com (C) e sem (S) o uso de defloculante.

Amostra	Areia (C) Argila (S)	Silte (C) Silte (S)	Areia (C) Areia (S)	Finos (C) Finos(S)
HB7	6,58	0,82	0,39	1,61
HB11	3,05	0,50	0,90	1,39
HB9a	8,15	0,46	0,43	1,63
HB9b	9,40	0,32	0,27	1,57
HB10	1,83	0,30	1,08	1,06
HB12	1,12	0,95	0,98	1,02
ZM3	0,78	0,14	1,09	0,98
ZM5	2,34	0,71	1,09	1,00
ZM6	1,07	0,93	2,18	1,01
SF1	1,93	0,86	1,60	1,00
SF2	0,73	1,01	1,18	1,01
SF4	3,47	0,63	2,22	1,00
SF8	0,67	0,64	1,06	1,07
SF13	0,72	1,03	1,00	0,97

A análise em conjunto das tabelas 7.1 e 6.1 mostra o grau de agregação das partículas finas em cada solo. Nos solos Horizonte B (HB), tanto os arenosos como principalmente os argilosos, as razões argila (C)/argila (S) e finos (Cyfinos (S) são sempre superiores a 1, revelando que grande parte da argila está sob a forma de agregados. Segundo demonstram as razões areia (C)/areia (S) e silte (C)/silte (S), nos solos mais argilosos (HB7, HB9a, HB9b), os agregados são distribuídos em tamanho areia e silte, enquanto que nos solos arenosos (HB 11 e HB10), estes agregados formaram-se basicamente sob o tamanho silte.

Nos outros solos, ou seja, nos horizontes de Zona Mosqueada (ZM) e Saprolito Fino (SF), a formação de agregados foi importante para as amostras referentes a ZM5, SF1 e SF4

(vide Análises Micromorfológicas, item 6.5), enquanto nos demais, as partículas de argila mostram-se dispersas, conforme fica expresso nas razões argila (C)/argila (S). Estes agregados formaram-se abaixo da dimensão correspondente aos finos (74 μm) e geralmente sob o tamanho silte, como pode ser demonstrado com as razões silte (C)/silte (S) e finos (C) finos (S).

Dentre os índices físicos, alguns mostram resultados interessantes. O índice de vazios (e) e, obviamente, a porosidade (n) (Tabela 6.1) são, em média, normalmente maiores nos solos definidos como Horizonte B (HB) (valores de e entre 1,05 e 2,19) quando comparados aos horizontes de Zona Mosqueada (ZM) (e entre 0,54 e 1,17) e Saprólito Fino (SF) (e entre 0,52 e 0,89). Este fato, conseqüentemente, reflete-se de forma inversa sobre o peso específico natural (γ_0) e peso específico aparente seco (γ_d) (Tabela 6.1), ou seja, os valores destes são,

em média, menores para os solos HB em relação aos demais.

Deste modo, pode-se constatar que nos solos naturais estudados, os horizontes mais superficiais possuem índices de vazios (e) maiores que aqueles encontrados em subsuperfície. Cardoso (1995), Araki (1997) e Cardoso *et al.* (1998a) demonstram que, na região do DF, este comportamento é causado pela crescente agregação das partículas dos solos em função do elevado teor de Al^{3+} que ocorre com o aumento do grau de intemperismo, e que será

melhor discutido no item 7.2.1 (Análises Estatísticas em Solos Naturais).

A microporosidade dos solos estudados mostra-se bastante expressiva (entre 10,5 e 42,5%), sendo superior, na maioria deles, à macroporosidade (Tabela 6.1). Esta é uma realidade comum entre os solos tropicais argilosos. Por exemplo, Kiehl (1979) ao estudar dois destes perfis no município de Piracicaba, constatou que a microporosidade dos distintos

subhorizontes superficiais era superior aos resultados de macroporosidade. Contudo, esta correlação (microporosidade X teor de argila) será melhor analisada no item 7.2.1.

Outro aspecto importante, é que os valores de microporosidade são geralmente maiores nos solos HB (entre 28,0 e 42,5%) quando comparados aos horizontes ZM (entre 19,0 e 32,0%) e SF (entre 10,5 e 25,0%). Já na macroporosidade, este comportamento não existe ou é muito menos evidente. Tal situação demonstra que um horizonte de solo mais superficial (maior grau intempérico) tem maior microporosidade quando comparada aos horizontes subsuperficiais (menor grau intempérico).

Os limites de liquidez (w_L) dos solos Horizonte B (HB) que apresentam plasticidade (Tabela 6.3) são sempre superiores (valores entre 42 e 49%) aos encontrados nos horizontes de Zona Mosqueada (ZM) (valores de 23 e 39%) e Saprolito Fino (SF) (valores entre 35 e 45%). Este mesmo gradiente é observado para os limites de plasticidade (w_p): para os solos HB valores entre 32 e 39%, para o ZM6 valor de 22%, e para os SF valores entre 18 e 26%.

Os índices de plasticidade (I_p), em contraposição, fornecem resultados onde os valores obtidos são menores para os HB (I_p entre 9 e 15%) e maiores para os ZM e SF (I_p entre 15 e 22%). Logo, pode-se concluir que nos solos plásticos estudados, os limites de liquidez e plasticidade (w_L e w_p) crescem de acordo com o aumento do grau de intemperismo e os índices de plasticidade (I_p) possuem comportamento inverso.

As relações entre os limites de Atterberg nos solos naturais, índice de consistência (I_c) e índice de atividade do solo (I_A), apresentados na Tabela 6.3, classificam os solos estudados de acordo com a Tabela 7.2.

Tabela 7.2 - Classificação dos solos estudados em relação a I_c e I_A .

Amostra	I_c	I_A
HB7	consistência dura	solo inativo
HB11	NP	NP
HB9a	consistência dura	solo inativo
HB9b	consistência dura	solo inativo
HB10	NP	NP
HB12	consistência dura	solo inativo
ZM3	NP	NP
ZM5	NP	NP
ZM6	consistência dura	solo ativo
SF1	consistência dura	solo ativo
SF2	consistência dura	solo ativo
SF4	consistência plástica rija	solo de atividade normal
SF8	NP	NP
SF13	NP	NP

NP - Não apresenta

Os solos plásticos pertencentes aos Horizontes B (HB) são, em relação ao I_A , definidos como solos inativos, enquanto que os outros horizontes (ZM e SF) são denominados de solos ativos a solos de atividade normal. Em relação ao I_c , todos os solos são definidos como de consistência dura e o solo SF4 de consistência plástica rija.

As inclinações das curvas de fluidez ($\text{tg}\beta$) (Tabela 6.3) apresentam uma elevada variabilidade entre os resultados dos solos estudados, mostrando valores entre 0,058 e 0,192. Esta análise corrobora a realizada por Souza (1999), que ao estudar solos da região do DF, também encontrou valores de $\text{tg}\beta$ variando entre 0,060 e 0,300. Este fato evidencia claramente que a obtenção do limite de liquidez não pode ser efetuada a partir de um único ponto obtido com o Aparelho de Casagrande, como normalmente é feito em muitos laboratórios de física do solo no Brasil, que adotam normas tais como a DNER (1971) e EMBRAPA (1997).

A análise dos parâmetros de tensão-deformação-resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto (Tabela 6.7), mostra que alguns destes também são influenciados pelo grau de intemperismo sofrido pelo solo. As coesões (c) apresentadas pelos Horizontes B (HB) são baixas e em média inferiores (0 a 7,7 kPa) às encontradas nos horizontes de Zona Mosqueada (ZM) (0 a 29,3 kPa) e Saprólitos Finos (SF) (7,5 a 34,2 kPa), isto é, a coesão diminui com o grau de intemperismo. O ângulo de atrito (ϕ) normalmente é elevado (entre 23,2 e 46,3°) e não estabelece, com base nos resultados analisados, nenhuma forma de relação com a pedogênese. Contudo, a partir das descrições micromorfológicas, pode-se observar que os solos SF2 e SF13, que são solos com ângulos de atrito (ϕ) bastante superiores aos demais (38,8 e 46,3°), são exatamente aqueles onde ocorrem as foliações micro-dobradas em forma fechada, que formam uma superfície bastante rugosa e conseqüentemente um elevado ângulo de atrito (ϕ).

Os coeficientes de correlação (R^2) entre as tensões normais (σ) aplicadas e as tensões cisalhantes (τ) obtidas traduzem muito bem a homogeneidade das amostras ensaiadas (Tabela 6.7). Nos Horizontes B (HB), os coeficientes de correlação (R^2) são sempre muito próximos a 1, ou seja, as amostras ensaiadas são homogêneas e os valores obtidos de c e ϕ são de extrema confiança.

Os horizontes de Saprólito Fino (SF) apresentam coeficientes de correlação (R^2) distintos. Nos solos SF1 e SF2, os resultados de R^2 não são tão próximos a 1 como nos Horizontes B (HB) e deste modo os valores de c e ϕ são menos confiáveis. Tal fato ocorre devido a estes saprólitos possuírem descontinuidades primárias (oriundas da estrutura da rocha-mãe) sob a forma de diferentes famílias de foliações, que estão microdobradas em várias direções, como já fora descrito no item 6.5, referente às análises micromorfológicas

Os solos SF4 e SF8 mostram coeficientes de correlação (R^2) muito próximos a 1. No caso do primeiro solo, a única anisotropia presente é a clivagem ardosiana, e como já foi descrito, com o intuito de descaracterizar sua influência durante o ensaio de cisalhamento direto, a tensão horizontal aplicada a todas as amostras deste solo, sempre formaram um ângulo de 45° com esta descontinuidade. Já o solo SF8 é homogêneo, ou seja, são ausentes as foliações. Isto é consequência do caráter rúptil da rocha-mãe (quartzito), determinando deste modo um comportamento semelhante ao que ocorre com os Horizontes B (HB).

Em relação aos horizontes de Zona Mosqueada (ZM), os valores de R^2 são baixos quando comparados aos solos anteriores, demonstrando que as amostras são mais heterogêneas e os valores obtidos de c e Φ para estes solos são pouco confiáveis. Esta heterogeneidade é causada pelas descontinuidades, como ocorre nos solos SF, e também pelos mosqueamentos, característicos destes horizontes.

Na determinação das curvas características pelo método da centrífuga, para que se fizesse a análise mais detalhada dos resultados, seria necessário o controle da variação do índice de vazios (e), uma vez que, durante o ensaio, ocorre uma importante redução do volume (consolidação) da amostra de solo.

No entanto, a homogeneidade ou heterogeneidade dos solos pode ser avaliada nestas curvas características. Esta propriedade dos solos, definida em resultados obtidos com ensaios de cisalhamento direto e análises micromorfológicas, também são evidentes nas curvas características (Tabela 6.8). Para cada solo estudado foram determinadas, pelo método da centrífuga, duas curvas características, plotadas no mesmo gráfico (figuras 6.29 a 6.42). Nos Horizontes B (HB) e solo SF8, definidos como isotrópicos, os valores do teor de umidade (w) são praticamente idênticos para as mesmas sucções (pF) aplicadas nos dois ensaios executados para o mesmo solo, como observa-se nas figuras 6.29 a 6.34 e 6.40. Nos Saprólitos Finos (SF) esta perspectiva não é tão evidente, porém as curvas mantêm comportamento semelhante (figuras 6.38 a 6.40 e 6.42). As Zonas Mosqueadas (ZM), que são heterogêneas, mostram valores bastante distintos de teores de umidade (w) para as mesmas sucções aplicadas (pF). Outra característica importante nestes últimos solos, observada na Tabela 6.8 e consequência da heterogeneidade, é o grau de saturação (S_r) superior a 100% em ZM3 e ZM6 no início dos ensaios, o que reflete que os índices de vazios (e) considerados eram inferiores aos reais dos dois solos ensaiados. Estes valores incorretos são resultantes da

elevada heterogeneidade destes solos e foram obtidos a partir das umidades retiradas diretamente das amostras ensaiadas, porém usando-se densidade real dos grãos (G), peso específico natural (γ_o) e índice de vazios (e) da Tabela 6.1.

7.1.1.2 - Resultados das Análises Químicas

O conjunto das análises químicas dos solos estudados reflete o intemperismo nas regiões tropicais. A análise química total (Tabela 6.9) mostra que houve um enriquecimento Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 , enquanto os elementos alcalinos e alcalino-terrosos foram quase totalmente lixiviados, dos Horizontes B (HB) em relação aos Saprólitos Finos (SF).

Os horizontes de Zona Mosqueada (ZM) possuem teores profundamente distintos de Fe_2O_2 , variando de 1,73 a 13,03 % (ZM3 e ZM6, respectivamente). Isto demonstra que estes horizontes, caracterizados por mosqueamentos formados pela presença de acumulações de oxi-hidróxidos de Fe, não necessitam de teores elevados de Fe_2O_3 para sua existência em um perfil laterítico.

As análises químicas das fases minerais dos solúveis, trocáveis e associada à matéria orgânica (tabelas 6.10 a 6.12) mostram que estas são quantitativamente inexpressivas em todos os solos, indicando, certamente, que a influência destas fases é irrelevante no

comportamento mecânico destes solos. Em função disto, estes resultados foram desprezados para a realização das análises estatísticas, que serão posteriormente apresentadas (item 7.2).

As fases minerais dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) (tabelas 6.13 e 6.14) são importantes na composição

dos solos. A ação destas no comportamento mecânico dos solos estudados será discutida nos itens posteriores.

Tanto o pH em H_2O quanto em KCl, mostram que os solos analisados são ácidos (Tabela 6.16). Os Saprólitos Finos (SF) possuem, em média, os valores de pH mais baixos (mais ácidos) em relação aos demais, fato que será explicado mais adiante (item 7.2.3.2). A diferença entre os dois resultados de pH (ΔpH) mostra-se negativa para todas as amostras, excetuando-se HB11, significando que nestas amostras ocorre predomínio de argilas silicatadas, como pode ser confirmado na mineralogia apresentada na Tabela 6.21. O valor positivo de ΔpH para HB11 demonstra ser este o único solo estudado onde predominam os oxi-hidróxidos de Fe e Al sobre os minerais de argila (Tabela 6.21).

Segundo os critérios de avaliação recomendados por Catani *et al.* (1955) para a capacidade de Troca Catiônica (CTC), pode-se considerar que os solos estudados são todos de baixa CTC (< 4,62 cmolc/kg), excetuando-se HB12, que é definido como de média CTC (de 4,62 a 11,30 cmolc/kg) (Tabela 6.16). Estes resultados podem ser reflexo dos baixos teores de matéria orgânica (MO) dos solos, onde observa-se que o teor mais elevado é o do solo HB12, que representa o único horizonte B textural estudado. Um fato normal é a superioridade do teor de matéria orgânica (MO) nos horizontes mais superficiais (solos HB) em relação aos mais profundos (solos ZM e SF), embora com exceções.

O Fe_2O_3 encontra-se, em sua maioria, sob a forma de nódulos, principalmente nos solos argilosos. O Fe_2O_3 disperso na matriz parece ter uma importância maior em solos mais arenosos, sendo inclusive superior à forma nodular em ZM5 e SF8 (Tabela 6.17). Todavia, uma análise mais detalhada deste aspecto será realizada no item 7.2.1.

7.1.1.3 - Resultados das Análises Mineralógicas

A mineralogia dos materiais estudados (Tabela 6.21) é típica de solos que sofreram intemperismo químico, cujos processos de alteração predominantes são a alitização e a monossilização. O primeiro processo pode ser bem avaliado nos horizontes mais superficiais (Horizontes B), onde os teores de gibbsita são bastante expressivos (entre 5,5 e 30,7%). Nas Zonas Mosqueadas (ZM) e Saprólitos Finos (SF), a gibbsita possui uma importância reduzida e a caulinita + illita, argilo-minerais silicatados resultantes da monossilização, são predominantes.

A illita é de fundamental importância na composição mineralógica dos Saprólitos Finos (SF), diminuindo sua quantidade em direção aos solos que representam os horizontes superiores.

O quartzo, como era de se esperar, é o mineral primário mais importante e forma, praticamente, a quase totalidade da fração areia dos solos estudados, uma vez que não são encontrados outros minerais típicos desta fração, como feldspatos e carbonatos que, evidentemente, foram solubilizados sob as condições regionais de intemperismo químico.

A goethita está totalmente dispersa na matriz, não formando nódulos. A hematita, por sua vez, pode ser encontrada sob a forma nodular ou dispersa na matriz, sendo que a primeira é quantitativamente superior em relação à segunda forma. Estes resultados foram obtidos a partir das análises micromorfológicas (item 6.5) e mostraram-se de fundamental importância

para a quantificação mineralógica nos solos estudados (Tabela 6.21), uma vez que demonstraram a necessidade de uma adaptação da metodologia de Martins (2000), no que tange aos teores e formas dos oxi-hidróxidos de Fe, como fica descrito no capítulo de Metodologias.

O TiO_2 dos solos estudados está na forma de rutilo e anatásio, constituindo formas resistentes ao intemperismo. Apesar destes minerais terem sido estimados em conjunto, o anatásio é dominante em relação ao rutilo, principalmente nos horizontes de solo mais superficiais (HB), conforme demonstra as análises por DRX.

7.1.2 - Solos com Pré-Tratamento Químico

Este item faz uma análise preliminar da influência da matéria orgânica e dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfo e paracristalino) na plasticidade, no grau de agregação e na densidade real dos grãos, sobre as 8 amostras de solo que apresentaram limite de liquidez (w_L) (Tabela 6.3).

7.1.2.1 - Solos com a Extração da Matéria Orgânica

Densidade Real dos Grãos (G)

No intuito de compreender mais facilmente a importância da matéria orgânica na densidade real dos grãos (G), confeccionou-se a Tabela 7.3, onde são encontrados os resultados de G nos solos naturais e amostras que sofreram pré-tratamento químico com topoclórito de sódio, extraídos das tabelas 6.1 e 6.4, as razões entre as duas densidades, além dos teores de matéria orgânica nos solos naturais analisados, retirados da Tabela 6.16.

Devido ao baixo teor de matéria orgânica nos solos naturais (MO) (Tabela 7.3), pode-se verificar que a razão G_{mo}/G fica em torno do valor 1, mostrando que esta fase não tem uma grande importância na densidade real dos grãos (G). Entretanto, nos solos menos pobres em MO (HB12, HB9a e HB9b), existe uma leve diferença negativa entre G e G_{mo} , indicando que a matéria orgânica contribui para diminuir a densidade real dos grãos, conforme é mencionado na Revisão Bibliográfica (item 2.4.3.3).

Tabela 7.3 - Densidade real dos grãos nos solos naturais (G), solos pré-tratados com hipoclorito de sódio (Gmo), razão entre as duas (Gmo/G) e o teor de matéria orgânica (MO).

Amostra	G	Gmo	Gmo/G	MO
HB7	2,83	2,80	0,99	0,50
HB9a	2,75	2,78	1,01	0,55
HB9b	2,77	2,78	1,00	0,50
HB12	2,80	2,88	1,03	0,65
ZM5	2,74	2,75	1,00	0,15
ZM6	2,85	2,85	1,00	0,05
SF1	2,88	2,86	0,99	0,15
SF2	2,81	2,81	1,00	0,05
SF4	2,81	2,81	1,00	0,20

Grau de Agregação das Partículas

Para a avaliação do grau de agregação dos solos, realizaram-se análises granulométricas sem uso de defloculante nas amostras que sofreram pré-tratamento químico com hipoclorito de sódio (Tabela 6.4). Estes resultados foram comparados aos obtidos com o mesmo tipo de análise realizada nos solos naturais (Tabela 6.2), através de razões entre as frações granulométricas (Tabela 7.4).

Tabela 7.4 - Razões entre as frações granulométricas obtidas a partir da ABNT NBR 7181/84 sem defloculante, onde (mo) refere-se às amostras pré-tratadas com hipoclorito de sódio.

Amostra	Argila (mo) Argila	Silte (mo) Silte	Areia (mo) Areia	Finos (mo) Finos
HB7	5,37	0,97	0,44	1,49
HB9a	7,35	0,80	0,23	1,71
HB9b	6,61	0,70	0,33	1,50
HB12	0,45	1,42	0,36	1,07
ZM5	1,62	0,94	0,96	1,05
ZM6	1,06	1,03	0,46	1,02
SF1	1,03	0,99	1,09	0,99
SF2	0,93	0,99	1,10	1,00
SF4	1,42	1,04	0,58	1,00

De modo diferente ao que ocorre com a densidade real dos grãos (G), o grau de agregação das partículas mostra-se sensível à presença de matéria orgânica, apesar dos baixos teores nos solos estudados. Nos Horizontes B (HB), solos com os maiores teores de matéria

orgânica (Tabela 7.3), pode-se constatar que as razões Areia (mo)/Areia são muito inferiores a 1, ou seja, que a extração da matéria orgânica diminui a agregação dos solos. Isto ocasiona valores altos de Argila (mo)/Argila (Tabela 7.4) para os solos onde a fração argila é predominante ao silte (HB7, HB11, HB9a, HB9b e HB10 na Tabela 6.2), e o mesmo para a razão Silte(mo)/Silte do solo HB12 (Tabela 7.4), onde a fração silte é predominante à argila (Tabela 6.2).

Nas Zonas Mosqueadas (ZM) e Saprólitos Finos (SF), onde os teores de matéria orgânica são em média mais baixos (Tabela 7.3), pode-se observar que este tipo de comportamento não fica tão evidente, refletindo-se em valores muito próximos a 1 nas razões Finos (mo)/Finos (Tabela 7.4).

Desta forma, conclui-se que a matéria orgânica é um agente muito importante para a formação dos agregados nos solos, mesmo naqueles em que seus teores não sejam muito elevados.

Plasticidade

Da mesma forma como ocorre com o grau de agregação, a matéria orgânica, mesmo em baixos teores, interfere na plasticidade dos solos estudados. A Tabela 7.5 apresenta as razões entre os limites de Atterberg (w_L e w_P), índice de plasticidade (I_P) e inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) dos solos naturais e os que sofreram extração da matéria orgânica.

Tabela 7.5 - Razões entre os limites de Atterberg (w_L e w_P), índice de plasticidade (I_P) e inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$), onde (mo) refere-se às amostras pré-tratadas com hipoclorito de sódio.

Amostra	<u>w_L (mo)</u>	<u>w_P (mo)</u>	<u>I_P (mo)</u>	<u>$tg\beta$ (mo)</u>
	w_L	w_P	I_P	$tg\beta$
HB7	0,90	0,85	1,11	1,18
HB9a	0,96	0,84	1,40	0,98
HB9b	0,96	0,85	1,40	1,46
HB12	0,98	0,97	1,00	1,14
ZM5	NP	NP	NP	NP
ZM6	1,00	1,05	0,94	1,92
SF1	0,91	0,85	1,00	0,77
SF2	1,00	1,06	0,95	0,66
SF4	NP	NP	NP	NP

Nos Horizontes B (HB), a extração da matéria orgânica reduziu os limites de liquidez (w_L), como pode ser avaliado nas razões $w_L(\text{mo})/w_L$ (Tabela 7.5). Esta redução é mais evidente nos limites de plasticidade (w_p), onde os valores de $w_p(\text{mo})/w_p$ são ainda menores. Conseqüentemente, os índices de plasticidade (I_p) nos solos pré-tratados com hipoclorito de sódio são maiores que nos solos naturais, excetuando para HB12, como fica expresso na razão $I_p(\text{mo})/I_p$. Em relação às inclinações das curvas de fluidez ($\text{tg}\beta$), parece que estas tendem a ficar maiores após a extração de matéria orgânica nos solos HB.

Nas Zonas Mosqueadas (ZM) e Saprólitos Finos (SF), talvez devido aos baixos teores de matéria orgânica, não é possível estabelecer uma relação deste componente com a plasticidade ou com a inclinação da curva de fluidez ($\text{tg}\beta$).

Deste modo, conclui-se que a matéria orgânica nos solos estudados incrementa a plasticidade, aumentando os limites de Atterberg (w_L e w_p) e diminuindo os índices de Plasticidade (I_p). Esta avaliação concorda parcialmente com Paul & Barras (1999) que mostram que a extração da matéria orgânica em solos pobres nesta fase, reduz o limite de liquidez e o índice de plasticidade, enquanto que, para o limite de plasticidade, esta redução é menor

7.1.2.2 - Solos com a Extração Oxi-Hidróxidos de Fe Cristalinos e de Baixa Cristalinidade

De acordo com a metodologia apresentada, a extração dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfo e paracristalinos) é parcial. Apenas os óxidos e hidróxidos de Fe dispersos na matriz são solubilizados. Isto significa que nos solos estudados, conforme mostra a Tabela 6.21, somente a goethita e parte da hematita, além dos amorfo e paracristalinos, são extraídos com citrato de sódio e ácido cítrico.

Densidade Real dos Grãos (G)

A compreensão da importância dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfo e paracristalinos) na densidade real dos grãos (G) faz-se de maneira simples a partir da Tabela 7.6, onde são encontrados os resultados de G nos

solos naturais e amostras que sofreram pré-tratamento químico com citrato de sódio e ácido cítrico (tabelas 6.1 e 6.4), além das razões entre estas duas densidades.

Tabela 7.6 - Densidade real dos grãos nos solos naturais (G), solos pré-tratados com citrato de sódio e ácido cítrico(Gox) e a razão entre as duas (Gox/G).

Amostra	G	Gox	Gox/G
HB7	2,83	2,71	0,96
HB9a	2,75	2,66	0,97
HB9b	2,77	2,66	0,96
HB12	2,80	2,76	0,99
ZM5	2,74	2,69	0,98
ZM6	2,85	2,62	0,92
SF1	2,88	2,76	0,96
SF2	2,81	2,74	0,98
SF4	2,81	2,76	0,98

Como era esperado, verifica-se nos solos estudados que os valores de Gox são sempre inferiores a G, que pode ser representado pela razão Gox/G, a qual sempre fica abaixo de 1,0 (Tabela 7.6). Estes resultados são consequência da eliminação dos oxi-hidróxidos de Fe dispersos na matriz, que estão principalmente sob as formas de goethita ($G = 4,37$) e parte da hematita ($4,90 < G < 5,30$), conforme também já foi demonstrado por Townsend *et al.* (1971).

Grau de Agregação das Partículas

Para o estudo da influência dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paraclinalinos) no grau de agregação dos solos, realizaram-se análises granulométricas sem uso de defloculante nas amostras com pré-tratamento químico com citrato de sódio e ácido cítrico (Tabela 6.4). Os resultados obtidos são comparados com aqueles encontrados com o mesmo tipo de ensaio realizado nos solos naturais (Tabela 6.2), dando origem a razões entre as frações granulométricas, apresentadas na Tabela 7.7.

Tabela 7.7 - Razões entre as frações granulométricas obtidas a partir da ABNT NBR 7181/84 sem defloculante, onde (ox) refere-se às amostras pré-tratadas com citrato de sódio e ácido cítrico.

Amostra	<u>Argila (ox)</u> Argila	<u>Silte (ox)</u> Silte	<u>Areia (ox)</u> Areia	<u>Finos (ox)</u> Finos
HB7	1,59	1,78	0,13	1,54
HB9a	1,07	1,63	0,39	1,55
HB9b	1,01	1,54	0,32	1,50
HB12	1,88	0,67	0,63	1,05
ZM5*	----	----	----	----
ZM6	1,04	1,03	0,42	1,04
SF1	1,04	1,08	0,18	1,08
SF2	0,73	1,16	0,32	1,07
SF4	3,81	0,87	0,58	1,01

* Erro de operação durante a realização da análise granulométrica para os solos que sofreram pré-tratamento.

O grau de agregação das partículas finas mostra-se fortemente influenciado pela presença de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade. Em todos os solos (Tabela 7.7), constata-se que as razões Areia (ox)/Areia são muito inferiores ao valor 1, ou seja, que a extração destes oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e

de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) diminui o poder de agregação dos solos. Este comportamento gera razões altas de Argila (ox)/Argila e/ou Silte(ox)/Silte nos Horizontes B (HB), e que se reduzem gradativamente nos horizontes mais profundos (solos ZM e SF), refletindo a variação das concentrações dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade dentro de um perfil de intemperismo (Tabela

7.7. As razões Finos (ox)/Finos indicam este comportamento

(representadas pela goethita e pequena parte da hematita) e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) são agentes importantes para a formação dos agregados nos solos. Quanto maiores as suas concentrações em um solo, maior será a agregação das partículas finas.

Plasticidade

Da mesma forma como ocorre com o grau de agregação, os oxi-hidróxidos de Fe cristalinos e de baixa cristalinidade solubilizados com citrato de sódio e ácido cítrico (goethita, hematita dispersa na matriz, paracristalinos e amorfos) interferem fortemente na

plasticidade dos solos estudados. A Tabela 7.8 apresenta as razões entre os limites de Atterberg (w_L e w_p), índice de plasticidade (I_p) e inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) dos solos naturais e os que sofreram extração destes oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade.

Tabela 7.8 - Razões entre os limites de Atterberg (w_L e w_p), índice de plasticidade (I_p) e inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$), onde (ox) refere-se as amostras pré-tratadas com citrato de sódio e ácido cítrico.

Amostra	w_L (ox)	w_p (ox)	I_p (ox)	$tg\beta$ (ox)
	w_L	w_p	I_p	$tg\beta$
HB7	0,76	0,67	1,11	0,61
HB9a	0,83	0,68	1,40	0,72
HB9b	0,84	0,72	1,30	0,74
HB12	0,81	0,66	1,13	1,41
ZM5	NP	NP	NP	NP
ZM6	0,85	0,95	0,71	0,36
SF1	NP	NP	NP	NP
SF2	NP	NP	NP	NP
SF4	NP	NP	NP	NP

NP - Não apresenta

Em todos os solos estudados, a extração de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade reduziu os limites de liquidez (w_L), como pode ser avaliado nas razões $w_L(ox)/w_L$ (Tabela 7.8), inclusive com o desaparecimento da plasticidade naqueles que a apresentavam com os menores valores (Tabela 6.3). Esta redução é mais forte nos limites de plasticidade (w_p), onde os valores de $w_p(ox)/w_p$ são em média ainda menores. Conseqüentemente, os índices de plasticidade (I_p) nos solos pré-tratados com citrato de sódio e ácido cítrico são maiores que nos solos naturais, excetuando para ZM6, como fica expresso na razão $I_p(ox)/I_p$. As curvas de fluidez (Tabela 6.3) apresentam menores inclinações ($tg\beta$) quando da extração de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade dos solos (Tabela 7.8), diferindo do que ocorre com a extração de matéria orgânica, exceto para HB12.

Deste modo, conclui-se que os oxi-hidróxidos de Fe cristalinos e de baixa cristalinidade, dispersos na matriz dos solos estudados, incrementam a plasticidade, aumentando os limites de Atterberg (w_L e w_p) e diminuindo os índices de plasticidade (I_p).

(de 400 a 700 m²/g) e oxi-hidróxidos de Fe cristalinos (de 30 a 400 m²/g) em relação aos minerais de argila dos solos estudados, como a caulinita (de 5 a 10 m²/g).

Esta discussão corrobora a posição de Hendershort & Carson (1978) que, da análise realizada em solos de uma região não tropical, discordam totalmente do conceito de que a presença de oxi-hidróxidos nos solos diminuem a sua plasticidade, como é apresentado por Newill (1961) e seguida por outros tantos (Botelho da Costa, 1973; Gidigas, 1976; Vargas, 1982; *The Quarterly Journal of Engineering Geology Report*, 1990).

Deve aqui ser acrescentado que Newill (1961) utilizou para suas análises, dois solos ricos em metahalosita, mineral de argila cuja superfície específica é normalmente superior a 75 m²/g, e, por isso pode, por vezes, ser superior a dos oxi-hidróxidos de Fe. Isto pode tê-lo levado a crer que os oxi-hidróxidos de Fe, em solos tropicais, diminuem a sua plasticidade, mas na verdade este comportamento é mais complexo e depende fortemente da composição mineralógica total do solo.

7.12 - ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos nos ensaios, após normalizados conforme apresentado na metodologia (item 4.7), foram submetidos a duas formas de análise estatística: Análise por principais componentes e a aplicação da Matriz de Coeficientes de Correlação Linear.

7.2.1 - Solos Naturais

No intuito de trabalhar com parâmetros e propriedades que podiam eventualmente apresentar importância para os comportamentos físico, químico e mineralógico dos solos naturais, fez-se preliminarmente uma seleção dos dados apresentados no Capítulo 6

(Apresentação dos Resultados), onde foram descartados resultados ou conjunto de resultados

referentes a uma determinada propriedade, para a realização das análises estatísticas.

Entre os resultados das análises das propriedades físicas, foram utilizados para o estudo estatístico todos os índices e propriedades encontrados na Tabela 6.1, bem como todos os resultados relativos às várias técnicas de ensaio para a granulometria (Tabela 6.2). Dentre os valores obtidos para os limites de Atterberg, as suas relações e a tangente do ângulo da curva de fluidez (tgP) (Tabela 6.3), apenas foi descartado o índice de liquidez (I_L), uma vez que não se deve trabalhar com índices relativos à plasticidade que sejam negativos, como sugerido por

Ignatius (1988) e apresentado no item 6.1 desta Tese. Também foram considerados, para as análises estatísticas, os parâmetros de comportamento mecânico definidos nos ensaios de cisalhamento direto (ângulo de atrito (Φ), coesão (c) e coeficientes de correlação entre σ e τ (R^2)) e encontrados na Tabela 6.7. Já as sucções matriciais aplicadas (pF) e os seus respectivos teores de umidade (w), obtidos com as curvas características, não foram analisados sob o ponto de vista estatístico, porquanto estes resultados não representam a realidade dos solos em seu estado natural, conforme descrito na Análise Preliminar dos Resultados (item 7.1.1.1).

Em relação às análises químicas, todos os resultados foram estatisticamente interpretados, excetuando-se aqueles referentes às fases minerais dos solúveis, trocáveis e associada à matéria orgânica (tabelas 6.10 a 6.12), pois de acordo com a Análise Preliminar dos Resultados (item 7.1.1.2), estas fases mostraram-se quantitativamente inexpressivas em todos os solos estudados, mostrando que certamente a influência delas é irrelevante no comportamento mecânico destes materiais.

Para a análise estatística das propriedades mineralógicas dos solos naturais foi utilizada aquela resultante da metodologia adaptada de Martins (2000), apresentada na Tabela 6.21; também utilizou-se a soma de algumas formas minerais.

Além disso, várias das diferentes propriedades foram associadas, para uma compreensão maior da influência destas no comportamento dos solos:

* A partir dos resultados apresentados na Tabela 6.1, pode-se obter as razões Macroporosidade / porosidade (n) e Microporosidade / porosidade (n), que foram utilizadas para compreender como é a relação entre as formas de porosidade e a porosidade total;

* Razão argila (C) / argila (S), retirada da Tabela 7.1, mostra o grau de agregação das partículas finas em cada solo;

Somatório das fases químicas dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e para-cristalinos) (dados encontrados nas tabelas 6.13 e 6.14);

* Razão entre o total das fases químicas dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz (tabela 6.13) e de baixa cristalinidade (Tabela 6.14) em relação ao Fe_2O_3 da análise química total (Tabela 6.9);

Razão entre Fe_2O_3 disperso na matriz e Fe_2O_3 da análise química total, a partir dos resultados obtidos na Tabela 6.17;

* Razão entre Fe_2O_3 nodular e Fe_2O_3 da análise química total, a partir dos resultados obtidos na Tabela 6.17;

A partir dos resultados apresentados na Tabela 6.21, obteve-se:

* Caulinita + Illita = Minerais de argila;

* Hematita (total) = Hematita (matriz) + Hematita (nodular);

* Oxi-hidróxidos de Fe (matriz) = Hematita (matriz) + Goethita;

* Oxi-hidróxidos de Fe (total) = Hematita (matriz) + Hematita (nodular) + Goethita;

* Oxi-hidróxidos de Fe + Al (matriz) = Hematita (matriz) + Goethita + Gibbsita;

* Oxi-hidróxidos de Fe + Al (total) = Hematita (matriz) + Hematita (nodular) + Gibbsita +

Goethita.

Devido à necessidade de se utilizar um grande número de abreviações para a identificação das diferentes propriedades estudadas neste item, apresenta-se abaixo uma

legenda onde encontram-se as abreviações que não foram definidas anteriormente, no texto da Tese:

microp - microporosidade;

macrop - macroporosidade;

argdisp - argila dispersa;

gfloc - grau de floculação;

gdisp - grau de dispersão;

sfareia, sfsilte, sfargila, sffinos - frações granulométricas e teor de finos referentes às análises de granulometria pela norma da ABNT NBR 7181/84 sem uso de defloculante;

cfareia, cfsilte, cfargila, cffinos - frações granulométricas e teor de finos referentes às análises de granulometria pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante;

pareia, psilte, pargila - frações granulométricas pelo método da pipeta;

tAl₂O₃, tCaO, tFe₂O₃, tK₂O, tMgO, tSiO₂, tTiO₂, tPF - elementos analisados pela química total e análise de Perda ao Fogo (PF);

oAl₂O₃, oCaO, oFe₂O₃, oK₂O, oMgO, oSiO₂, oTiO₂ - elementos da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz;

OSOMA - somatório de todos os elementos da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz;

- * **aAl₂O₃, aCaO, aFe₂O₃, aK₂O, aMgO, aSiO₂, aTiO₂** - elementos da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos);
- **aSOMA** - somatório de todos os elementos da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos);
- **o + aSOMA** - somatório de todos os elementos das fases minerais dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos);
- **rAl₂O₃, rCaO, rFe₂O₃, rK₂O, rMgO, rSiO₂, rTiO₂** - elementos da fase mineral residual;
- * **rSOMA** - somatório de todos os elementos da fase mineral residual;
- * **Fe₂O₃D** - Fe₂O₃ dispersos na matriz;
- * **Fe₂O₃N** - Fe₂O₃ em nódulos;
- **Caul + Illita** - Caulinita + Illita;
- * **Rut + Anat** - Rutilo + Anatásio;
- * **Oxih Fe (matriz)** - Hematita (matriz) + Goethita (matriz);
- * **Oxih Fe (total)** - Hematita (matriz) + Hematita (nodular) + Goethita (matriz),
- **Oxih Fe + Al (matriz)** - Hematita (matriz) + Goethita (matriz) + Gibbsita;
- **Oxih Fe + Al (total)** - Hematita (matriz) + Hematita (nodular) + Gibbsita + Goethita (matriz).

7.2.1.1 - Análise por Principais Componentes

A Análise por Principais Componentes efetuou-se a partir do programa S-Plus 2000, onde sua execução se fez em conjunto para todas as propriedades. Entretanto, para uma melhor visualização por parte do leitor, as análises são apresentadas separadamente de acordo com as propriedades físicas, químicas e mineralógicas, além daquela realizada diretamente sobre os solos naturais. Estas são mostradas nas figuras 7.1 a 7.4.

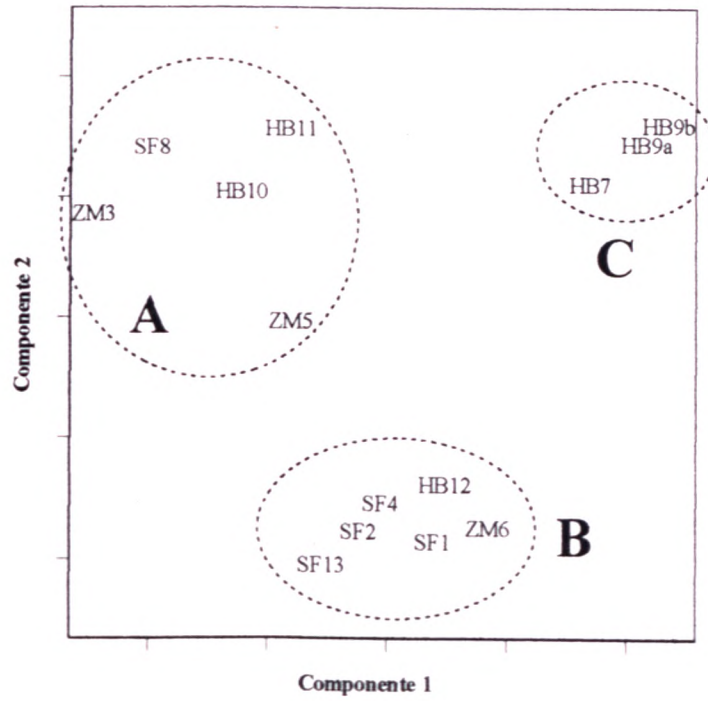


Figura 7.1 - Análise por Principais Componentes dos solos naturais.

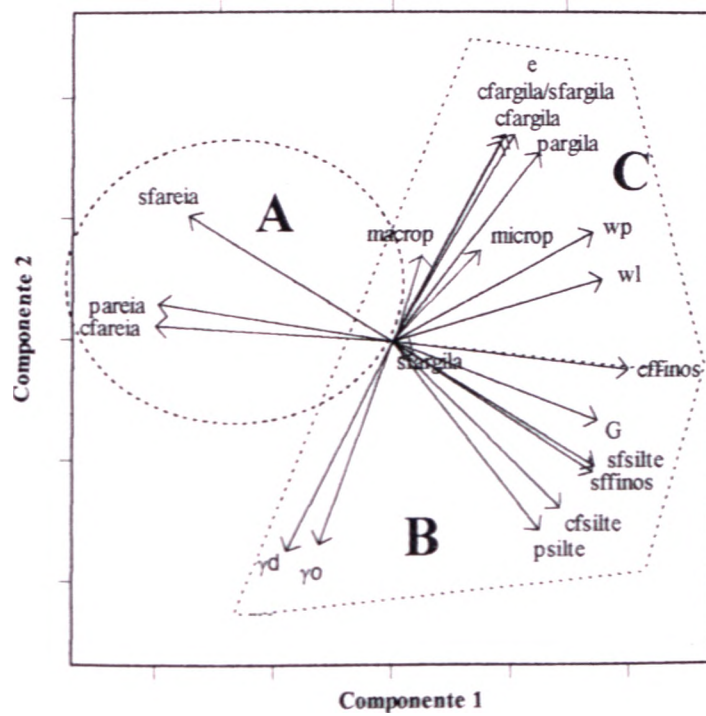


Figura 7.2 - Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos naturais.

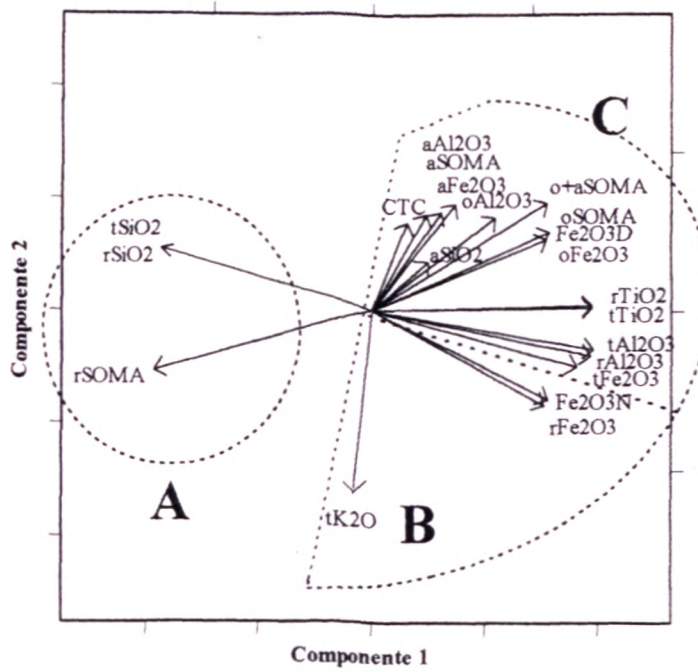


Figura 7.3 - Análise por Principais Componentes das propriedades químicas dos solos naturais.

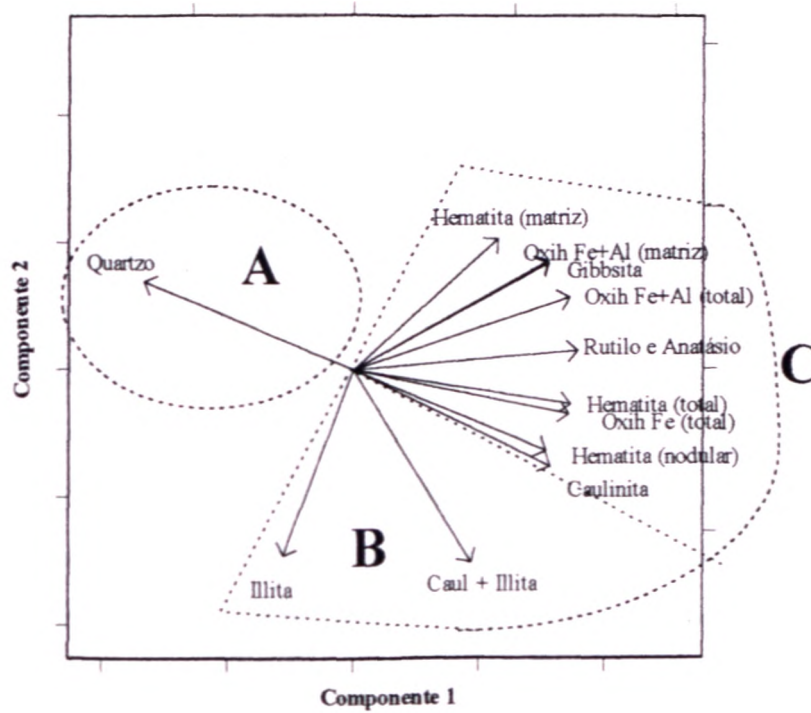


Figura 7.4 - Análise por Principais Componentes da mineralogia dos solos naturais

A Análise por Principais Componentes dos solos naturais (Figura 7.1) apresenta nitidamente três grupos amostrais, onde cada um deles possui um comportamento distinto em função de suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas. Em uma avaliação inicial conclui-se que a principal característica distintiva na definição de cada um destes grupos é o tipo de fração granulométrica predominante em cada um deles. No grupo denominado de A situam-se exatamente os solos arenosos (HB10, HB11, ZM3, ZM5 e SF8), enquanto no grupo B estão os solos siltosos (HB12, ZM6, SF1, SF2, SF4 e SF13) e no grupo C, os solos argilosos (HB7, HB9a e HB9b). Isto demonstra que nos solos estudados, as outras propriedades físicas importam-se, normalmente, em função da granulometria, fato também facilmente observado na Figura 7.2. Além disso, comprova que cada um dos diferentes grupos de solos (arenosos, siltosos e argilosos) apresenta suas próprias características químicas e mineralógicas.

Nas Análises por Principais Componentes das propriedades físicas, químicas e mineralógicas (figuras 7.2, 7.3 e 7.4, respectivamente) a separação dos diferentes grupos de características não ocorre de forma tão nítida quanto aquela apresentada na Figura 7.1. Na realidade, o que ocorre nestas análises é a presença de um grupo de componentes bastante destacado em relação aos outros (grupo A), enquanto que entre os grupos B e C a divisão não se mostra de forma clara, existindo um contato gradacional entre as propriedades dos dois grupos, dificultando, deste modo, a avaliação das relações existentes entre elas. Assim, fez-se necessário a separação dos solos em dois grupos: solos arenosos (grupo A) e solos finos (grupos B + C), onde se realizou novas análises estatísticas, tanto Análise por Principais Componentes quanto a Matriz de Coeficientes de Correlação Linear, e cujo objetivo foi Promover uma melhor identificação daquelas propriedades que influenciam o comportamento dos solos. Estas novas análises estatísticas serão apresentadas em momento mais adequado nos itens 7.2.2 e 7.2.3.

No grupo A da Análise por Principais Componentes das propriedades físicas (Figura 7.2) situam-se as componentes referentes à fração areia das três formas de ensaio realizadas. Como se sabe, nos solos da região do Distrito Federal, a fração areia é composta basicamente por quartzo, mineral quimicamente formado pela sílica. Este comportamento reflete-se diretamente sobre as definições do grupo A das Análises por Principais Componentes das propriedades mineralógicas (Figura 7.4) assim como a das propriedades químicas (Figura 7.3) através da $tSiO_2$ (sílica da análise química total), $rSiO_2$ (sílica da fase mineral residual) e $rSOMA$ (somatório de todos os elementos da fase mineral residual, onde o principal composto é a sílica).

O grupo B da Análise por Principais Componentes das propriedades físicas (Figura 7.2) possui como principal característica a presença da fração silte obtida nas três formas de ensaio realizadas. Como reflexo, no grupo B da Análise por Principais Componentes das propriedades mineralógicas (Figura 7.4), encontra-se o argilo-mineral illita, que é o único mineral constituinte destes solos que contém K_2O em sua composição, e que por sua vez aparece no grupo B da Análise por Principais Componentes das propriedades químicas (Figura 7.3).

O grupo C da Análise por Principais Componentes das propriedades físicas (Figura 7.2) tem, como característica intrínseca, a presença da fração argila obtida nas três formas de ensaio realizadas. Como principal reflexo, no grupo C da Análise por Principais Componentes das propriedades mineralógicas (Figura 7.4) situa-se a caulinita, um importante mineral de argila nos solos da região. Também no mesmo grupo encontram-se presentes o rutilo + anatásio e todos oxi-hidróxidos de Fe e Al, que, por sua vez, refletem-se no grupo C da Análise por Principais Componentes das propriedades químicas (Figura 7.3) sob a forma de $tTiO_2$ (óxido de titânio da análise química total) e $rTiO_2$ (óxido de titânio da fase mineral residual), e das fases minerais dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (oAl_2O_3 , oFe_2O_3 , $oSOMA$, aAl_2O_3 , aFe_2O_3 e $aSOMA$).

Uma discussão importante que deve ser feita neste momento é a relação existente entre a mineralogia e as frações granulométricas dos solos estudados nos grupos B e C (figuras 7.3 e 7.4). Deve-se observar que a gibbsita, o rutilo + anatásio, a goethita e a hematita encontram-se no grupo C da Análise de principais Componentes das propriedades mineralógicas (Figura 7.4) e deste modo são associados à fração argila (Figura 7.2). Isto é explicado de acordo com Martins (2000), que relata que as dimensões dos cristais destes minerais supracitados, nos perfis de intemperismo do DF, são menores que 2 μm , ou seja, apresentam tamanho argila. Entretanto, ainda segundo esse autor, os óxidos de Fe, especialmente a hematita, podem ocorrer também na forma de nódulos maiores que a fração argila. Como já foi demonstrado no item 6.5, as descrições micromorfológicas mostram que nos solos estudados apenas parte da hematita está na forma nodular e toda goethita ocorre na forma de cristais de tamanho argila dispersos na matriz. A associação da hematita nodular ao grupo C deve-se ao fato desta forma mineral ser residual, sendo que, em função de sua alta Imobilidade, a sua concentração aumenta de acordo com o grau de intemperismo e, assim, ocorre um enriquecimento maior desta forma nos horizontes mais superficiais, que neste estudo são os Horizontes B, normalmente mais argilosos. A mesma explicação pode-se

também fazer em relação ao rutilo, que é outro mineral residual bastante resistente ao intemperismo.

Ainda segundo Martins (2000), os cristais de caulimta e de illita podem apresentar dimensões variáveis, entre tamanho argila e silte. Nos saprólitos esses minerais tendem a se concentrar na fração silte, enquanto que nos horizontes mais superficiais de *Solum* concentra-se na fração argila. Para avaliação desta análise foram realizadas difratometnas de raios-X para as frações argila e silte de dois solos, o Horizonte B HB12 e o Saprólito Fino SF4 (Apêndice C, figuras C1 a C4), onde a metodologia de Fanas *et al.* (1999b) foi utilizada para a separação e obtenção das duas frações granulométricas, e a metodologia adaptada de Martins (2000) para a quantificação mineralógica. A Tabela 7.9, organizada a partir dos resultados destas análises, confirma que há uma tendência destes minerais diminuírem seus tamanhos, do saprólito em direção ao horizonte de *solum*, no mesmo sentido do aumento do grau de intemperismo.

Tabela 7.9 - Caulinita e illita das frações argila e silte dos solos HB12 e SF4.

Amostra	Caulinita total* (%)	Illita total* (%)	Caulinita na argila (%)	Caulinita no silte (%)	Illita na argila (%)	Illita no silte (%)
HB12	26,5	21,9	18,8	7,7	14,7	7,2
SF4	24,1	26,8	3,3	20,8	6,2	20,6

Resultados obtidos da Tabela 6.21

Esta conclusão explica a associação da caulinita à fração argila e a illita à fração silte nas Análises por Principais Componentes (Figura 7.4). Isto porque os solos predominantemente argilosos, devido ao alto grau de intemperismo, são também predominantemente caulíníticos, enquanto que os solos predominantemente siltosos, resultantes de um menor grau de intemperismo, são predominantemente illíticos. Desta forma, pode-se dizer que nos solos estudados, a caulinita e a illita são excelentes indicadores, respectivamente, para os solos argilosos e siltosos

Cabe aqui outra discussão importante, esta em relação à zona de contato entre os grupos B e C na Análise por Principais Componentes das propriedades químicas (Figura 7.3). Nesta encontram-se tAl_2O_3 (alumina da análise química total) e rAl_2O_3 (alumina da fase mineral residual), que são compostos essenciais na formação da caulimta, gibbsita (grupo C na Figura 7.4) e illita (grupo B na Figura 7.4). Localizam-se também neste limite o tFe_2O_3

(Fe_2O_3 da análise química total) e $r\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Fe_2O_3 da fase mineral residual) que são compostos formadores dos oxi-hidróxidos de Fe nas formas minerais nodular ou dispersa na matriz. Estes dois exemplos supracitados, entre outros, mostram que os resultados colhidos da análise química total e das fases minerais não são indicadores tão precisos dentro desta forma de análise estatística quanto a mineralogia, pois podem trazer dificuldades na interpretação do comportamento dos solos. Devido a isto, estas formas de resultados não serão utilizadas nas Análises por Principais Componentes e nas Matrizes de Coeficientes de Correlação Linear, quando da separação dos solos em arenosos e finos (itens 7.2.2 e 7.2.3). Apenas um tipo de exceção entre esses resultados será aplicada nestas análises estatísticas, os valores de aSOMA (somatório de todos os elementos da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade), uma vez que os minerais paracristalinos e amorfos não são identificados e quantificados a partir da metodologia adaptada de Martins (2000).

A Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos naturais (Figura 7.2) mostra claramente que algumas características estão fortemente associadas aos diferentes grupos. O índice de vazios (e), a macroporosidade e a microporosidade estão associadas à fração argila do grupo C, demonstrando que estas propriedades crescem de acordo com o aumento desta fração no solo. Outro componente importante associado ao grupo C é a razão entre as frações argila obtidas pela norma da ABNT NBR 7181/84 com e sem uso de defloculante ($c_{\text{argila}}/s_{\text{argila}}$), mostrando que também estas propriedades estão diretamente associadas ao grau de agregação dos solos. Os limites de liquidez (w_L) e plasticidade (w_p) também estão inseridos no campo pertencente ao grupo C, contudo a associação não se apresenta de modo tão direto à fração argila quanto às outras propriedades supracitadas.

O grupo B da Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos naturais (Figura 7.2) apresenta a densidade real do grãos (G) associada à fração silte, muito próxima ao contato com o grupo C (grupo associado à fração argila). Isto se deve, possivelmente, a presença dos oxi-hidróxidos de Fe, os minerais mais densos nos solos estudados (goethita $G = 4,37$; e hematita $G = 4,90$ a $5,30$), estar associada ao limite entre estas duas frações, como fica demonstrado na Análise por Principais Componentes da mineralogia dos solos naturais (Figura 7.4).

O peso específico natural (γ_o) e o peso específico aparente seco (γ_d) encontram-se fortemente associados ao grupo B (grupo associado à fração silte como mostra a Figura 7.2),

devendo-se este fato, essencialmente, a estas duas serem componentes fisicamente inversas
90 índice de vazios (e) (grupo C) e ao mesmo tempo com relativa proporcionalidade direta à
densidade real dos grãos (G) (grupo B).

2.1.2 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear

f

A partir do programa S-PLUS 2000 foi confeccionada uma matriz onde estão as
correlações lineares existentes entre todos os resultados selecionados relativos às
Propriedades físicas, químicas e mineralógicas dos solos naturais. Esta análise é conhecida
como Matriz de Coeficientes de Correlação Linear e é apresentada de forma completa no
Apêndice C desta Tese. Todavia, para uma compreensão mais simplificada desta análise, esta
Matriz foi resumida na Tabela 7.10, onde dados quantitativamente irrelevantes foram
suprimidos, como CaO, MgO, SiO₂ e TiO₂ das fases minerais oxí-hidróxidos de Fe cristalinos
amorfos na matriz e de baixa cristalinidade, e CaO e MgO da fase mineral residual.

Nas Matrizes de Coeficientes de Correlação Linear, como já foi descrito no Capítulo
de Metodologias, usaram-se os valores superiores a 0,75 ou inferiores a - 0,75, como aqueles
que representam Coeficiente de Correlação (R) satisfatório para o desenvolvimento deste
estudo ao complementar à Análise por Principais Componentes. Estes coeficientes são
apresentados em negrito e itálico nas planilhas.

A Tabela 7.10 é subdividida em outras 6: tabelas 7.10a e 7.10f para apresentação dos
coeficientes de Correlação (R) entre as propriedades físicas; tabelas 7.10c e 7.10j com os
valores de R entre as propriedades físicas e químicas; Tabela 7.10e com os valores de R
entre as propriedades físicas e mineralógicas; e finalmente a Tabela 7.10g com os
coeficientes de Correlação (R) entre as propriedades químicas e mineralógicas.

Tabela 7.10a - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X físicas nos solos naturais.

	w_n	G	γ_0	γ_d	e	n	Sr	microp	macrop	microp/n	macrop/n	argdisp	gfloc	gdisp	sfareia	sfilite	sfargila	sfinos	cfareia
w_n	1,000	0,279	-0,244	-0,514	0,580	0,534	0,477	0,668	0,042	0,523	-0,523	0,398	0,039	-0,039	-0,272	0,240	0,173	0,259	-0,534
G	0,279	1,000	-0,047	-0,134	0,182	0,227	0,104	0,357	-0,079	0,295	-0,295	-0,023	0,210	-0,210	-0,863	0,873	-0,005	0,857	-0,836
γ_0	-0,244	-0,047	1,000	0,956	-0,920	-0,943	0,717	-0,668	-0,757	0,032	-0,032	-0,210	-0,009	0,009	-0,161	0,160	0,017	0,185	0,254
γ_d	-0,514	-0,134	0,956	1,000	-0,980	-0,995	0,484	-0,805	-0,667	-0,149	0,149	-0,303	-0,031	0,031	-0,055	0,064	-0,043	0,080	0,381
e	0,580	0,182	-0,920	-0,980	1,000	0,980	-0,422	0,785	0,667	0,140	-0,140	0,269	0,077	-0,077	0,004	0,002	-0,031	-0,027	-0,454
n	0,534	0,227	-0,943	-0,995	0,980	1,000	-0,462	0,823	0,651	0,173	-0,173	0,300	0,049	-0,049	-0,035	0,027	0,042	0,009	-0,458
Sr	0,477	0,104	0,717	0,484	-0,422	1,000	-0,462	0,823	0,651	0,173	-0,173	0,300	0,049	-0,049	-0,035	0,027	0,042	0,009	-0,458
microp	0,668	0,357	-0,668	-0,805	0,785	0,823	-0,099	1,000	0,104	0,693	-0,693	0,292	0,197	-0,197	-0,196	0,154	0,224	0,168	-0,544
macrop	0,042	-0,079	-0,757	-0,667	0,667	0,651	-0,677	0,104	1,000	-0,623	0,623	0,136	-0,136	0,177	0,201	-0,159	-0,226	-0,208	-0,076
microp/n	0,523	0,295	0,032	-0,149	0,140	0,173	0,450	0,693	-0,623	1,000	-1,000	0,109	0,347	-0,347	-0,303	0,248	0,294	0,278	-0,373
macrop/n	-0,523	-0,295	-0,032	0,149	-0,140	-0,173	-0,450	-0,693	0,623	-1,000	1,000	-0,109	-0,347	0,347	0,303	-0,248	-0,294	-0,278	0,373
argdisp	0,398	-0,023	-0,210	-0,303	0,269	0,300	0,040	0,292	0,136	0,109	-0,109	1,000	-0,708	0,708	-0,146	0,047	0,510	0,126	-0,267
gfloc	0,039	0,210	-0,009	-0,031	0,077	0,049	0,114	0,197	-0,177	0,347	-0,347	-0,708	1,000	-1,000	-0,056	0,170	-0,572	0,056	-0,092
gdisp	-0,039	-0,210	0,009	0,031	-0,077	-0,049	-0,114	-0,197	0,177	-0,347	0,347	0,708	-1,000	1,000	0,056	-0,170	0,572	-0,056	0,092
sfareia	-0,272	-0,863	-0,161	-0,055	0,004	-0,035	-0,283	-0,196	0,201	-0,303	0,303	-0,146	-0,056	0,056	1,000	-0,981	-0,148	-0,995	0,865
sfilite	0,240	0,873	0,160	0,064	0,002	0,027	0,271	0,154	-0,159	0,248	-0,248	0,047	0,170	-0,170	-0,981	1,000	-0,048	0,978	-0,855
sfargila	0,173	-0,005	0,017	-0,043	-0,031	0,042	0,078	0,224	-0,226	0,294	-0,294	0,126	0,056	0,056	0,978	-0,048	1,000	0,136	-0,097
sfinos	0,259	0,857	0,185	0,080	-0,027	0,009	0,294	0,168	-0,208	0,278	-0,278	0,267	-0,092	-0,092	0,978	0,136	1,000	0,855	-0,855
cfareia	-0,534	-0,836	0,254	0,381	-0,454	-0,458	-0,080	-0,544	-0,076	-0,373	0,373	-0,267	-0,092	0,092	0,865	-0,855	-0,097	-0,855	1,000
cfilite	0,009	0,846	0,274	0,234	-0,189	-0,146	0,196	0,073	-0,353	0,289	-0,289	-0,015	0,136	-0,136	0,931	0,929	0,058	0,932	-0,752
cfargila	0,764	0,053	-0,746	-0,876	0,920	0,868	-0,153	0,691	0,596	0,146	-0,146	0,409	-0,053	0,053	-0,931	0,929	0,062	-0,939	-0,421
cfinos	0,530	0,852	-0,192	-0,327	0,402	0,408	0,141	0,470	0,086	0,303	-0,303	0,256	0,075	-0,075	-0,894	0,892	0,055	0,894	-0,983
pareia	-0,486	-0,818	0,161	0,286	-0,355	-0,366	-0,135	-0,427	-0,070	-0,298	0,298	-0,332	-0,036	0,036	0,911	-0,904	-0,081	-0,898	0,978
psilite	-0,051	0,726	0,411	0,375	-0,325	-0,294	0,277	-0,131	-0,340	0,139	-0,139	-0,010	0,060	-0,060	-0,920	0,914	0,072	0,929	-0,660
pargila	0,762	0,242	-0,756	-0,890	0,924	0,900	-0,161	0,779	0,535	0,249	-0,249	0,488	-0,026	0,026	-0,128	0,124	0,024	0,096	-0,556
cfargila/sfargila	0,713	0,078	-0,701	-0,819	0,888	0,814	-0,135	0,593	0,633	0,049	-0,049	0,269	0,096	-0,096	0,043	0,007	-0,253	-0,054	-0,397
w_L	0,732	0,697	-0,372	-0,547	0,599	0,607	0,132	0,626	0,226	0,322	-0,322	0,435	-0,124	0,124	-0,611	0,588	0,151	0,572	-0,799
w_P	0,706	0,598	-0,566	-0,704	0,756	0,750	-0,077	0,651	0,444	0,170	-0,170	0,497	-0,178	0,178	-0,472	0,443	0,171	0,444	-0,757
I_p	0,519	0,641	0,144	-0,041	0,074	0,106	0,496	0,352	-0,284	0,505	-0,505	0,156	0,029	-0,029	-0,665	0,661	0,056	0,619	-0,594
I_c	0,619	0,621	-0,622	-0,728	0,775	0,776	-0,175	0,677	0,454	0,185	-0,185	0,452	-0,097	0,097	-0,465	0,456	0,070	0,427	-0,757
I_A	0,013	0,630	0,196	0,148	-0,155	-0,082	0,229	0,135	-0,323	0,352	-0,352	-0,149	0,223	-0,223	-0,631	0,663	-0,131	0,584	-0,417
tg β	0,589	0,708	-0,052	-0,227	0,293	0,295	0,342	0,309	0,104	0,177	-0,177	0,176	0,068	-0,068	-0,580	0,628	-0,216	0,558	-0,631
ϕ	-0,241	-0,080	0,286	0,347	-0,285	-0,350	0,017	-0,178	-0,374	0,167	-0,167	-0,017	0,118	-0,118	-0,146	0,134	0,071	0,150	-0,136
C	-0,211	-0,140	0,662	0,662	-0,608	-0,667	0,406	-0,665	-0,280	-0,342	0,342	-0,169	-0,089	0,089	0,182	-0,176	-0,039	-0,164	0,431
R ²	0,158	0,214	-0,502	-0,494	0,457	0,511	-0,388	0,290	0,507	-0,162	0,162	0,277	-0,325	0,325	-0,261	0,236	0,143	0,288	-0,433

Tabela 7.10b - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X físicas nos solos naturais.

	cfslite	cfargila	cffinos	pareia	pslite	pargila	ctargilafargila	wL	wP	Ip	Ic	I _A	tgβ	φ	C	R ²
w _n	0,009	0,764	0,530	-0,486	-0,051	0,762	0,713	0,732	0,706	0,519	0,619	0,013	0,589	-0,241	-0,211	0,158
G	0,846	0,053	0,852	-0,818	0,726	0,242	0,078	0,697	0,598	0,641	0,621	0,630	0,708	-0,080	-0,140	0,214
γ ₀	0,274	-0,746	-0,192	0,161	0,411	-0,756	-0,701	-0,372	-0,566	0,144	-0,622	0,196	-0,052	0,286	0,662	-0,502
γ _d	0,234	-0,876	-0,327	0,286	0,375	-0,890	-0,819	-0,547	-0,704	-0,041	-0,728	0,148	-0,227	0,347	0,662	-0,494
e	-0,189	0,920	0,402	-0,355	-0,325	0,924	0,888	0,599	0,756	0,074	0,775	-0,155	0,293	-0,285	-0,608	0,457
n	-0,146	0,868	0,408	-0,366	-0,294	0,900	0,814	0,607	0,750	0,106	0,776	-0,082	0,295	-0,350	-0,667	0,511
Sr	0,196	-0,153	0,141	-0,135	0,277	-0,161	-0,135	0,132	-0,077	0,496	-0,175	0,229	0,342	0,017	0,406	-0,388
microp	0,073	0,691	0,470	-0,427	-0,131	0,779	0,593	0,626	0,651	0,352	0,677	0,135	0,309	-0,178	-0,665	0,290
macrop	-0,353	0,596	0,086	-0,070	-0,340	0,535	0,633	0,226	0,444	-0,284	0,454	-0,323	0,104	-0,374	-0,280	0,507
microp/n	0,289	0,146	0,303	-0,298	0,139	0,249	0,049	0,322	0,170	0,505	0,185	0,352	0,177	0,167	-0,342	-0,162
macrop/n	-0,289	-0,146	-0,303	0,298	-0,139	-0,249	-0,049	-0,322	-0,170	-0,505	-0,185	-0,352	-0,177	-0,167	0,342	0,162
argdisp	-0,015	0,409	0,256	-0,332	-0,010	0,488	0,269	0,435	0,497	0,156	0,452	-0,149	0,176	-0,017	-0,169	0,277
gfloc	0,136	-0,053	0,075	-0,036	0,060	-0,026	0,096	-0,124	-0,178	0,029	-0,097	0,223	0,068	0,118	-0,089	-0,325
gdisp	-0,136	0,053	-0,075	0,036	-0,060	0,026	-0,096	0,124	0,178	-0,029	0,097	-0,223	-0,068	-0,118	0,089	0,325
sfareia	-0,931	0,021	-0,894	0,911	-0,920	-0,128	0,043	-0,611	-0,472	-0,665	-0,465	-0,631	-0,580	-0,146	0,182	-0,261
sfslite	0,929	-0,033	0,892	-0,904	0,914	0,124	0,007	0,588	0,443	0,661	0,456	0,663	0,628	0,134	-0,176	0,236
sfargila	0,058	0,062	0,055	-0,081	0,072	0,024	-0,253	0,151	0,171	0,056	0,070	-0,131	-0,216	0,071	-0,039	0,143
sffinos	0,932	-0,039	0,894	-0,898	0,929	0,096	-0,054	0,572	0,444	0,619	0,427	0,584	0,558	0,150	-0,164	0,288
cfareia	-0,752	-0,421	-0,983	0,978	-0,660	-0,556	-0,397	-0,799	-0,757	-0,594	-0,757	-0,417	-0,631	-0,136	0,431	-0,433
cfslite	1,000	-0,282	0,762	-0,783	0,957	-0,104	-0,268	0,400	0,257	0,539	0,288	0,654	0,414	0,318	-0,104	0,135
cfargila	-0,282	1,000	0,383	-0,346	-0,356	0,951	0,947	0,612	0,749	0,123	0,706	-0,293	0,349	-0,240	-0,485	0,444
cffinos	0,762	0,383	1,000	-0,980	0,700	0,508	0,380	0,790	0,742	0,599	0,730	0,426	0,675	0,043	-0,370	0,448
pareia	-0,783	-0,346	-0,980	1,000	-0,734	-0,493	-0,333	-0,780	-0,723	-0,611	-0,723	-0,463	-0,648	-0,131	0,357	-0,393
pslite	0,957	-0,356	0,700	-0,734	1,000	-0,229	-0,345	0,290	0,150	0,462	0,154	0,588	0,331	0,333	0,016	0,108
pargila	-0,104	0,951	0,508	-0,493	-0,229	1,000	0,918	0,746	0,844	0,284	0,839	-0,090	0,505	-0,239	-0,532	0,426
ctargilafargila	-0,268	0,947	0,380	-0,333	-0,345	0,918	1,000	0,576	0,696	0,131	0,681	-0,232	0,445	-0,271	-0,430	0,389
w _L	0,400	0,612	0,790	-0,780	0,290	0,746	0,576	1,000	0,942	0,753	0,928	0,441	0,820	-0,330	-0,291	0,303
w _P	0,257	0,749	0,742	-0,723	0,150	0,844	0,696	0,942	1,000	0,490	0,979	0,177	0,683	-0,313	-0,296	0,375
Ip	0,539	0,123	0,599	-0,611	0,462	0,284	0,131	0,753	0,490	1,000	0,492	0,802	0,794	-0,245	-0,176	0,051
Ic	0,288	0,706	0,730	-0,723	0,154	0,839	0,681	0,928	0,979	0,492	1,000	0,266	0,669	-0,288	-0,355	0,329
I _A	0,654	-0,293	0,426	-0,463	0,588	-0,090	-0,232	0,441	0,177	0,802	0,266	1,000	0,506	-0,177	-0,141	-0,130
tgβ	0,414	0,349	0,675	-0,648	0,331	0,505	0,445	0,820	0,683	0,794	0,669	0,506	1,000	-0,403	-0,053	0,196
φ	0,318	-0,240	0,043	-0,131	0,333	-0,239	-0,271	-0,330	-0,313	-0,245	-0,288	-0,177	1,000	1,000	-0,022	-0,131
C	-0,104	-0,485	-0,370	0,357	0,016	-0,532	-0,430	-0,291	-0,296	-0,176	-0,355	-0,141	-0,053	1,000	1,000	-0,687
R ²	0,135	0,444	0,448	-0,393	0,108	0,426	0,389	0,303	0,375	0,051	0,329	-0,130	0,196	-0,131	-0,687	1,000

Tabela 7.10c - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X químicas nos solos naturais.

	tAl ₂ O ₃	tCaO	tFe ₂ O ₃	tK ₂ O	tMgO	tSiO ₂	tTiO ₂	tPF	oAl ₂ O ₃	oFe ₂ O ₃	oSoma	aAl ₂ O ₃	aFe ₂ O ₃	aSOMA	o+aFe ₂ O ₃ /tFe ₂ O ₃	
w _n	0,742	-0,241	0,499	0,129	0,127	-0,717	0,724	0,635	0,348	0,478	0,493	0,279	0,151	0,242	0,512	-0,334
G	0,412	-0,499	0,580	0,498	0,594	-0,432	0,230	0,148	0,060	0,058	0,065	-0,091	-0,032	-0,045	0,033	-0,542
γ _o	-0,638	0,358	-0,721	0,723	0,396	0,690	-0,722	-0,860	-0,589	-0,501	-0,540	-0,244	-0,079	-0,153	-0,511	0,228
γ _d	-0,774	0,391	-0,785	0,595	0,309	0,816	-0,842	-0,942	-0,627	-0,568	-0,608	-0,297	-0,108	-0,205	-0,590	0,316
e	0,850	-0,443	0,811	-0,545	-0,297	-0,875	0,906	0,970	0,604	0,623	0,656	0,227	0,055	0,141	0,600	-0,329
n	0,804	-0,431	0,826	-0,532	-0,244	-0,846	0,852	0,940	0,613	0,562	0,601	0,286	0,105	0,199	0,582	-0,363
Sr	-0,081	0,125	-0,322	0,685	0,346	0,148	-0,161	-0,336	-0,295	-0,165	-0,185	-0,102	-0,073	-0,058	-0,178	-0,061
microp	0,715	-0,300	0,792	-0,213	0,038	-0,762	0,701	0,757	0,620	0,490	0,543	0,288	0,098	0,226	0,546	-0,469
macrop	0,452	-0,355	0,388	-0,647	-0,478	-0,463	0,554	0,635	0,245	0,329	0,327	0,117	0,052	0,047	0,289	-0,008
microp/n	0,269	0,001	0,321	0,312	0,350	-0,281	0,178	0,145	0,216	0,141	0,171	0,116	-0,006	0,105	0,187	-0,370
macrop/n	-0,269	-0,001	-0,321	-0,312	-0,350	0,281	-0,178	-0,145	-0,216	-0,141	-0,171	-0,116	0,006	-0,105	-0,187	0,370
argdisp	0,390	0,409	0,271	0,033	0,259	-0,412	0,381	0,404	0,022	0,211	0,188	0,731	0,639	0,694	0,466	-0,057
gfloc	0,071	-0,409	0,082	-0,033	-0,235	-0,035	0,029	0,004	0,058	-0,149	-0,115	-0,736	-0,838	-0,773	-0,441	-0,462
gdisp	-0,071	0,409	-0,082	0,033	0,235	0,035	-0,029	-0,004	-0,058	0,149	0,115	0,736	0,838	0,773	0,441	0,462
sfareia	-0,380	0,223	-0,414	-0,738	-0,761	0,369	-0,159	-0,014	0,279	0,055	0,091	-0,064	-0,104	-0,101	0,029	0,447
sfsilte	0,402	-0,294	0,424	0,701	0,650	-0,383	0,188	0,027	-0,291	-0,035	-0,074	-0,108	-0,064	-0,076	-0,094	-0,456
sfargila	-0,096	0,347	-0,031	0,222	0,598	0,050	-0,141	-0,067	0,046	-0,104	-0,092	0,871	0,855	0,897	0,328	0,026
sffinos	0,358	-0,195	0,379	0,751	0,752	-0,346	0,142	-0,005	-0,252	-0,064	-0,096	0,038	0,084	0,078	-0,044	-0,429
cfareia	-0,759	0,313	-0,755	-0,433	-0,565	0,761	-0,594	-0,482	-0,100	-0,322	-0,308	-0,163	-0,122	-0,158	-0,323	0,523
cfsilte	0,173	-0,108	0,327	0,740	0,762	-0,179	-0,047	-0,170	-0,259	-0,152	-0,177	-0,082	-0,005	-0,027	-0,157	-0,413
cfargila	0,866	-0,306	0,649	-0,388	-0,226	-0,861	0,930	0,935	0,502	0,679	0,692	0,350	0,185	0,267	0,686	-0,193
cffinos	0,724	-0,333	0,692	0,471	0,542	-0,718	0,558	0,433	0,054	0,262	0,246	0,103	0,076	0,104	0,248	-0,513
pareia	-0,709	0,255	-0,675	-0,496	-0,590	0,701	-0,529	-0,404	0,068	-0,204	-0,174	-0,156	-0,117	-0,150	-0,210	0,536
psilte	0,070	-0,019	0,141	0,801	0,755	-0,054	-0,150	-0,295	-0,455	-0,293	-0,336	-0,079	0,008	-0,023	-0,286	-0,343
pargila	0,925	-0,341	0,788	-0,315	-0,122	-0,934	0,950	0,956	0,485	0,668	0,680	0,325	0,157	0,244	0,666	-0,328
cfargila/sfargila	0,878	-0,391	0,646	-0,413	-0,385	-0,860	0,952	0,927	0,482	0,697	0,707	0,072	-0,076	-0,012	0,573	-0,199
w _L	0,789	-0,516	0,787	0,188	0,346	-0,800	0,693	0,614	0,190	0,456	0,444	0,296	0,274	0,294	0,495	-0,409
w _P	0,844	-0,462	0,824	-0,034	0,222	-0,863	0,787	0,765	0,329	0,469	0,473	0,365	0,303	0,341	0,541	-0,453
I _p	0,397	-0,437	0,431	0,558	0,465	-0,389	0,259	0,096	-0,152	0,266	0,226	0,053	0,118	0,096	0,228	-0,176
I _c	0,850	-0,505	0,889	-0,104	0,160	-0,875	0,788	0,779	0,312	0,458	0,461	0,271	0,202	0,241	0,486	-0,501
I _A	0,079	-0,441	0,326	0,441	0,354	-0,089	-0,079	-0,179	-0,342	-0,121	-0,156	-0,239	-0,163	-0,195	-0,215	-0,285
tgβ	0,563	-0,579	0,483	0,365	0,257	-0,545	0,469	0,328	0,032	0,364	0,341	-0,096	-0,040	-0,072	0,247	-0,256
φ	-0,073	0,547	-0,139	0,332	0,371	0,099	-0,153	-0,214	-0,246	-0,064	-0,097	0,028	0,014	0,026	-0,068	0,010
C	-0,581	0,130	-0,638	0,202	0,074	0,621	-0,584	-0,600	-0,352	-0,552	-0,555	-0,220	-0,075	-0,146	-0,519	0,044
R ²	0,465	-0,042	0,425	-0,014	0,103	-0,504	0,485	0,473	0,363	0,539	0,539	0,389	0,367	0,363	0,604	0,192

Tabela 7.10d - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X químicas nos solos naturais.

	rAl ₂ O ₃	rFe ₂ O ₃	rK ₂ O	rSiO ₂	rTiO ₂	rSOMA	pH H ₂ O	pH KCl	ΔpH	CTC	MO	Fe ₂ O ₃ D	Fe ₂ O ₃ N	Fe ₂ O ₃ D/Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ N/Fe ₂ O ₃
w _n	0,734	0,404	0,126	-0,719	0,733	-0,635	0,589	0,400	0,183	0,140	0,451	0,478	0,414	-0,323	0,323
G	0,419	0,645	0,500	-0,432	0,239	-0,126	0,108	-0,419	0,647	-0,050	-0,146	0,058	0,644	-0,553	0,553
γ ₀	-0,625	-0,654	0,725	0,690	-0,715	0,835	-0,398	-0,449	0,099	0,007	-0,591	-0,501	-0,660	0,244	-0,244
γ _d	-0,761	-0,704	0,599	0,816	-0,840	0,918	-0,522	-0,507	0,028	-0,041	-0,669	-0,568	-0,711	0,327	-0,327
e	0,840	0,719	-0,547	-0,874	0,903	-0,939	0,516	0,496	-0,021	-0,043	0,598	0,623	0,723	-0,328	0,328
n	0,791	0,753	-0,535	-0,846	0,850	-0,915	0,520	0,455	0,035	0,039	0,645	0,562	0,760	-0,374	0,374
Sr	-0,072	-0,309	0,686	0,146	-0,146	0,331	0,002	-0,117	0,148	0,031	-0,202	-0,165	-0,314	-0,025	0,025
microp	0,701	0,738	-0,218	-0,762	0,708	-0,744	0,632	0,397	0,237	0,100	0,619	0,490	0,745	-0,470	0,470
macrop	0,448	0,332	-0,646	-0,462	0,543	-0,608	0,065	0,266	-0,256	-0,064	0,301	0,329	0,335	-0,028	0,028
microp/n	0,263	0,320	0,309	-0,282	0,192	-0,145	0,406	0,134	0,303	0,092	0,265	0,141	0,320	-0,347	0,347
macrop/n	-0,263	-0,320	-0,309	0,282	-0,192	0,145	-0,406	-0,134	-0,303	-0,092	-0,265	-0,141	-0,320	0,347	-0,347
argdisp	0,367	0,201	0,023	-0,414	0,382	-0,469	0,458	0,231	0,243	0,709	0,453	0,211	0,241	-0,131	0,131
gfloc	0,098	0,194	-0,021	-0,032	0,036	0,129	-0,303	-0,021	-0,325	-0,813	-0,154	-0,149	0,142	-0,354	0,354
gdisp	-0,098	-0,194	0,021	0,032	-0,036	-0,129	0,303	0,021	0,325	0,813	0,154	0,149	-0,142	0,354	-0,354
sfareia	-0,387	-0,484	-0,739	0,370	-0,166	0,011	-0,063	0,527	-0,730	-0,122	0,143	0,055	-0,491	0,469	-0,469
sfilite	0,417	0,499	0,705	-0,383	0,196	-0,007	-0,063	-0,555	0,618	-0,044	-0,245	-0,035	0,496	-0,457	0,457
sfargila	-0,130	-0,055	0,207	0,047	-0,142	-0,022	0,640	0,113	0,601	0,844	0,507	-0,104	-0,002	-0,089	0,089
sffinos	0,365	0,449	0,752	-0,346	0,149	0,007	0,036	-0,552	0,730	0,095	-0,135	-0,064	0,454	-0,450	0,450
cfareia	-0,760	-0,749	-0,433	0,761	-0,599	0,477	-0,327	0,172	-0,593	-0,073	-0,135	-0,322	-0,757	0,538	-0,538
cfilite	0,183	0,423	0,742	-0,179	-0,040	0,173	-0,053	-0,584	0,667	0,005	-0,334	-0,152	0,423	-0,428	0,428
cfargila	0,854	0,508	-0,391	-0,861	0,927	-0,933	0,549	0,553	-0,054	0,100	0,655	0,679	0,520	-0,194	0,194
cffinos	0,728	0,699	0,472	-0,718	0,564	-0,422	0,246	-0,262	0,611	0,039	0,102	0,262	0,705	-0,524	0,524
pareia	-0,713	-0,697	-0,496	0,701	-0,534	0,392	-0,239	0,245	-0,582	-0,101	-0,065	-0,204	-0,705	0,553	-0,553
psilte	0,083	0,256	0,803	-0,054	-0,145	0,303	-0,145	-0,649	0,642	0,020	-0,383	-0,293	0,257	-0,361	0,361
pargila	0,915	0,671	-0,317	-0,935	0,951	-0,950	0,528	0,481	0,012	0,119	0,583	0,668	0,681	-0,330	0,330
cfargila/sfargila	0,877	0,514	-0,411	-0,859	0,951	-0,900	0,343	0,496	-0,221	-0,153	0,457	0,697	0,510	-0,166	0,166
w _L	0,784	0,733	0,185	-0,801	0,700	-0,623	0,506	0,055	0,518	0,246	0,170	0,456	0,750	-0,437	0,437
w _P	0,835	0,769	-0,038	-0,864	0,789	-0,758	0,585	0,206	0,421	0,224	0,336	0,469	0,788	-0,491	0,491
I _P	0,403	0,398	0,558	-0,390	0,271	-0,133	0,168	-0,262	0,521	0,202	-0,220	0,266	0,406	-0,174	0,174
I _C	0,844	0,853	-0,106	-0,875	0,790	-0,757	0,522	0,185	0,374	0,135	0,263	0,458	0,866	-0,530	0,530
I _A	0,095	0,421	0,445	-0,089	-0,069	0,199	-0,111	-0,465	0,452	-0,064	-0,517	-0,121	0,412	-0,274	0,274
tgβ	0,573	0,436	0,368	-0,545	0,480	-0,333	0,022	-0,214	0,292	0,012	-0,111	0,364	0,433	-0,238	0,238
φ	-0,071	-0,138	0,333	0,099	-0,158	0,194	-0,068	-0,034	-0,036	-0,032	-0,125	-0,064	-0,137	0,018	-0,018
C	-0,573	-0,542	0,203	0,621	-0,581	0,639	-0,192	-0,078	-0,125	-0,097	-0,495	-0,552	-0,548	0,041	-0,041
R ²	0,449	0,286	-0,018	-0,505	0,480	-0,570	0,114	-0,098	0,253	0,323	0,488	0,539	0,309	0,151	-0,151

Tabela 7.10e - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades físicas X mineralógicas nos solos naturais.

	Cilindricidade	Caulinita	Illita	Quartzo	Rutilo	Caul + Illita	Goethita (micrita)	Hemattita (micrita)	Hemattita (nóctua)	Hemattita (total)	Oxid Fe (micrita)	Oxid Fe (total)	Oxid Fe+Al (micrita)	Oxid Fe+Al (total)
w _n	0,669	0,452	0,121	-0,707	0,727	0,443	0,375	0,273	0,414	0,452	0,488	0,514	0,669	0,676
G	-0,093	0,636	0,531	-0,616	0,265	0,841	0,282	-0,186	0,644	0,530	0,066	0,362	-0,077	0,092
γ ₀	-0,741	-0,602	0,653	0,520	-0,724	-0,101	0,000	-0,669	-0,660	-0,788	-0,515	-0,730	-0,737	-0,795
γ _d	-0,846	-0,663	0,540	0,664	-0,845	-0,219	-0,106	-0,652	-0,711	-0,830	-0,581	-0,796	-0,841	-0,897
e	0,878	0,709	-0,481	-0,736	0,911	0,292	0,139	0,690	0,723	0,852	0,634	0,824	0,876	0,930
n	0,824	0,716	-0,475	-0,716	0,859	0,301	0,128	0,624	0,760	0,866	0,575	0,835	0,820	0,891
Sr	-0,180	-0,252	0,591	0,017	-0,159	0,149	0,192	-0,432	-0,314	-0,407	-0,189	-0,328	-0,187	-0,238
microp	0,658	0,587	-0,264	-0,653	0,706	0,322	0,410	0,255	0,745	0,747	0,501	0,797	0,660	0,750
macrop	0,562	0,470	-0,479	-0,381	0,560	0,097	-0,323	0,751	0,335	0,518	0,337	0,397	0,553	0,557
microp/n	0,150	0,134	0,136	-0,254	0,176	0,192	0,485	-0,312	0,320	0,201	0,121	0,310	0,151	0,208
macrop/n	-0,150	-0,134	-0,136	0,254	-0,176	-0,192	-0,485	0,312	-0,320	-0,201	-0,121	-0,310	-0,151	-0,208
argdisp	0,298	0,362	0,057	-0,421	0,362	0,332	0,167	0,186	0,241	0,271	0,268	0,294	0,304	0,320
gfluc	0,076	0,002	-0,068	-0,004	0,045	-0,039	-0,156	-0,140	0,142	0,089	-0,223	0,043	0,043	0,072
gdisp	-0,076	-0,002	0,068	0,004	-0,045	0,039	0,156	0,140	-0,142	-0,089	0,223	-0,043	-0,043	-0,072
sfarcia	0,189	-0,579	-0,735	0,603	-0,183	-0,918	-0,321	0,354	-0,491	-0,343	0,033	-0,400	0,176	0,031
sfalite	-0,156	0,598	0,697	-0,614	0,214	0,911	0,260	-0,296	0,496	0,364	-0,035	0,404	-0,147	-0,004
sfargila	-0,173	-0,068	0,227	0,025	-0,149	0,081	0,328	-0,308	-0,002	-0,090	0,007	0,001	-0,157	-0,135
sfinos	-0,203	0,539	0,765	-0,586	0,165	0,903	0,355	-0,377	0,454	0,304	-0,026	0,372	-0,189	-0,050
cfarcia	-0,277	-0,805	-0,459	0,889	-0,612	-0,936	-0,465	-0,017	-0,757	-0,690	-0,359	-0,758	-0,295	-0,439
cfalite	-0,380	0,417	0,718	-0,401	-0,027	0,774	0,353	-0,504	0,423	0,239	-0,125	0,312	-0,362	-0,207
cfargila	0,925	0,597	-0,320	-0,742	0,928	0,297	0,192	0,718	0,520	0,675	0,694	0,674	0,927	0,924
cfinos	0,232	0,786	0,518	-0,877	0,579	0,957	0,424	-0,013	0,705	0,634	0,305	0,695	0,247	0,386
parcia	-0,197	-0,803	-0,525	0,864	-0,547	-0,974	-0,351	0,038	-0,705	-0,627	-0,231	-0,670	-0,207	-0,351
psilite	-0,473	0,318	0,799	-0,310	-0,132	0,742	0,246	-0,572	0,257	0,069	-0,257	0,127	-0,463	-0,334
pargila	0,888	0,742	-0,272	-0,841	0,952	0,445	0,187	0,677	0,681	0,810	0,660	0,798	0,889	0,931
cfargila/sfargila	0,948	0,606	-0,346	-0,747	0,953	0,289	0,110	0,781	0,510	0,684	0,682	0,662	0,947	0,938
w _L	0,445	0,845	0,177	-0,876	0,714	0,800	0,262	0,304	0,750	0,766	0,429	0,776	0,457	0,577
w _p	0,567	0,867	0,038	-0,896	0,804	0,734	0,213	0,428	0,788	0,835	0,488	0,828	0,575	0,688
I _p	0,044	0,499	0,387	-0,521	0,280	0,643	0,265	-0,050	0,406	0,353	0,158	0,395	0,059	0,150
I _c	0,560	0,926	-0,056	-0,893	0,806	0,726	0,149	0,444	0,866	0,911	0,452	0,881	0,565	0,698
I _A	-0,291	0,409	0,247	-0,229	-0,053	0,484	-0,006	-0,314	0,412	0,283	-0,246	0,261	-0,295	-0,152
tgβ	0,252	0,613	0,366	-0,681	0,498	0,723	0,093	0,277	0,433	0,471	0,282	0,460	0,263	0,333
φ	-0,207	-0,177	0,310	0,094	-0,178	0,042	0,293	-0,302	-0,137	-0,210	-0,014	-0,120	-0,191	-0,198
C	-0,549	-0,503	0,288	0,520	-0,578	-0,239	-0,396	-0,329	-0,548	-0,590	-0,547	-0,647	-0,566	-0,621
R ²	0,400	0,385	0,075	-0,514	0,486	0,361	0,451	0,376	0,309	0,387	0,624	0,473	0,439	0,453

Tabela 7.10f - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) entre as propriedades químicas X mineralógicas nos solos naturais.

	Gibbsita	Cuadriáta	Illita	Quartzo	Rutilo	Caul + Illita	Ceolita (matriz)	Hematita (matriz)	Hematita (total)	Oxid Fe (matriz)	Oxid Fe (total)	Oxid Fe-Al (matriz)	Oxid Fe-Al (total)
tAl ₂ O ₃	0,813	0,845	-0,081	-0,958	0,974	0,644	0,313	0,551	0,844	0,656	0,861	0,820	0,891
K ₂ O	-0,205	-0,527	0,155	0,378	-0,370	-0,339	0,231	-0,391	-0,493	-0,129	-0,398	-0,203	-0,277
tFe ₂ O ₃	0,627	0,879	-0,205	-0,855	0,819	0,598	0,345	0,383	0,980	0,550	0,996	0,638	0,784
tK ₂ O	-0,503	-0,053	0,946	-0,102	-0,280	0,526	0,383	-0,589	-0,304	-0,169	-0,183	-0,479	-0,448
tMgO	-0,442	0,138	0,818	-0,214	-0,185	0,605	0,437	-0,546	-0,033	-0,095	0,081	-0,415	-0,323
tSiO ₂	-0,815	-0,853	0,120	0,955	-0,971	-0,628	-0,351	-0,541	-0,888	-0,677	-0,912	-0,824	-0,907
tTiO ₂	0,921	0,749	-0,259	-0,877	0,999	0,459	0,285	0,680	0,812	0,735	0,825	0,928	0,965
tPF	0,932	0,710	-0,428	-0,789	0,959	0,325	0,201	0,689	0,843	0,679	0,832	0,932	0,975
αAl ₂ O ₃	0,586	0,087	-0,388	-0,254	0,468	-0,163	0,501	0,335	0,431	0,630	0,527	0,609	0,614
αFe ₂ O ₃	0,710	0,387	-0,235	-0,549	0,726	0,176	0,532	0,749	0,488	0,971	0,588	0,762	0,729
αSOMA	0,734	0,362	-0,270	-0,536	0,730	0,134	0,560	0,730	0,507	0,977	0,612	0,785	0,755
αAl ₂ O ₃	0,173	0,128	0,054	-0,205	0,169	0,138	0,327	0,061	0,144	0,289	0,217	0,192	0,199
αFe ₂ O ₃	-0,026	0,058	0,175	-0,107	0,022	0,153	0,349	0,044	0,022	0,293	0,110	0,011	0,012
αSOMA	0,071	0,087	0,131	-0,160	0,091	0,150	0,362	0,008	0,086	0,275	0,172	0,097	0,106
α+βSOMA	0,633	0,336	-0,163	-0,511	0,638	0,178	0,621	0,601	0,453	0,923	0,578	0,686	0,666
α+β Fe ₂ O ₃ /tFe ₂ O ₃	-0,153	-0,487	-0,091	0,446	-0,287	-0,455	0,115	0,293	-0,523	0,311	-0,455	-0,103	-0,253
tAl ₂ O ₃	0,806	0,849	-0,077	-0,957	0,971	0,650	0,295	0,549	0,841	0,642	0,854	0,811	0,882
tFe ₂ O ₃	0,486	0,873	-0,168	-0,790	0,696	0,615	0,198	0,190	0,958	0,293	0,937	0,478	0,656
tK ₂ O	-0,503	-0,052	0,946	-0,101	-0,280	0,526	0,376	-0,588	-0,304	-0,173	-0,186	-0,480	-0,449
tSiO ₂	-0,815	-0,853	0,118	0,955	-0,971	-0,629	-0,352	-0,540	-0,887	-0,677	-0,912	-0,824	-0,907
tTiO ₂	0,921	0,748	-0,252	-0,881	0,999	0,463	0,289	0,670	0,814	0,730	0,827	0,927	0,965
tSOMA	-0,923	-0,671	0,386	0,780	-0,946	-0,318	-0,317	-0,719	-0,804	-0,788	-0,825	-0,936	-0,966
pH _{H₂O}	0,438	0,294	-0,145	-0,399	0,438	0,154	0,453	0,046	0,469	0,372	0,550	0,444	0,505
pH _{KCl}	0,664	-0,032	-0,564	-0,097	0,409	-0,366	0,063	0,324	0,274	0,296	0,270	0,642	0,601
ΔpH	-0,321	0,381	0,535	-0,342	-0,002	0,634	0,446	-0,350	0,201	0,062	0,300	-0,286	-0,164
CTC	-0,085	0,018	0,210	-0,055	-0,056	0,141	0,265	-0,025	-0,053	0,177	0,018	-0,057	-0,061
MO	0,549	0,151	-0,209	-0,302	0,440	-0,002	0,221	0,281	0,256	0,381	0,294	0,546	0,517
Fe ₂ O ₃ D	0,710	0,387	-0,235	-0,549	0,726	0,176	0,532	0,749	0,488	0,971	0,588	0,762	0,729
Fe ₂ O ₃ N	0,484	0,877	-0,158	-0,797	0,698	0,625	0,220	0,192	0,960	0,311	0,945	0,479	0,657
Fe ₂ O ₃ D/tFe ₂ O ₃	-0,124	-0,501	-0,112	0,450	-0,270	-0,478	0,096	0,312	-0,533	0,311	-0,469	-0,077	-0,234
Fe ₂ O ₃ N/tFe ₂ O ₃	0,124	0,501	0,112	-0,450	0,270	0,478	-0,096	-0,312	0,533	-0,311	0,469	0,077	0,234

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos naturais (Tabela 7.10) comprovou a Análise por Principais Componentes e ainda trouxe maiores esclarecimentos sobre as relações existentes entre as propriedades físicas, químicas e mineralógicas. Serão apresentados diagramas de dispersão entre aquelas propriedades analisadas que possuam as correlações lineares mais importantes.

As Análises por Principais Componentes dos solos naturais e das propriedades físicas (figuras 7.1 e 7.2) mostram que as frações granulométricas são as principais características distintivas do comportamento dos solos dentre todas as propriedades estudadas. Partindo-se disto, as correlações lineares (R) a serem avaliadas neste item usarão a granulometria como base discursiva principal.

Inicialmente pode-se confirmar, conforme o item 7.1.1.1, que as correlações lineares (R) entre as frações granulométricas obtidas pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante e as obtidas pelo método da pipeta são bastante altas e mostram que os dois métodos são, entre eles, compatíveis.

A densidade real dos grãos (G) apresenta importantes correlações lineares (R) positivas, com a fração silte e teores de finos, e negativas, com a fração areia das diferentes análises granulométricas (Tabela 7.10a). Este fato foi explicado no item anterior como sendo resultante possivelmente da presença dos oxi-hidróxidos de Fe associados às partículas finas dos solos. Contudo, talvez esta não seja a única variável importante, uma vez que a densidade real dos grãos (G) estabelece baixas correlações lineares com qualquer forma apresentada para os oxi-hidróxidos de Fe (Tabela 7.10e). Uma discussão mais detalhada sobre o assunto será realizada quando das análises estatísticas dos solos finos (item 7.2.3). As figuras 7.5 e 7.6 mostram diagramas de dispersão que correlacionam a densidade real dos grãos (G) às frações silte e areia dos solos naturais.

O peso específico natural (γ_0), o peso específico aparente seco (γ_d), o índice de vazios (e) e a porosidade (n) fazem parte de um grupo único de propriedades físicas, onde as altas correlações lineares (R) entre elas (Tabela 7.10a) ocorrem de forma óbvia devido à associação existente entre as expressões matemáticas que as representam. Contudo, o peso específico natural (γ_0) e o peso específico aparente seco (γ_d) são inversamente proporcionais ao índice de vazios (e) e à porosidade (n), isto é, quando as duas primeiras propriedades possuem correlações lineares (R) positivas com alguma propriedade estudada, as duas últimas apresentam correlações lineares (R) negativas. Para representar este conjunto de propriedades

na análise de correlações lineares, escolheu-se o índice de vazios (e), uma vez que esta é a propriedade que melhor caracteriza o grupo

O índice de vazios (e) estabelece correlações lineares positivas altas com as frações argila obtidas pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante ($R = 0,920$; Figura 7.7) e pelo método da pipeta ($R = 0,924$). Outro coeficiente de correlação linear (R) importante obtido com o índice de vazios (e) é o existente com a razão entre as frações argila, determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante (cf_{argila}/sf_{argila}) ($R = 0,888$), confirmando, mais uma vez, que o índice de vazios (e) está diretamente associado ao grau de agregação dos solos (Figura 7.8).

A microporosidade apresenta uma correlação linear positiva alta com a fração argila obtida pelo método da pipeta ($R = 0,779$) (Tabela 7.10a e Figura 7.9), de acordo com o mostrado no item referente à Análise por Principais Componentes (item 7.2.1.1). No entanto, a macroporosidade não possui correlação linear alta com nenhuma forma da fração argila, como apresentado na análise do item 7.2.1.1. Uma reavaliação desta interpretação será realizada nos itens referentes às Análises por Principais Componentes e Matrizes de Coeficientes de Correlação Linear, quando da separação dos solos em arenosos e finos (itens 7.2.2 e 7.2.3).

Os ensaios para a determinação da argila dispersa e graus de flocculação e dispersão não apresentam correlações lineares (R) significativas com as outras propriedades físicas (Tabela 7.10a). Isto demonstra, certamente, que a aplicação destas metodologias não responderam a realidade do comportamento dos solos estudados.

Os limites de Atterberg dos solos possuem geralmente elevados coeficientes de correlação linear (R) positivos, com as frações argila e silte, e negativos, com a fração areia (Tabela 7.10b), de acordo com os princípios da mecânica dos solos. O limite de liquidez (w_L) apresenta elevados coeficientes de correlação linear positivo com o teor de finos (cf_{finos} $R = 0,790$; Figura 7.10) e negativo com a fração areia (cf_{areia} $R = - 0,799$; Figura 7.11). O limite de plasticidade (w_p) tem importantes correlações lineares positiva com a fração argila (pf_{argila} $R = 0,844$; Figura 7.12) e negativa com a fração areia (cf_{areia} $R = - 0,757$). Os índices relacionados à plasticidade (I_p , I_c e I_A), normalmente apresentam coeficientes de correlação linear baixos com outras propriedades, excetuando-se em relação aos limites de liquidez (w_L) e plasticidade (w_p), pois, na realidade estes são membros das expressões que define aqueles índices. A inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) mostra correlações lineares positivas

significativas com o limite de liquidez (w_L) e com o índice de plasticidade (I_p) (respectivamente $R = 0,820$ (Figura 7.13) e $R = 0,770$).

Pode ser observado nos diagramas de dispersão entre as propriedades relativas à plasticidade e as frações granulométricas (figuras 7.10 a 7.12), que as correlações lineares não representam de modo eficiente o comportamento real dos solos, uma vez que dentre estes, 6

solos não apresentam plasticidade e podem trazer distorções na interpretação. O melhor exemplo para confirmar este fato é o da Figura 7.13, onde a inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) tem um elevado coeficiente de correlação linear positivo com o limite de liquidez (w_L) ($R = 0,820$, como já foi mostrado), mas uma correlação bastante reduzida quando da separação <los solos sem e com w_L . Devido a isto será criado o item 7.2.4, onde serão reavaliadas as propriedades relativas à plasticidade e às suas relações com as outras propriedades estudadas, utilizando-se somente os solos plásticos.

Os parâmetros de tensão-deformação-resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto, ou seja, as coesões (c) e os ângulos de atrito (ϕ), não geraram correlações lineares importantes com outras propriedades físicas (Tabela 7.106). Tal análise pode ser explicada pelo fato de existir um grande número de solos estudados que são anisotrópicos, devido às descontinuidades e mosqueamentos, como foi descrito no item 7.1.1.1. Para avaliar a influência das outras propriedades estudadas na resistência dos solos, também criar-se-á o item 7.2.5, onde serão analisados apenas os solos homogêneos.

Para a Análise por Principais Componentes (item 7.2.1.1), a química total dos elementos e a química das fases minerais não contribuem expressivamente na interpretação do comportamento dos solos como a mineralogia, apesar de serem reflexo direto desta. Entretanto, a partir da Matriz de Coeficientes de Correlação Linear, algumas formas químicas podem ser utilizadas como indicadores confiáveis.

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear confirma a Análise por Principais Componentes das propriedades químicas (Figura 7.3) em relação à associação da sílica com o grupo A. O $tSiO_2$ (sílica da análise química total) e o $rSiO_2$ (sílica da fase mineral residual) têm significativas correlações lineares positivas com a fração areia obtida pela norma da ABNT com uso de defloculante, ambas com $R = 0,761$ (tabelas 7.10c e 7.10d), mostrando que a sílica é o principal indicador químico da fração areia.

O tK_2O (K_2O da análise química total), um dos elementos que constitui a illita, possui correlação linear alta e positiva com a fração silte (Tabela 7.10c), principalmente a determinada pelo método da pipeta ($R = 0,801$; Figura 7.14), demonstrando que este elemento é um indicador preciso para a fração silte nos solos estudados. Outra maneira para se observar esta relação é a partir da alta correlação linear positiva entre a illita e o tK_2O na Tabela 7.10/ ($R = 0,946$). Por sua vez, o $tTiO_2$ (óxido de titânio da análise química total) e o $rTiO_2$ (óxido de titânio da fase mineral residual) (respectivamente tabelas 7.10c e 7.10d), compostos químicos responsáveis pela formação do rutilo + anatásio, servem como bons indicadores para a argila, já que estas formas de TiO_2 apresentam elevadas correlações lineares com esta função, como por exemplo naquela obtida pelo método da pipeta (respectivamente $R = 0,950$ (Figura 7.15) e $R = 0,951$).

Também a Matriz de Coeficientes de Correlação Linear define claramente algumas propriedades químicas que pertencem à fronteira dos grupos B e C, estabelecidos na Análise por Principais Componentes. O tAl_2O_3 (alumina da análise química total), que está no contato entre estes grupos (Figura 7.3), mostra correlações lineares positivas identificadas com a fração argila (cfargila $R = 0,866$; pargila $R = 0,925$ (Figura 7.16)), ou seja, ele se situa, evidentemente, no grupo C. O mesmo comportamento é seguido pelo tFe_2O_3 (Fe_2O_3 da análise química total) e o rAl_2O_3 (alumina da fase mineral residual). Já o rFe_2O_3 (Fe_2O_3 da fase mineral residual) e o $Fe_2O_3 N$ (Fe_2O_3 sob a forma nodular) posicionam-se sob o limite dos dois grupos, pois apresentam baixas correlações lineares positivas com as frações silte e argila, e relevantes correlações lineares negativas com a fração areia obtida pela norma da ABNT com uso de defloculante (respectivamente $R = - 0,750$ e $R = - 0,757$).

As fases minerais dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos), embora sejam associadas diretamente ao grupo crente à argila (grupo C) na Análise por Principais Componentes das propriedades químicas (Figura 7.3), não obtiveram correlações lineares importantes com os valores desta fração granulométrica (Tabela 7.10.c). Isto demonstra, mais uma vez, que as análises estatísticas dos compostos químicos não caracterizam eficientemente o comportamento dos solos. Mesmo assim a fase mineral dos oxi-hidróxidos de baixa cristalinidade (amorfos e paracristalinos) será utilizada nos itens 7.2.2 e 7.2.3, uma vez que não existe outra forma de representá-la a partir da mineralogia.

Os resultados referentes ao pH em KC1, pH em H₂O, a diferença entre eles (Δ pH), o teor de matéria orgânica (MO) e a Capacidade de Troca Catiônica (CTC) não apresentam correlações lineares importantes com nenhuma das propriedades físicas (Tabela 7.10d) e mineralógicas estudadas (Tabela 7.10f). Por isso, uma análise mais profunda sobre a influência destes no comportamento dos solos se concretizará nos itens 7.2.2 e 7.2.3, quando da separação dos solos em arenosos e finos.

A partir da Matriz de Coeficientes de Correlação Linear, pode-se afirmar que o quartzo é o único mineral que apresenta correlações positivas elevadas com a fração areia, vindo a confirmar a Análise por Principais Componentes e a discussão dela realizada. Por exemplo, a correlação linear entre o quartzo e a fração areia obtida pela norma da ABNT com uso de defloculante é $R = 0,889$ (Tabela 7.10e e Figura 7.17). Como reflexo também desta característica, a correlação linear do quartzo com o teor de finos (c_{ffinos}) é negativa ($R = -0,877$; Figura 7.18).

As correlações lineares realizadas com a illita comprovam que este argilo-mineral é bom indicador para a fração silte, como fica claro na Tabela 7.10e (psilte $R = 0,799$) e pode ser demonstrado na Figura 7.19. Do mesmo modo, as correlações lineares realizadas com a caulinita mostram que o teor deste mineral cresce de acordo com a fração argila (pargila $R = 0,752$; Figura 7.20). Outra comprovação que a caulinita e a illita podem apresentar dimensões argila e silte é a alta correlação linear positiva entre caulmita + illita e o teor de finos ($R = 0,957$).

Dentre os minerais dos solos estudados, a gibbsita e o rutilo + anatásio são aqueles que melhor caracterizam a fração argila (Tabela 7.10e). A gibbsita mostra correlações lineares positivas elevadas com a argila obtida a partir da norma da ABNT com uso de defloculante ($R = 0,925$; Figura 7.21) e com a razão entre as frações argila determinadas a

partir das análises com e sem uso de defloculante (cfargila/sfargila) ($R = 0,948$; Figura 7.22), demonstrando a importância deste mineral na agregação solos estudados. O rutilo + anatásio

segue o mesmo comportamento, devido ao fato de serem minerais resistentes, como já foi descrito anteriormente no item 7.2.1.1.

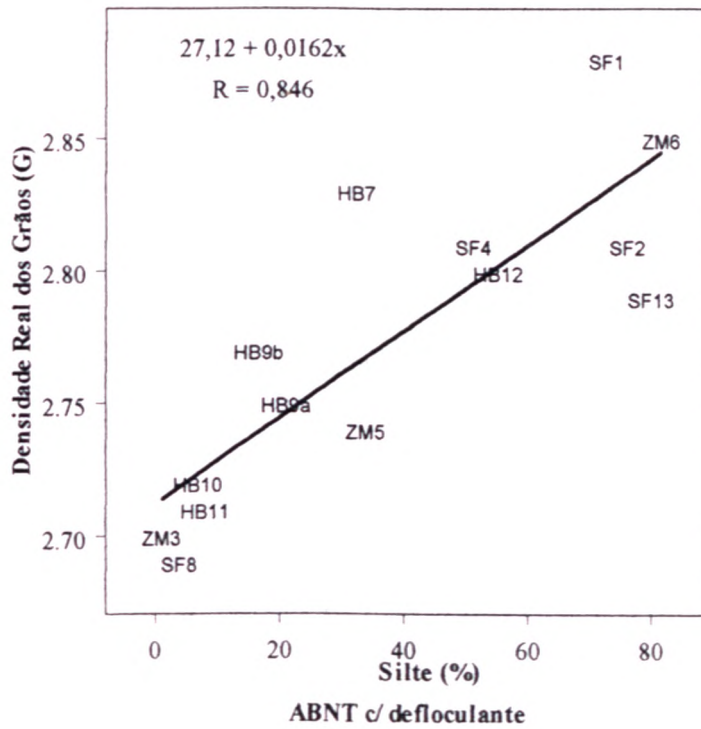


Figura 7.5 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e a densidade real dos grãos (G) nos solos naturais.

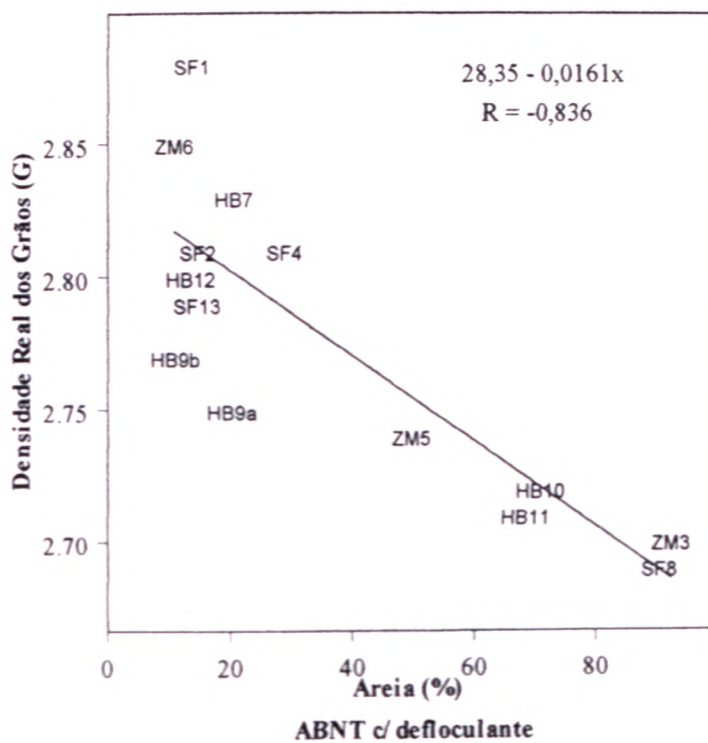


Figura 7.6 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração areia e a densidade real dos grãos (G) nos solos naturais.

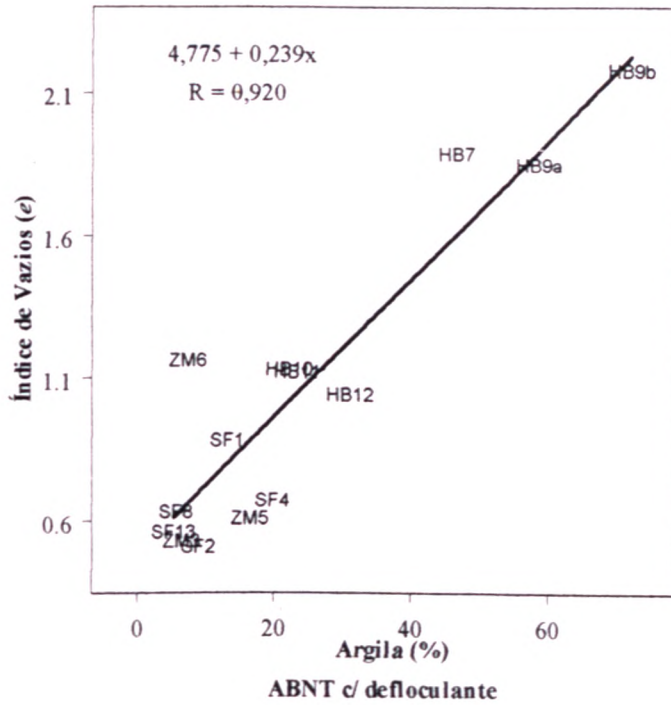


Figura 7.7 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de vazios (e) nos solos naturais.

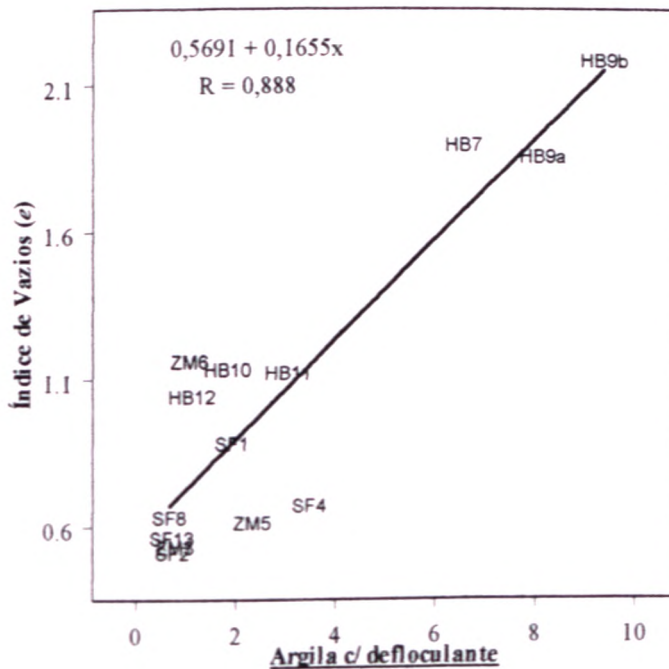


Figura 7.8 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e o índice de vazios (e) nos solos naturais.

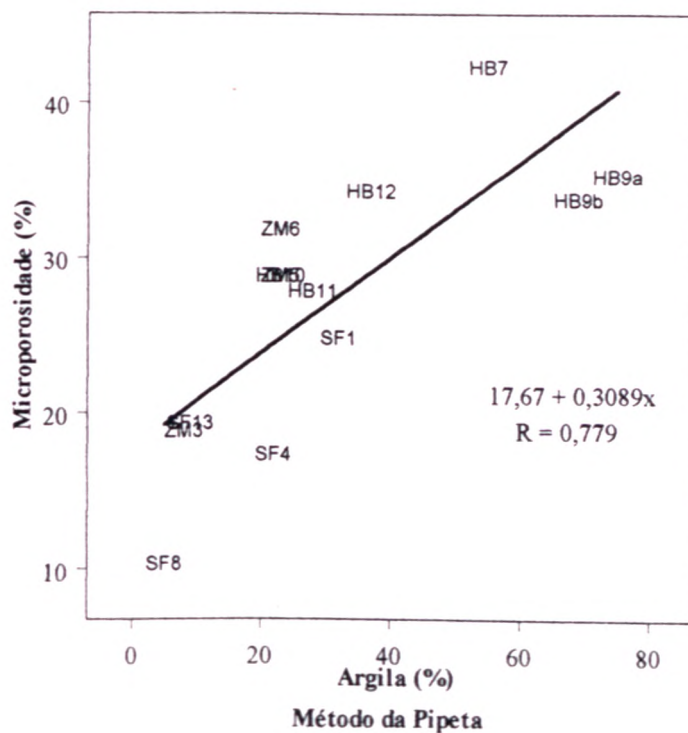


Figura 7.9 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a microporosidade nos solos naturais.

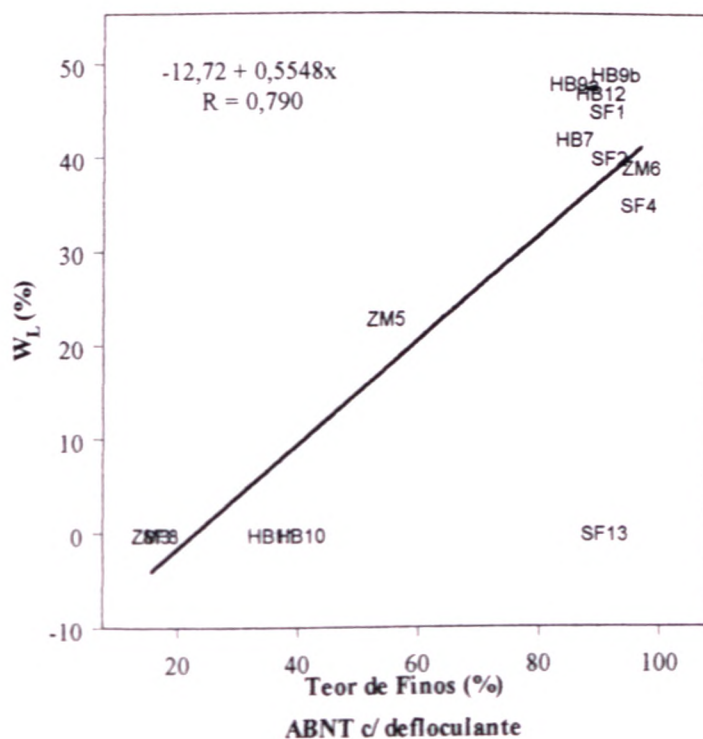


Figura 7.10 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o teor de finos e o limite de liquidez (w_L) nos solos naturais.

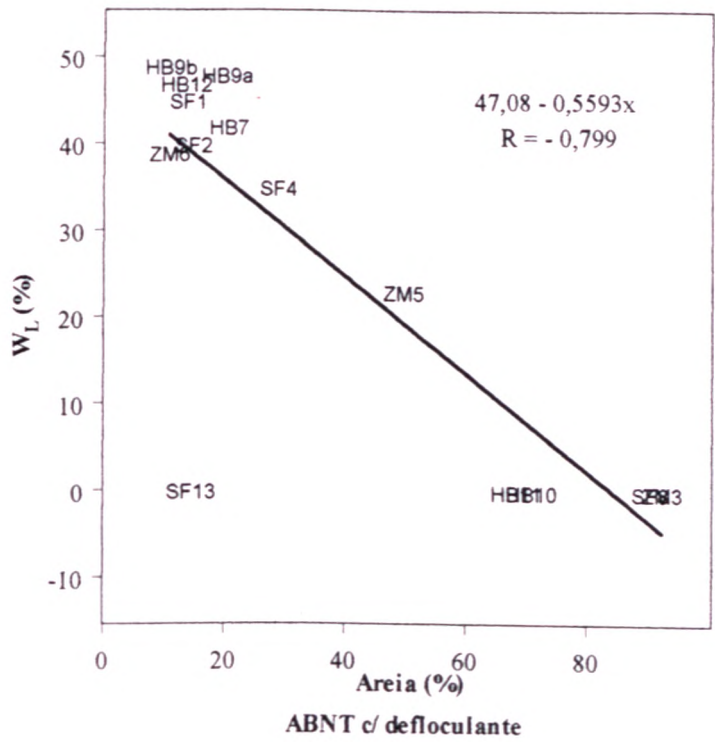


Figura 7.11 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração areia e o limite de liquidez (w_L) nos solos naturais.

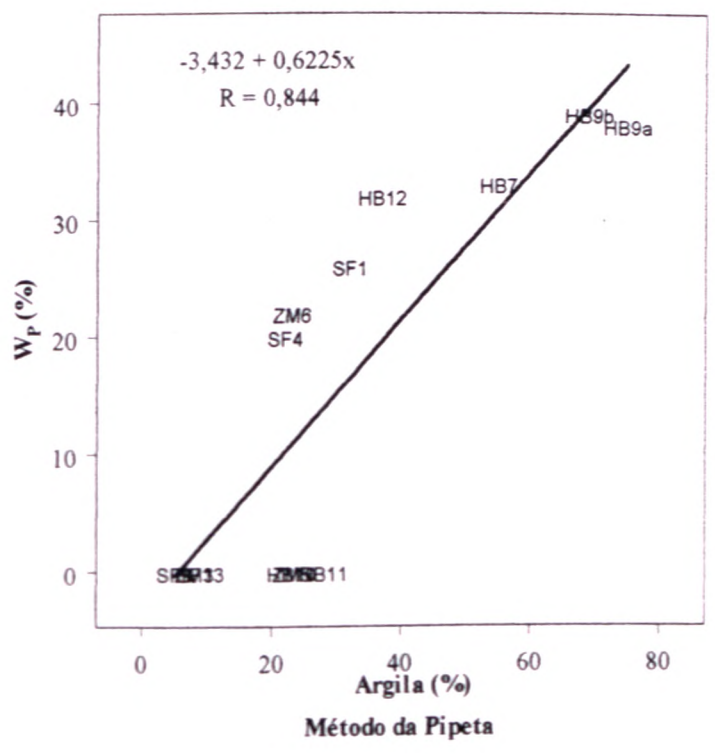


Figura 7.12 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o limite de plasticidade (w_p) nos solos naturais

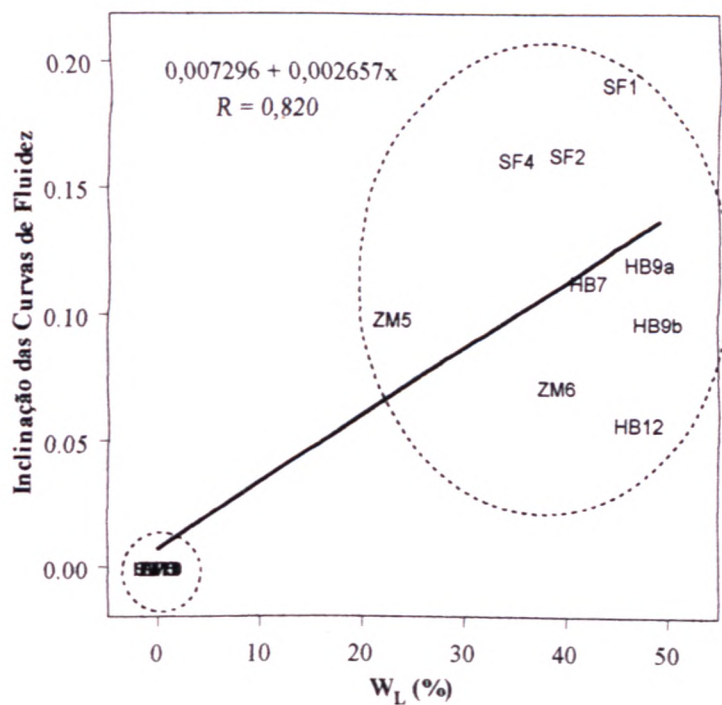


Figura 7.13 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de liquidez (w_L) e a inclinação das curvas de fluidez ($\text{tg}\beta$) nos solos naturais.

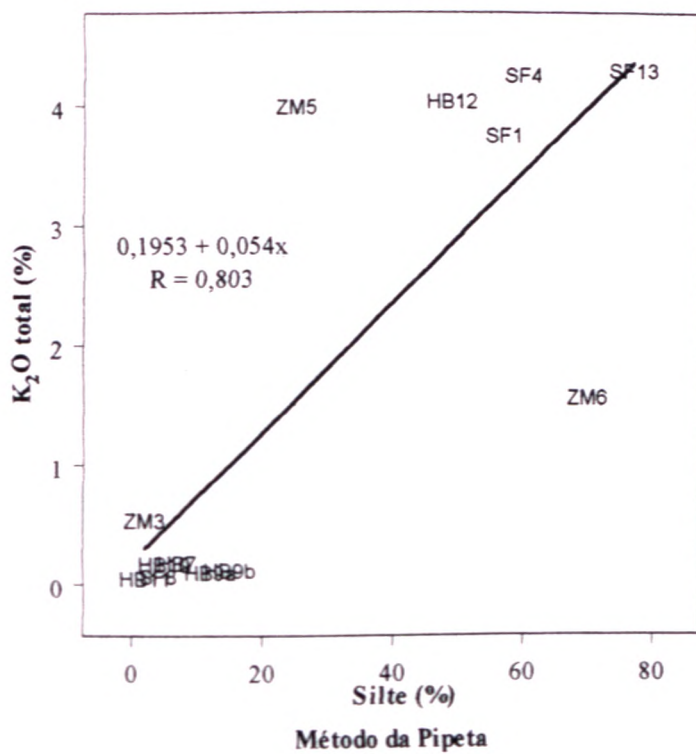


Figura 7.14 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e o K_2O total nos solos naturais.

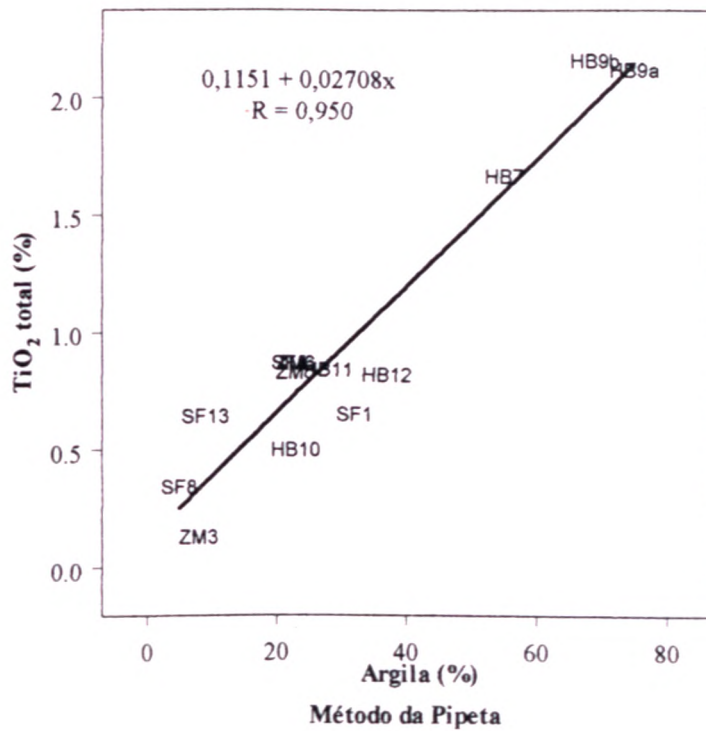


Figura 7.15 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o

TiO₂ total nos solos naturais.

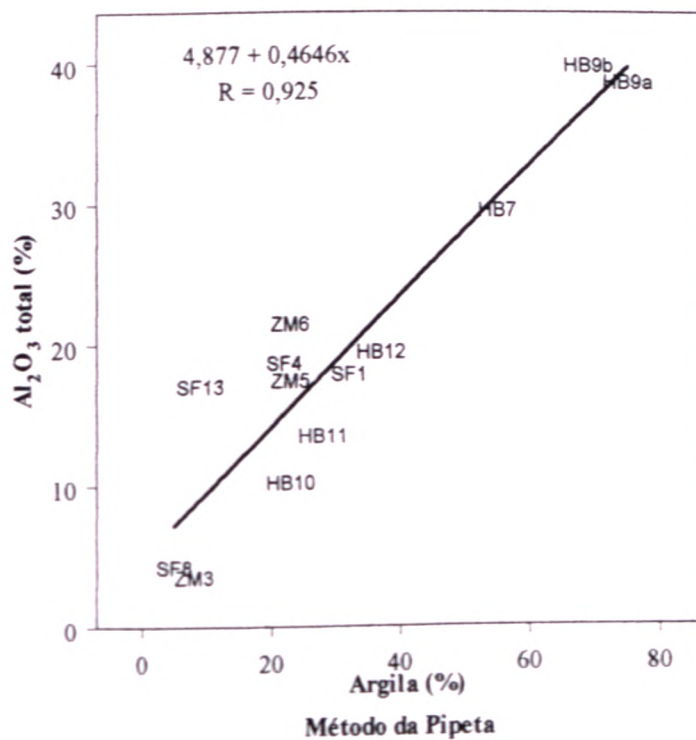


Figura 7.16 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o Al₂O₃ total nos solos naturais

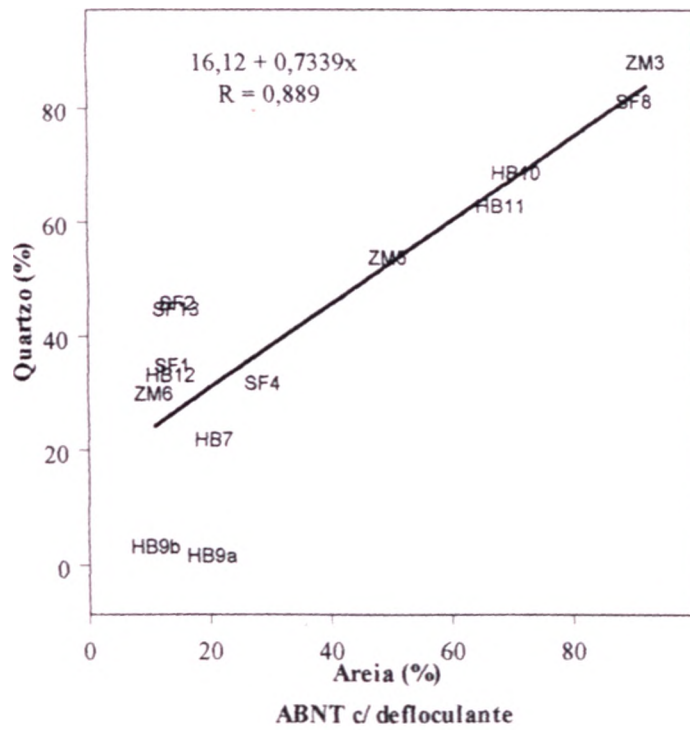


Figura 7.17 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração areia e o quartzo nos solos naturais.

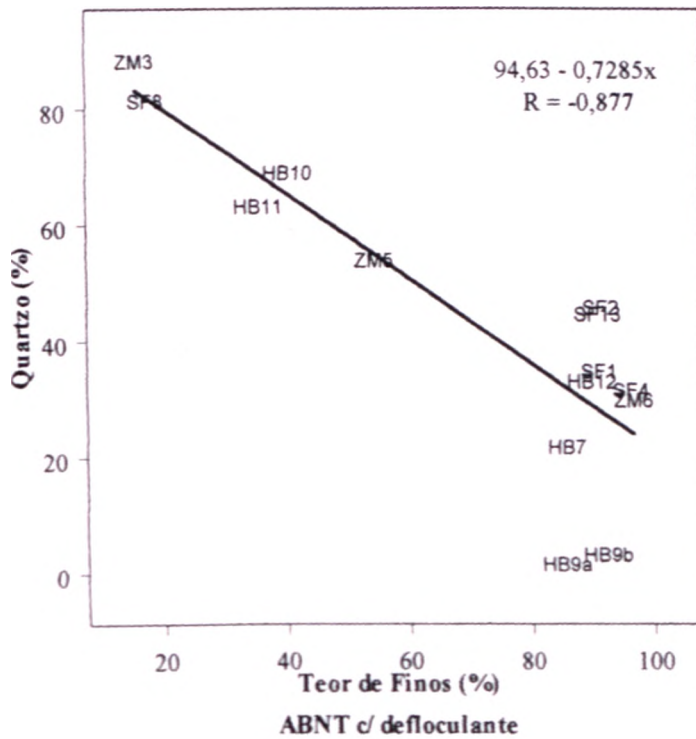


Figura 7.18 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o teor de finos e o quartzo nos solos naturais.

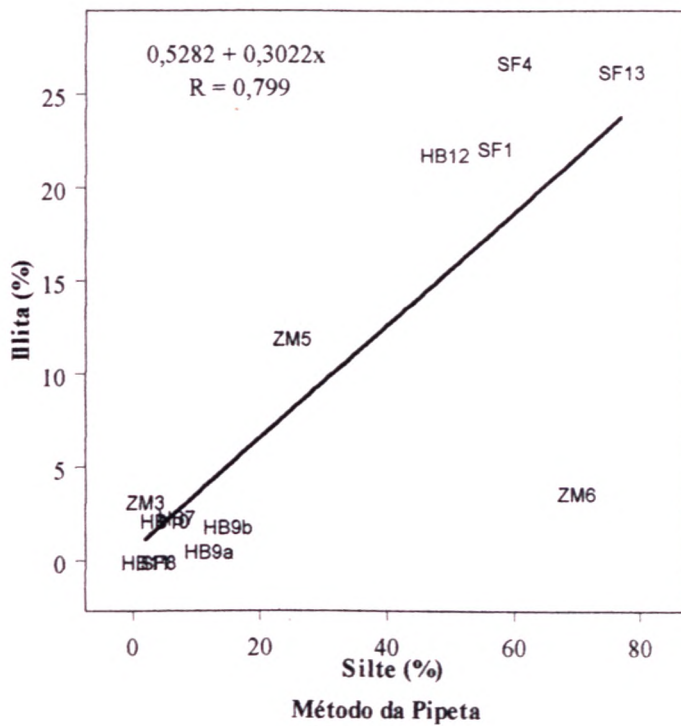


Figura 7.19 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e a illita nos solos naturais.

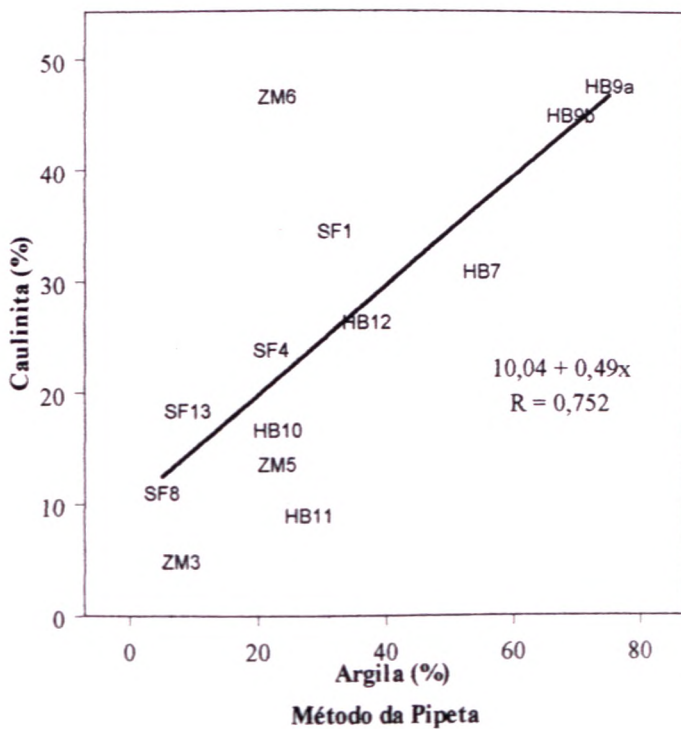


Figura 7.20 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a caulinita nos solos naturais.

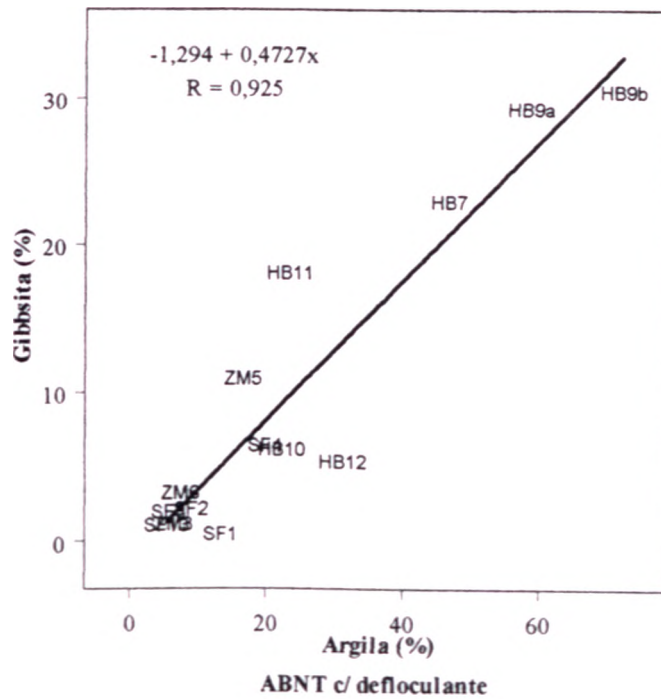


Figura 7.21 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a gibbsita nos solos naturais.

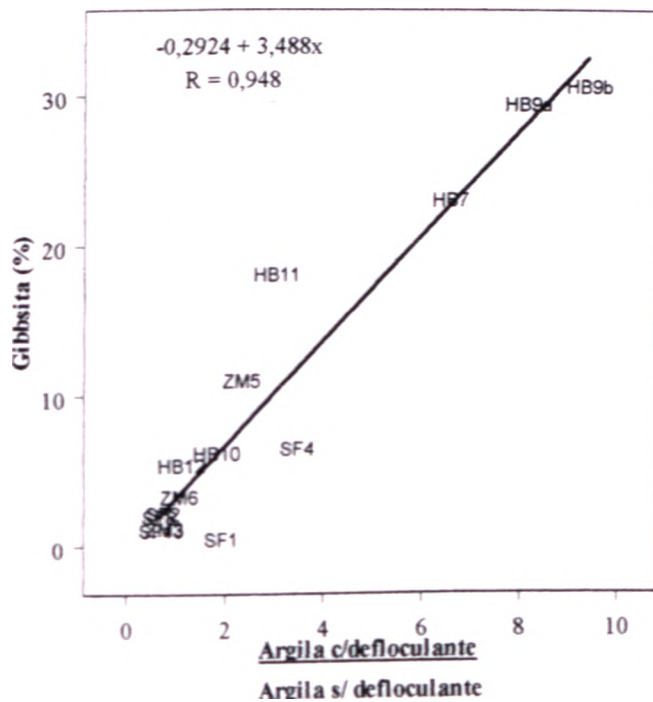


Figura 7.22 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e a gibbsita nos solos naturais.

7.2.2 - Solos Arenosos

De acordo com algumas conclusões realizadas nas análises estatísticas sobre os solos naturais, várias propriedades físicas e químicas ali utilizadas foram descartadas para a realização deste e dos próximos itens:

- * As frações granulométricas obtidas pelo método da pipeta, uma vez que estas apresentam valores semelhantes aos obtidos pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante;

- * A porosidade (n) porque está diretamente relacionada ao índice de vazios (e);

- * Os resultados referentes à argila dispersa e aos graus de floculação e dispersão, pois a aplicação destas metodologias não corresponderam à realidade do comportamento dos solos estudados;

- * O grau de saturação (S_r), as razões entre a macroporosidade e a microporosidade em relação à porosidade total (macrop/ n e microp/ n), pois ao serem utilizados nas análises estatísticas dos solos arenosos e finos não apresentaram nenhuma correlação importante com outras propriedades;

- * Devido a uma melhor caracterização do comportamento dos solos feita pela mineralogia

em relação às análises de química total e das diferentes fases minerais, estas foram suprimidas, excetuando-se os resultados de aSOMA (somatório de todos os elementos da fase mineral dos oxi-hidróxidos de Fe de baixa cristalinidade), visto que, como já foi explicado

anteriormente, os minerais paracristalinos e amorfos não são identificados e quantificados a partir da metodologia adaptada de Martins (2000);

Deve-se também lembrar que os limites de Atterberg, os índices relativos à plasticidade e os parâmetros de tensão-deformação-resistência serão analisados

exclusivamente nos itens referentes aos solos plásticos (item 7.2.4) e aos solos homogêneos (item 7.2.5).

Como todos os solos que foram selecionados para as novas análises estatísticas, os

solos arenosos estudados também foram submetidos à Análise por Principais Componentes e à Matriz de Coeficientes de Correlação Linear. Estes foram separados a partir da Análise por Principais Componentes realizada sobre os solos naturais (Figura 7.1), onde estão reunidos no grupo A (solos HB10, HB11, ZM3, ZM5 e SF8)

7.2.2.1 - Análise por Principais Componentes

Do mesmo modo que a Análise por Principais Componentes para os solos naturais, esta efetuou-se em conjunto para todas as propriedades selecionadas. No entanto, para tornar mais fácil a compreensão do leitor, as análises são apresentadas separadamente de acordo com as propriedades físicas e químicas/mineralógicas, além daquela realizada diretamente

sob os solos arenosos. Estas são mostradas nas figuras 7.23 a 7.25.

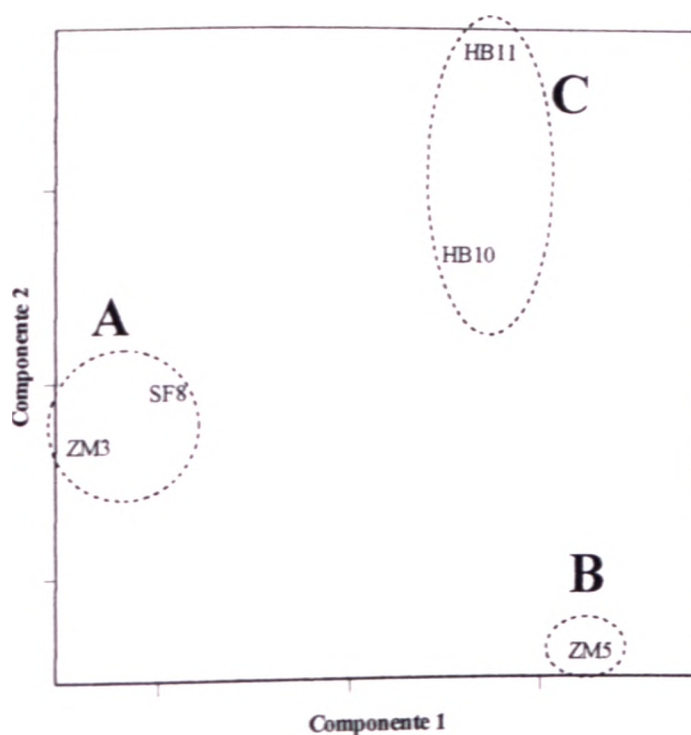


Figura 7.23 - Análise por Principais Componentes dos solos arenosos

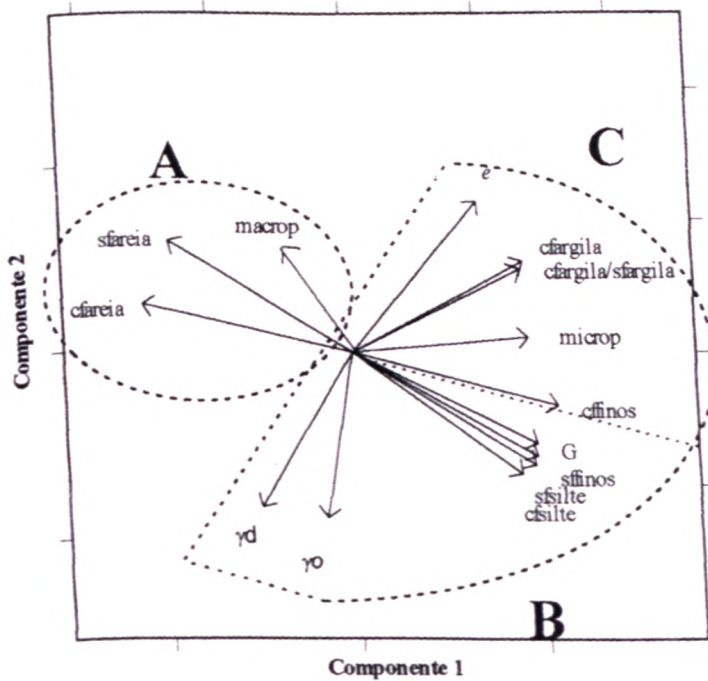


Figura 7.24 - Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos arenosos.

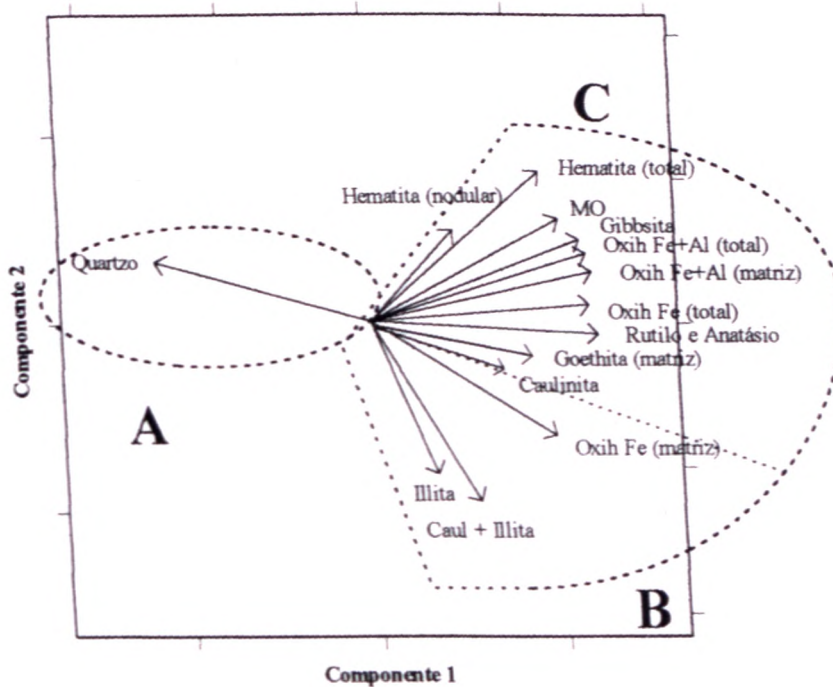


Figura 7.25 - Análise por Principais Componentes das propriedades químicas e mineralógicas dos solos arenosos.

As Análises por Principais Componentes dos solos arenosos (figuras 7.23 a 7.25), no geral, não apresentam grandes mudanças em relação às análises efetuadas para os solos naturais (item 7.2.1.1). Todavia algumas elucidações importantes para o entendimento do comportamento destes solos podem ser observadas.

A Análise por Principais Componentes diretamente sobre os solos arenosos (Figura 7.23) mantém a divisão de acordo com as contribuições secundárias das frações granulométricas. No grupo A, encontram-se os solos extremamente arenosos (solos ZM3 e SF8), onde para os dois materiais, a fração areia obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante é superior a 90% (Tabela 6.2). No grupo B, situa-se o solo ZM5, cuja contribuição da fração silte (33,8%) é mais importante que a fração argila (16,6%). O grupo C é formado pelos solos HB10 e HB11, onde as contribuições da fração argila são maiores que as da fração silte (Tabela 6.2).

A Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos arenosos (Figura 7.24) é bastante semelhante à realizada para os solos naturais (Figura 7.2), mantendo o índice de vazios (e) e a microporosidade associadas à fração argila do grupo C, porém com uma modificação importante, a macroporosidade associada à fração areia (grupo A). Este último fato pode ser explicado conforme as descrições micromorfológicas dos solos arenosos, que mostram que as frações silte e argila nestes solos estão predominantemente desagregadas (dispersas), ou seja, quanto menor a quantidade destas frações nos solos arenosos, menor será a obstrução dos poros entre os grãos de areia (macroporos).

A Análise por Principais Componentes das propriedades químicas e mineralógicas dos solos arenosos (Figura 7.25) também se mostra semelhante à realizada para os solos naturais (Figuras 7.3 e 7.4), porém, aparece uma associação do teor de matéria orgânica nos solos arenosos (MO) com a fração argila, mostrando que quanto maior esta fração nestes solos,

maior será a participação da matéria orgânica, indo de acordo com as correlações obtidas por

Kiehl (1979) em latossolos do estado de São Paulo.

7.2.2.2-Matriz de Coeficientes de Correlação Linear

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos arenosos (Tabela 7.11) foi executada de acordo com as mesmas propriedades avaliadas na Análise por Principais componentes destes materiais.

Tabela 7.11 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos arenosos.

G	G	yo	yd	e	microp	macrop	sfareia	sfsilte	sfargila	sffinos	cfareia	cfsilte	cfargila	cffinos	cfargila/sfargila
G	1,000	0,232	-0,118	0,161	0,838	-0,698	-0,980	0,971	-0,036	0,978	-0,942	0,875	0,603	0,960	0,636
yo	0,232	1,000	0,917	-0,895	-0,163	-0,828	-0,264	0,332	-0,603	0,194	-0,070	0,464	-0,576	0,011	-0,316
yd	-0,118	0,917	1,000	-0,998	-0,538	-0,542	0,040	0,024	-0,539	-0,106	0,256	0,201	-0,847	-0,310	-0,623
e	0,161	-0,895	-0,998	1,000	0,582	0,496	-0,076	0,011	0,542	0,141	-0,287	-0,174	0,870	0,343	0,645
microp	0,838	-0,163	-0,538	0,582	1,000	-0,416	-0,729	0,700	0,160	0,749	-0,816	0,525	0,886	0,844	0,834
macrop	-0,698	-0,828	-0,542	0,496	-0,416	1,000	0,669	-0,710	0,423	-0,617	0,524	-0,752	0,033	-0,494	-0,157
sfareia	-0,980	-0,264	0,040	-0,076	-0,729	0,669	1,000	-0,993	0,059	-0,997	0,938	-0,927	-0,513	-0,955	-0,556
sfsilte	0,971	0,332	0,024	0,011	0,700	-0,710	-0,993	1,000	-0,177	0,981	-0,944	0,962	0,471	0,943	0,568
sfargila	-0,036	-0,603	-0,539	0,542	0,160	0,423	0,059	-0,177	1,000	0,012	0,162	-0,405	0,292	-0,005	-0,167
sffinos	0,978	0,194	-0,106	0,141	0,749	-0,617	-0,997	0,981	0,012	1,000	-0,938	0,899	0,556	0,965	0,567
cfareia	-0,942	-0,070	0,256	-0,287	-0,816	0,524	0,938	-0,944	0,162	-0,938	1,000	-0,889	-0,701	-0,986	-0,799
cfsilte	0,875	0,464	0,201	-0,174	0,525	-0,752	-0,927	0,962	-0,405	0,899	-0,889	1,000	0,297	0,852	0,497
cfargila	0,603	-0,576	-0,847	0,870	0,886	0,033	-0,513	0,471	0,292	0,556	-0,701	0,297	1,000	0,732	0,894
cffinos	0,960	0,011	-0,310	0,343	0,844	-0,494	-0,955	0,943	-0,005	0,965	-0,986	0,852	0,732	1,000	0,757
cfargila/sfargila	0,636	-0,316	-0,623	0,645	0,834	-0,157	-0,556	0,568	-0,167	0,567	-0,799	0,497	0,894	0,757	1,000
Gibbsita	0,488	-0,324	-0,584	0,596	0,697	-0,063	-0,417	0,447	-0,307	0,421	-0,704	0,426	0,805	0,633	0,975
Caulinita	0,567	-0,378	-0,447	0,452	0,436	0,068	-0,641	0,565	0,564	0,694	-0,577	0,431	0,531	0,677	0,289
Illita	0,825	0,723	0,462	-0,424	0,434	-0,921	-0,857	0,886	-0,348	0,818	-0,704	0,906	0,056	0,688	0,218
Quartzo	-0,860	0,076	0,370	-0,392	-0,779	0,363	0,863	-0,871	0,170	-0,869	0,980	-0,829	-0,754	-0,957	-0,859
Rut + Anat	0,717	-0,216	-0,483	0,497	0,732	-0,196	-0,706	0,724	-0,235	0,714	-0,904	0,701	0,794	0,859	0,932
Caul+Illita	0,883	0,251	0,038	-0,011	0,547	-0,568	-0,948	0,923	0,106	0,954	-0,809	0,856	0,354	0,858	0,316
Goethita (metrta)	0,617	0,179	0,030	-0,029	0,320	-0,332	-0,708	0,759	-0,511	0,688	-0,795	0,864	0,312	0,721	0,567
Hemtitka (metrta)	-0,264	-0,367	-0,089	0,044	-0,473	0,588	0,093	-0,121	0,249	-0,059	0,123	-0,054	-0,172	-0,088	-0,283
Hemtitka (modular)	0,257	-0,453	-0,676	0,686	0,625	0,101	-0,141	0,164	-0,211	0,151	-0,459	0,117	0,776	0,394	0,898
Hemtitka (total)	0,143	-0,667	-0,767	0,756	0,432	0,401	-0,105	0,115	-0,101	0,132	-0,429	0,098	0,744	0,377	0,819
Oxid Fe (metrta)	0,310	-0,061	-0,025	0,002	-0,015	0,066	-0,466	0,488	-0,241	0,469	-0,513	0,599	0,136	0,478	0,263
Oxid Fe (total)	0,396	-0,376	-0,517	0,509	0,453	0,118	-0,412	0,444	-0,316	0,422	-0,678	0,483	0,664	0,607	0,839
Oxid Fe+Al (metrta)	0,511	-0,312	-0,546	0,553	0,644	-0,046	-0,474	0,506	-0,330	0,479	-0,749	0,507	0,773	0,677	0,954
Oxid Fe+Al (total)	0,476	-0,343	-0,579	0,587	0,652	-0,021	-0,424	0,455	-0,315	0,430	-0,711	0,448	0,787	0,639	0,962
aSOMA	-0,394	-0,596	-0,335	0,284	-0,410	0,745	0,268	-0,277	0,108	-0,234	0,140	-0,196	0,012	-0,148	-0,027
pH H ₂ O	-0,174	0,255	0,150	-0,143	0,018	-0,195	0,278	-0,186	-0,742	-0,330	0,075	-0,068	-0,050	-0,211	0,291
pH KCl	-0,263	0,041	-0,040	0,042	0,033	-0,006	0,380	-0,302	-0,612	-0,417	0,134	-0,213	0,052	-0,258	0,337
ΔpH	-0,327	-0,141	-0,199	0,196	0,044	0,153	0,452	-0,389	-0,480	-0,476	0,178	-0,326	0,137	-0,288	0,362
CTC	-0,043	-0,393	-0,197	0,159	-0,258	0,493	-0,122	0,096	0,206	0,157	-0,127	0,147	0,035	0,156	-0,049
MO	0,261	-0,783	-0,926	0,941	0,665	0,332	-0,155	0,068	0,714	0,222	-0,273	-0,174	0,842	0,367	0,533

Da mesma forma que ocorreu com a Análise por Principais Componentes, a Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos arenosos (Tabela 7.11) traz resultados semelhantes àqueles relacionados aos solos naturais (Tabela 7.10). Para não tomar esta discussão muito repetitiva, serão apresentadas apenas correlações novas ou mais elucidativas em relação às apresentadas pelos solos naturais.

A densidade real dos grãos (G) dos solos arenosos em relação aos solos naturais, mostra correlações lineares (R) positivas ainda mais altas com o teor de finos (R = 0,960) e a fração silte (R = 0,875) obtidas pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante (Tabela 7.10).

O índice de vazios (e) e a microporosidade ainda mostram correlações lineares positivas altas com a fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante (R = 0,870 e R = 0,886, respectivamente). Contudo, a macroporosidade, que não possuía nenhuma correlação linear relevante com outras propriedades dos solos naturais (Tabela 7.10), apresenta, para os solos arenosos (Tabela 7.11), importantes correlações lineares negativas com a fração silte (R = - 0,752) e a illita (R = - 0,921; Figura 7.26), confirmando a Análise por Principais Componentes das propriedades físicas na Figura 7.24.

Os resultados referentes ao pH em KCl, pH em H₂O, a diferença entre eles (Δ pH) e a Opacidade de Troca Catiônica (CTC) não estabelecem correlações lineares importantes com nenhuma das propriedades físicas (Tabela 7.11). Já o teor de matéria orgânica (MO), conforme a Análise por Principais Componentes dos solos arenosos mostrada na Figura 7.25, possui correlações lineares (R) positivas e altas com a fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante (R = 0,842; Figura 7.27) e o índice de vazios (R = 0,941), demonstrando a importância deste composto na agregação dos solos, de acordo com as conclusões do item 7.1.2.1 (análise preliminar dos solos que sofreram extração da matéria orgânica).

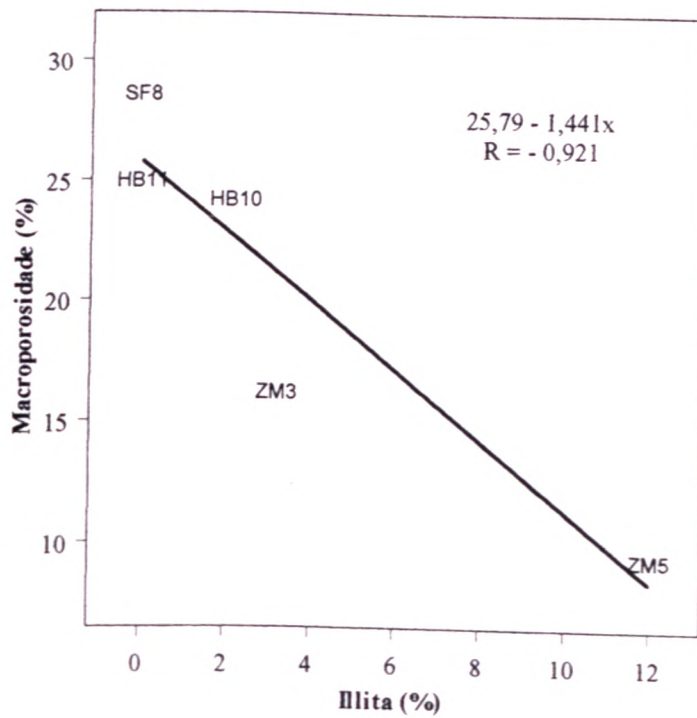


Figura 7.26 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a illita e a macroporosidade nos solos arenosos.

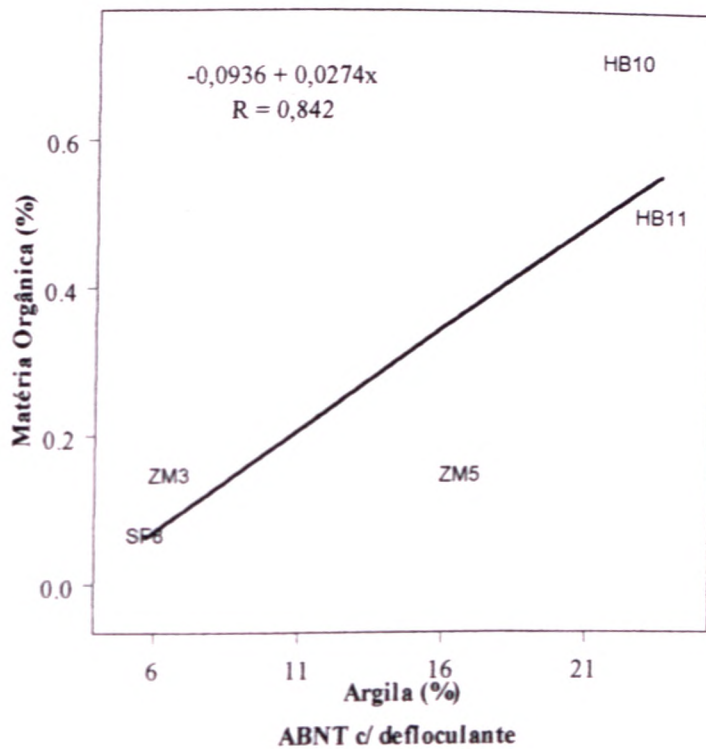


Figura 7.27 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a matéria orgânica nos solos arenosos

7.2.3 - Solos Finos

Os solos finos foram selecionados a partir da Análise por Principais Componentes realizada sobre os solos naturais (Figura 7.1), estando reunidos nos grupos B e C (solos HB7, HB9a, HB9b, HB12, ZM6, SF1, SF2, SF4 e SF13).

7.2.3.1 - Análise por Principais Componentes

Como a Análise por Principais Componentes realizada para os solos arenosos, esta foi executada em conjunto para todas as propriedades selecionadas, porém apresentadas separadamente nas figuras 7.28 a 7.30 (solos, propriedades físicas, propriedades químicas e mineralógicas).

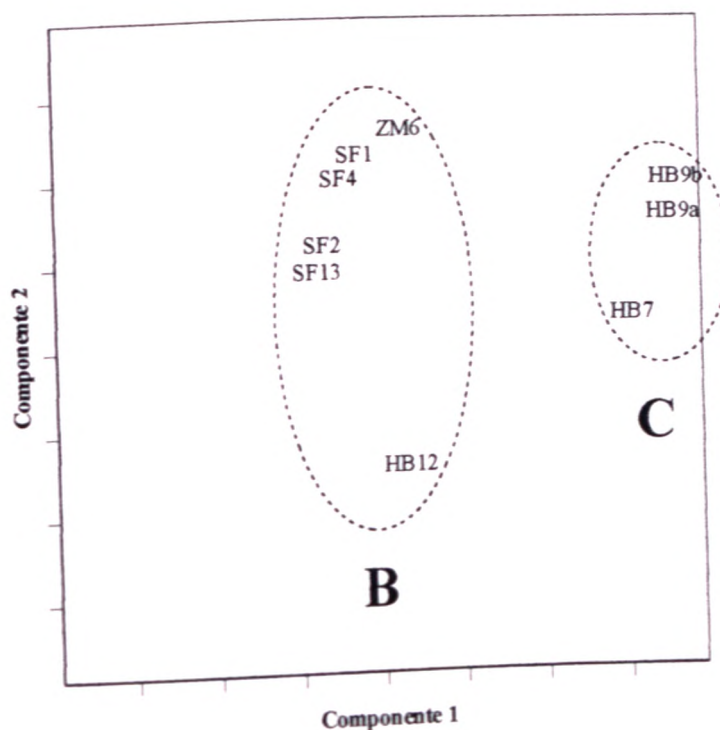


Figura 7.28 - Análise por Principais Componentes dos solos finos.

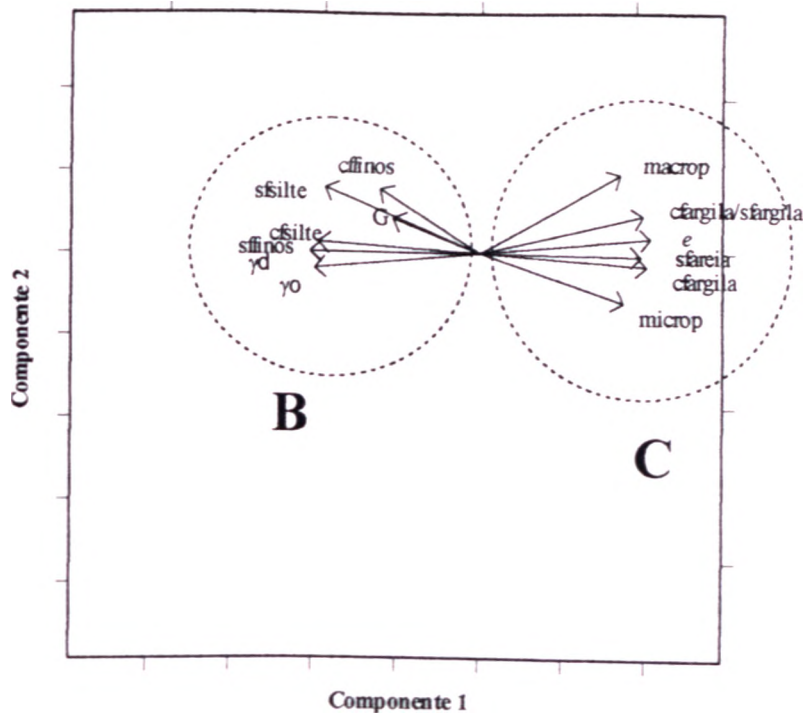


Figura 7.29 - Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos finos.

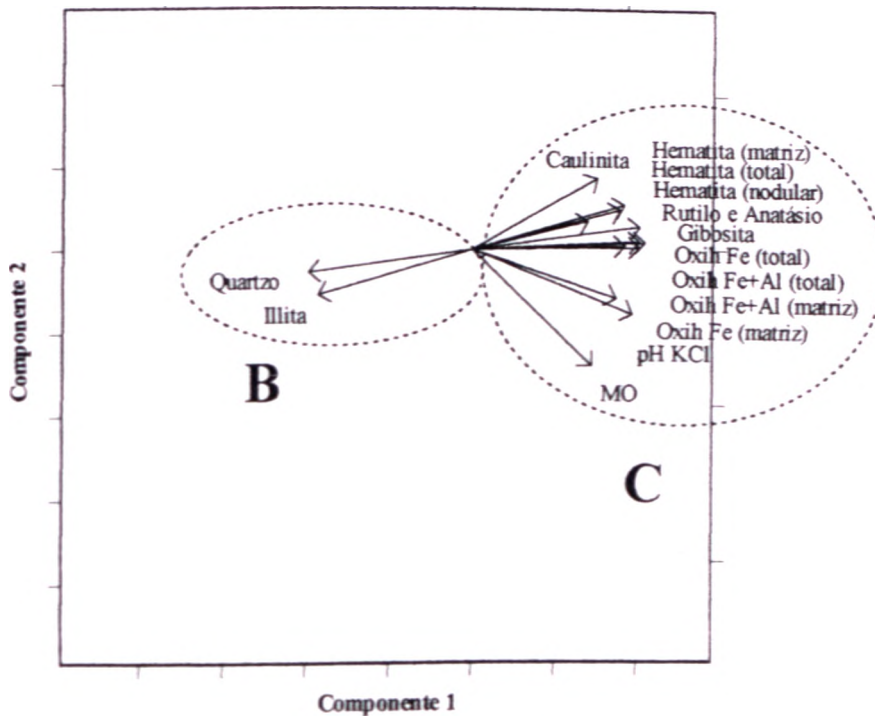


Figura 7.30 - Análise por Pncipais Componentes das propriedades químicas e mineralógicas dos solos finos.

Nas Análises por Principais Componentes dos solos naturais nas figuras 7.2, 7.3 e 7.4, a separação dos grupos B e C não se mostrou de forma nítida, dificultando o entedimento das relações existentes entre as propriedades analisadas pertencentes a estes dois grupos. Com a análise por Principais Componentes dos solos finos houve uma maior compreensão da influência destas propriedades no comportamento dos solos.

A Análise por Principais Componentes dos solos finos (Figura 7.28) divide estes Materiais em dois grupos distintos, denominados com as mesmas siglas da análise referente aos solos naturais, onde no grupo B reúnem-se os solos siltosos (HB12, ZM6, SF1, SF2, SF4 e SF13), enquanto no grupo C estão os solos argilosos (HB7, HB9a e HB9b). A mesma forma de divisão em dois grupos também pode ser observada nas propriedades físicas (Figura 7.29), e químicas e mineralógicas (Figura 7.30), mostrando que o comportamento dos solos finos estudados está em função do tipo de fração granulométrica predominante, no caso silte ou argila.

O grupo B da Análise por Principais Componentes das propriedades físicas dos solos finos (Figura 7.29) tem a fração silte e o teor de finos como as suas mais importantes características. O reflexo nas propriedades mineralógicas (Figura 7.30) são as presenças da illita e do quartzo no mesmo grupo. Isto mostra que a fração areia (ou quartzo) dos solos finos tem um comportamento muito mais próximo ao da fração silte que ao da fração argila, uma vez que estas duas frações (silte e areia) possuem responsabilidade muito restrita, ou mesmo nenhuma, na agregação e formação da estrutura destes tipos de solos. Além disso, Farias *et al.* (1999a), ao estudarem solos profundamente intemperizados da região do DF, constataram que o quartzo encontra-se em sua grande maioria sob a fração areia e uma pequena parte sob a fração silte ($\leq 7\%$).

Outra observação importante a se fazer em relação ao grupo B, é a confirmação da associação entre a densidade real dos grãos (G) e a fração silte, onde poderá se estabelecer as causas quando da análise a partir das correlações lineares (item 1.23.2). O peso específico natural (γ_o) e o peso específico aparente seco (γ_d) confirmam suas oposições ao índice de vazios (e) (grupo C), que ocorrem devido às expressões matemáticas que as definem, e pela contribuição direta oriunda da densidade real dos grãos (G).

O grupo C da Análise por Principais Componentes das propriedades físicas nos solos finos (Figura 7.29) tem como característica principal a presença da fração argila. Como era de se esperar devido às análises realizadas com os solos naturais e arenosos, o índice de vazios

(e), a microporosidade e a razão entre as frações argila obtidas pela norma da ABNT NBR 7181/84 com e sem uso de defloculante (cfargila/sfargila), estão identificadas à fração argila do grupo C, confirmando que estas propriedades crescem de acordo com o aumento desta fração no solo. Por outro lado, a macroporosidade que nos solos arenosos apresentou forte correlação com a fração areia (Figura 7.24), na análise dos solos finos mostra-se associada à fração argila. Neste caso, os macroporos são formados pelos vazios entre os agregados de finos, que maiores serão quanto maior em quantidade se apresentar a fração argila no solo e, conseqüentemente, o grau de agregação. As descrições micromorfológicas dos solos finos confirmam tal observação

Um fato interessante é a inclusão da fração areia obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 sem uso de defloculante (sfareia) no grupo C (Figura 7.29), ou seja associada à fração argila. Tal situação demonstra que grande parte da argila dos solos finos está sob a forma de agregados de dimensão areia e que a utilização de água como defloculante não é muito eficaz na desagregação destes materiais.

A Análise por Principais Componentes das propriedades químicas e mineralógicas dos solos finos (Figura 7.30) reúne todos os minerais no grupo C, excetuando-se a illita e o quartzo, como supracitado. Os minerais mais importantes quantitativamente são a cauliruta e a gibbsita, que são os principais componentes dos solos predominantemente argilosos e resultantes de intemperismo mais profundo.

Da mesma forma que ocorre com os solos arenosos, a matéria orgânica (MO) nos solos finos aparece associada à fração argila (grupo C da Figura 7.30). Isto mostra que, quanto maior esta fração em um solo, maior é a participação da matéria orgânica (Kiehl, 1979). O pH em KCl mostrou-se nitidamente associado à fração argila, contudo deve-se fazer uma melhor explanação desta relação durante a discussão da Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos finos (item 7.2.3.2).

7.2.3.2 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos finos (Tabela 7.12) foi realizada com as mesmas propriedades avaliadas na Análise por Principais Componentes destes materiais.

Tabela 7.12 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos finos.

	G	yo	yd	e	microp	macrop	sfareia	sfsilte	sfargila	sffinos	cfareia	cfsilte	cfargila	cffinos	cfargila/sfargila
G	1,000	0,290	0,315	-0,371	-0,400	-0,522	0,572	-0,121	0,497	-0,143	0,608	-0,599	0,335	-0,531	
yo	0,290	1,000	0,958	-0,966	-0,744	-0,786	0,734	0,155	0,868	0,249	0,729	-0,818	0,460	-0,802	
yd	0,315	0,958	1,000	-0,987	-0,777	-0,804	0,776	0,094	0,867	0,089	0,829	-0,884	0,446	-0,852	
e	-0,371	-0,966	-0,987	1,000	0,852	0,854	-0,801	-0,158	-0,908	-0,092	-0,861	0,918	-0,456	0,902	
microp	-0,400	-0,744	-0,777	0,852	1,000	0,689	-0,753	0,152	-0,743	-0,171	-0,618	0,683	-0,539	0,586	
macrop	-0,522	-0,786	-0,804	0,854	0,689	1,000	-0,928	-0,447	-0,706	0,046	-0,807	0,830	-0,109	0,914	
sfareia	0,572	0,734	0,776	-0,801	-0,753	-0,928	1,000	-0,166	0,923	0,226	0,882	0,865	-0,727	0,891	
sfsilte	-0,121	0,155	0,094	0,852	0,435	-0,213	-0,166	1,000	0,176	-0,275	0,081	-0,019	-0,145	-0,337	
sfargila	0,497	0,868	0,867	-0,908	-0,743	-0,981	0,923	0,176	1,000	-0,095	0,888	-0,902	0,727	-0,908	
sffinos	-0,143	0,249	0,089	-0,092	0,046	0,226	-0,123	-0,275	-0,095	1,000	-0,284	0,060	-0,081	0,202	
cfareia	0,608	0,729	0,829	-0,861	-0,618	-0,882	0,859	0,081	0,888	-0,284	1,000	-0,974	0,491	-0,954	
cfsilte	-0,599	-0,818	-0,884	0,918	0,683	0,865	-0,865	-0,019	-0,902	0,060	-0,974	1,000	-0,492	0,946	
cfargila	0,335	0,460	0,446	-0,456	-0,539	-0,727	0,789	-0,145	0,727	-0,081	0,491	-0,492	1,000	-0,428	
cffinos	-0,531	-0,802	-0,852	0,902	0,586	0,891	-0,771	-0,337	-0,908	0,202	-0,954	0,946	-0,428	1,000	
cfargila/sfargila	-0,611	-0,859	-0,888	0,932	0,675	0,931	-0,858	-0,215	-0,952	0,132	-0,954	0,962	-0,516	0,976	
Gibbsita	-0,113	-0,798	-0,737	0,711	0,568	0,368	-0,265	-0,279	-0,508	-0,306	-0,448	0,538	-0,049	0,575	
Caulinita	0,249	0,945	0,848	-0,861	-0,758	-0,698	0,603	0,266	0,774	0,211	0,595	-0,669	0,339	-0,702	
Illita	0,518	0,859	0,915	-0,921	-0,676	-0,774	0,697	0,222	0,837	-0,067	0,900	-0,921	0,349	-0,934	
Quartzo	-0,576	-0,884	-0,891	0,938	0,882	0,900	-0,810	-0,258	-0,937	0,077	-0,928	0,948	-0,468	0,974	
Rut + Anat	0,247	0,317	0,250	-0,317	0,070	-0,606	0,612	-0,002	0,506	-0,143	0,291	-0,270	0,512	-0,266	
Caul + Illita	-0,179	0,034	-0,018	0,013	-0,456	0,257	-0,443	0,483	-0,144	0,089	-0,054	0,035	-0,429	-0,111	
Goethita (matric)	-0,394	-0,799	-0,831	0,873	0,568	0,838	-0,698	-0,389	-0,886	0,112	-0,880	0,890	-0,487	0,959	
Hematita (matric)	0,110	-0,816	-0,729	0,679	0,425	0,350	-0,315	-0,099	-0,461	-0,431	-0,265	0,378	-0,136	0,364	
Hematita (modular)	-0,057	-0,945	-0,887	0,863	0,829	0,588	-0,508	-0,222	-0,694	-0,302	-0,536	0,629	-0,288	0,643	
Hematita (total)	-0,487	-0,716	-0,782	0,817	0,733	0,951	-0,949	-0,029	-0,919	0,165	-0,851	0,848	-0,745	0,811	
Oxid Fe (matric)	-0,108	-0,954	-0,909	0,883	0,929	0,670	-0,641	-0,092	-0,748	-0,283	-0,561	0,651	-0,413	0,625	
Oxid Fe (total)	-0,607	-0,856	-0,889	0,933	0,689	0,945	-0,878	-0,199	-0,961	0,137	-0,957	0,964	-0,546	0,973	
Oxid Fe+Al (matric)	-0,530	-0,926	-0,940	0,971	0,768	0,922	-0,855	-0,199	-0,956	0,046	-0,917	0,944	-0,521	0,949	
Oxid Fe+Al (total)	-0,291	-0,080	-0,204	0,125	-0,135	0,032	-0,379	0,909	-0,086	-0,174	-0,232	0,282	-0,301	-0,023	
aSOMA	-0,286	-0,538	-0,620	0,566	0,152	0,402	-0,670	0,694	-0,448	-0,253	-0,495	0,575	-0,362	0,313	
pH H ₂ O	-0,577	-0,845	-0,897	0,901	0,836	0,837	-0,928	0,218	-0,881	-0,100	-0,872	0,932	-0,616	0,801	
pH KCl	-0,386	-0,377	-0,325	0,416	0,003	0,581	-0,291	-0,772	-0,571	0,251	-0,485	0,445	-0,322	0,667	
ΔpH	-0,172	0,071	-0,061	-0,037	0,225	-0,111	-0,219	0,869	0,050	-0,072	-0,108	0,130	-0,254	-0,145	
CTC	-0,569	-0,551	-0,692	0,666	0,711	0,688	-0,867	0,451	-0,693	0,073	-0,773	0,788	-0,642	0,603	
MO															

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear aplicada aos solos finos (Tabela 7.12) tem um número bastante superior de correlações relevantes entre as propriedades analisadas do que as realizadas para os solos naturais (Tabela 7.10) e arenosos (Tabela 7.11). Isto vem confirmar a necessidade da separação dos solos naturais em arenosos e finos para a execução destas novas análises estatísticas (itens 7.2.2 e 7.2.3).

Esta matriz (Tabela 7.12) mostra que a densidade real dos grãos (G) é uma variável complexa, onde várias propriedades participam do seu resultado final. Tal fato é demonstrado a partir das baixas correlações lineares (R) positivas ou negativas que ela estabelece com as demais propriedades estudadas. A explicação para a associação da densidade real dos grãos (G) com a fração silte nas Análises por Principais Componentes dos solos naturais, arenosos e finos (figuras 7.2, 7.24 e 7.29), parece ser resultado da combinação de fatores mineralógicos que a exclui de uma relação com as frações areia e argila.

* A densidade real do quartzo, único mineral representante da fração areia segundo a Análise por Principais Componentes dos solos naturais (Figura 7.4), é normalmente inferior à densidade real dos grãos dos solos estudados;

* Um dos minerais mais importantes quantitativamente nos solos finos é a gibbsita que, como já foi mostrado, é associado à fração argila. Este hidróxido de Al possui a menor densidade real dentre todos os minerais componentes dos solos estudados ($G = 2,30$ a $2,40$ g/cm³).

As correlações obtidas para o índice de vazios (e), a microporosidade e a macroporosidade com as outras propriedades físicas, confirmam a discussão em torno da Análise por Principais Componentes dos solos finos (Figura 7.29). Por exemplo, o índice de vazios (e) mostra correlações lineares positivas altas com a fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante ($R = 0,918$; Figura 7.31). Outras correlações lineares (R) importantes são as que o índice de vazios (e) e a macroporosidade mantêm com a razão entre as frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante (cfargila/sfargila) (respectivamente $R = 0,902$ e $0,914$), confirmando, mais uma vez, que estas

duas propriedades nos solos finos estão diretamente associadas ao grau de agregação das suas partículas finas (figuras 7.32 e 7.33).

As correlações lineares (R) obtidas a partir do pH em H₂O não se apresentam importantes, diferentemente do pH em KCl (Tabela 7.12). Isto mostra que nos solos

estudados, o pH em KCl promove resultados mais confiáveis para a acidez destes materiais que o pH em H₂O. Pode-se explicar este fato a partir de Tan (1993), que constatou que a análise de pH em KCl é mais eficiente que a realizada em água, visto que existe um maior equilíbrio da suspensão da solução solo / KCl em relação à solução solo / H₂O.

O pH em KCl apresenta importantes correlações lineares positivas com a fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante ($R = 0,932$; Figura 7.34), com o índice de vazios (e) ($R = 0,901$) e a razão entre as frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante ($\frac{cfargila}{sfargila}$) ($R = 0,801$), mostrando que o pH dos solos finos está associada diretamente ao teor de argila e é um caráter importante na formação de agregados (Cardoso, 1995). Estas situações são mais evidentes exatamente nos horizontes HB, como fica claro na Figura 7.34, que são os solos com maior agregação. Tais correlações positivas podem ser explicadas pelo pH de abrasão dos minerais. A caulinita e a illita apresentam pH de abrasão entre 5 e 6, enquanto que a gibbsita está entre 6 e 7 (Stevens & Carron, 1948). Esses minerais controlam o pH dos horizontes estudados, onde os solos mais argilosos, no caso os mais superficiais e gibbsíticos, apresentam pH maiores que os horizontes de saprólito. Não pode deixar de ser lembrado, que em solos ricos em matéria orgânica, ou seja, nenhum dos solos estudados, normalmente os pH são controlados por esta substância, obtendo assim resultados bastante diferentes dos apresentados neste trabalho.

A Capacidade de Troca Catiônica (CTC) novamente não forneceu nenhuma forma de correlação linear importante com as outras propriedades dos solos, podendo ser consequência de análises mal executadas em laboratório, ou ainda alguma complexidade não perceptível por estas duas formas de análise estatística.

A matéria orgânica (MO), conforme a Análise por Principais Componentes dos solos finos mostrada na Figura 7.25, possui uma alta correlação linear (R) positiva com a fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante ($R = 0,788$; Figura 7.35), confirmando Kiehl (1979), que mostra que, quanto maior esta fração nos solos tropicais estudados por ele, maior é a participação da matéria orgânica.

Em relação às correlações lineares da mineralogia em função da granulometria, observa-se a partir da Tabela 7.12 um grande número de expressivas correlações positivas e negativas. A fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante possui importantes correlações positivas com a gibbsita ($R = 0,962$; Figura 7.36), o rutilo + anatásio ($R = 0,948$) e a hematita dispersa na matriz ($R = 0,890$; Figura 7.37), e negativa com o quartzo ($R = -0,921$). Por sua vez, a fração silte mantém correlações com estes minerais

inversas às supracitadas, ou seja, correlações negativas com a gibbsita ($R = - 0,954$), o rutilo + anatásio ($R = - 0,928$) e a hematita dispersa na matriz ($R = - 0,880$); e positiva com o quartzo ($R = 0,900$; Figura 7.38).

A razão entre as frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante (cfargila/sfargila), que pode ser utilizada para mostrar o grau de agregação do solos, tem correlações lineares positivas importantes com a gibbsita ($R = 0,976$; Figura 7.39), o rutilo + anatásio ($R = 0,974$) e a hematita dispersa na matriz ($R = 0,959$), mostrando a importância destes minerais neste fenômeno.

A caulinita e a illita não apresentam correlações lineares elevadas com as frações argila ou silte dos solos finos, confirmando que estes minerais encontram-se nas duas frações. Conforme foi descrito no item 7.2.1.1, a caulinita é predominante nos solos argilosos (cfargila $R = 0,538$) e decresce sua importância quando aumenta a fração silte nos solos (cfsilte $R = - 0,448$), enquanto que a illita é predominante nos solos siltosos (cfsilte $R = 0,595$) e menos importante nos solos argilosos (cfargila $R = - 0,669$). Para explicar a relação entre a caulinita e a illita nos solos finos estudados, pode-se utilizar a correlação linear negativa entre elas, que não está presente na Tabela 7.12, porém com valor obtido bastante representativo

($R = - 0,831$; Figura 7.40).

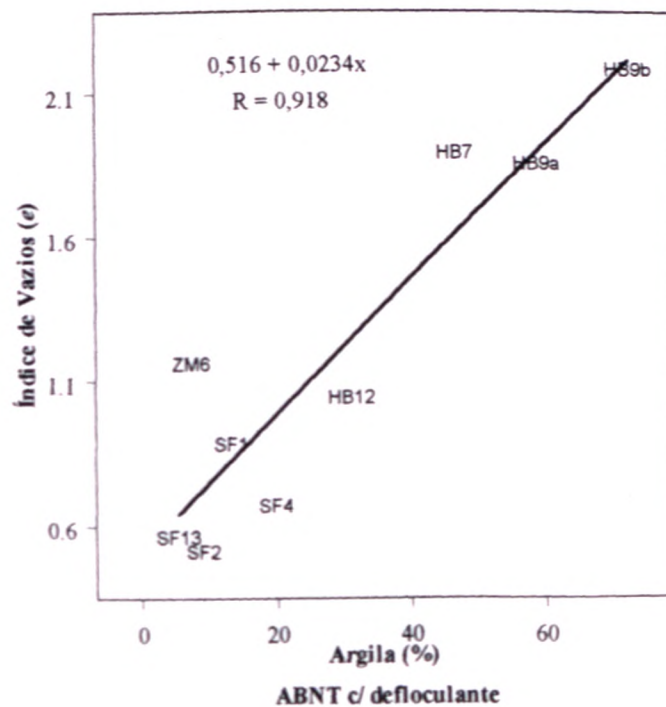


Figura 7.31 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de vazios (e) nos solos finos.

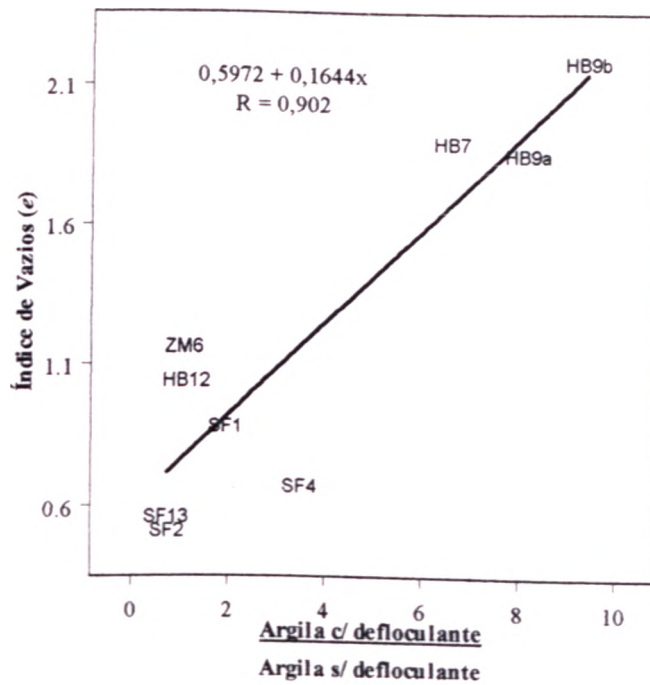


Figura 7.32 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e o índice de vazios (e) nos solos finos.

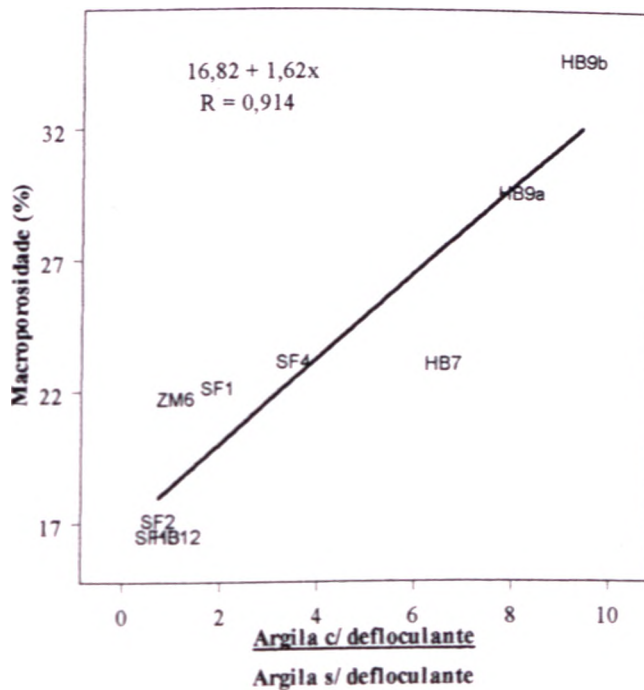


Figura 7.33 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e a macroporosidade nos solos finos

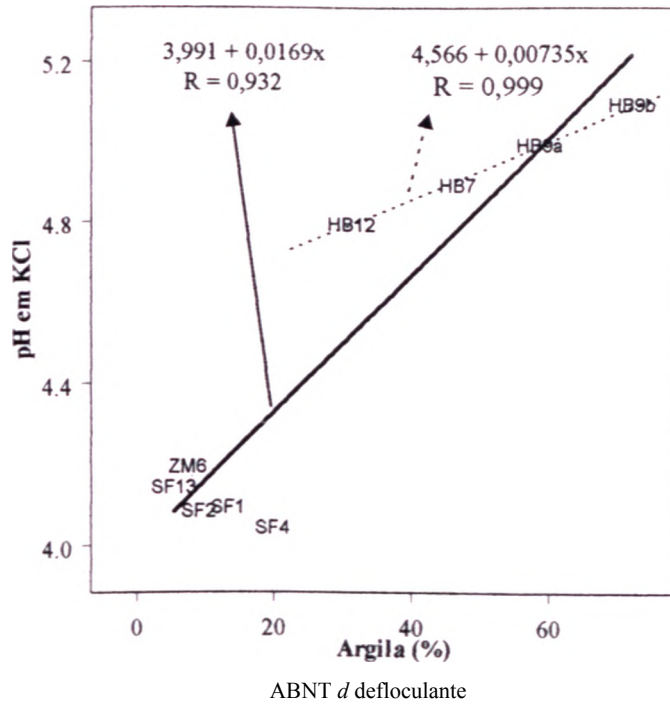


Figura 7.34 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o PH em KCl nos solos finos.

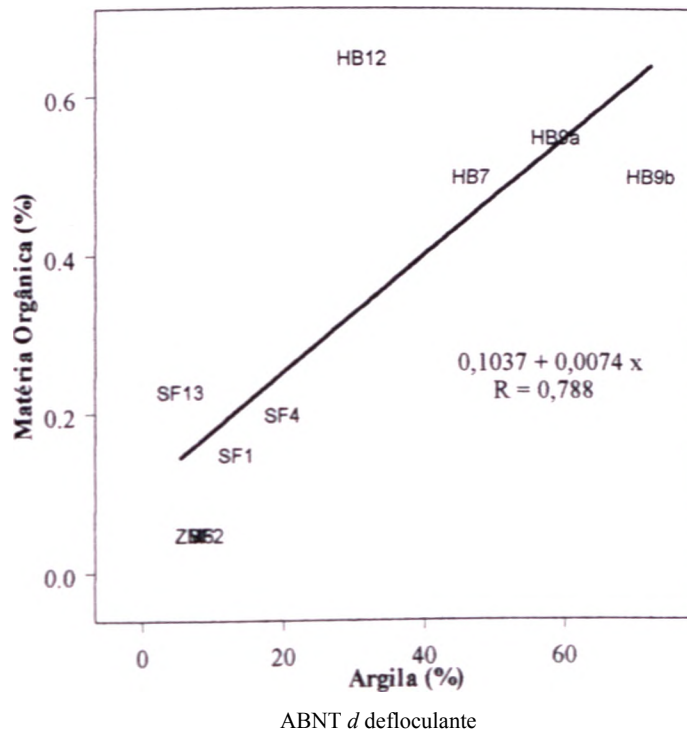


Figura 7.35 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a matéria orgânica nos solos finos

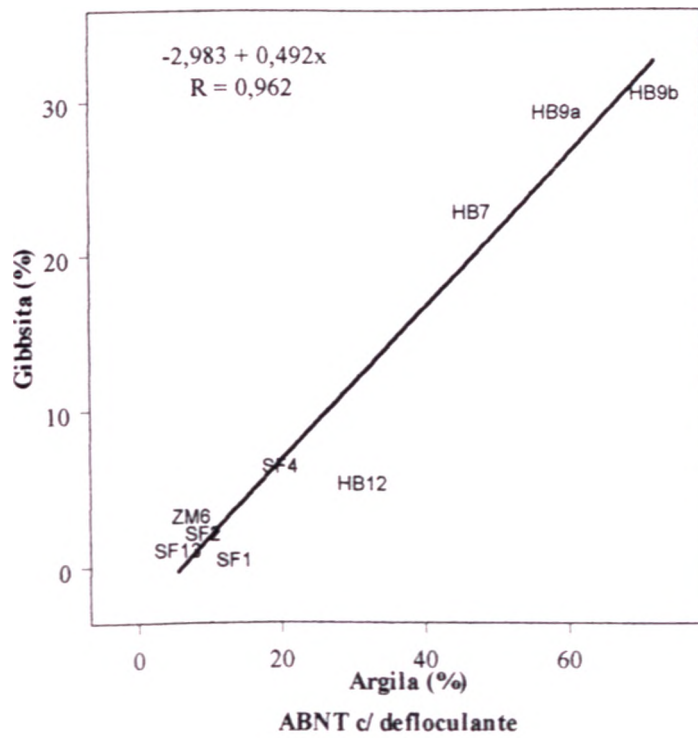


Figura 7.36 - Diaerama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a gibbsita nos solos finos.

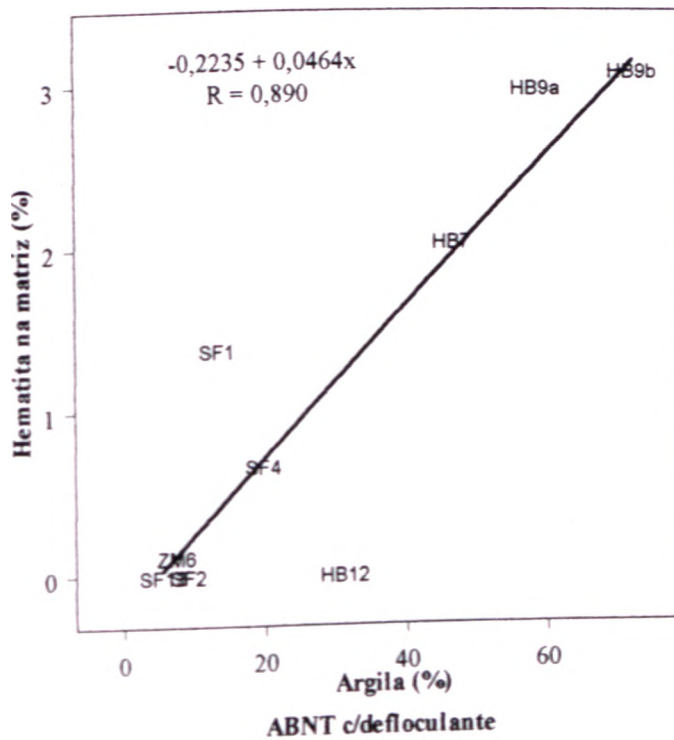


Figura 7.37 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a hematita na matriz nos solos finos.

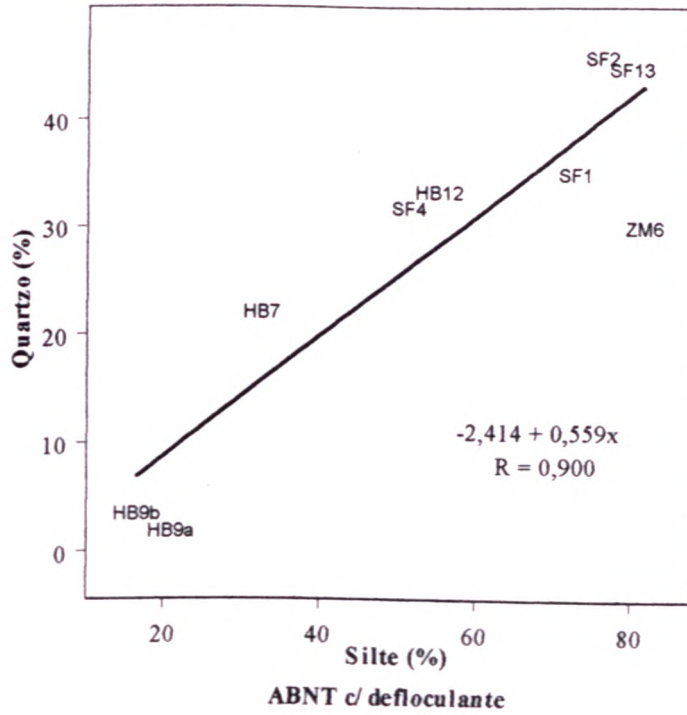


Figura 7.38 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração silte e o Quartzo nos solos finos.

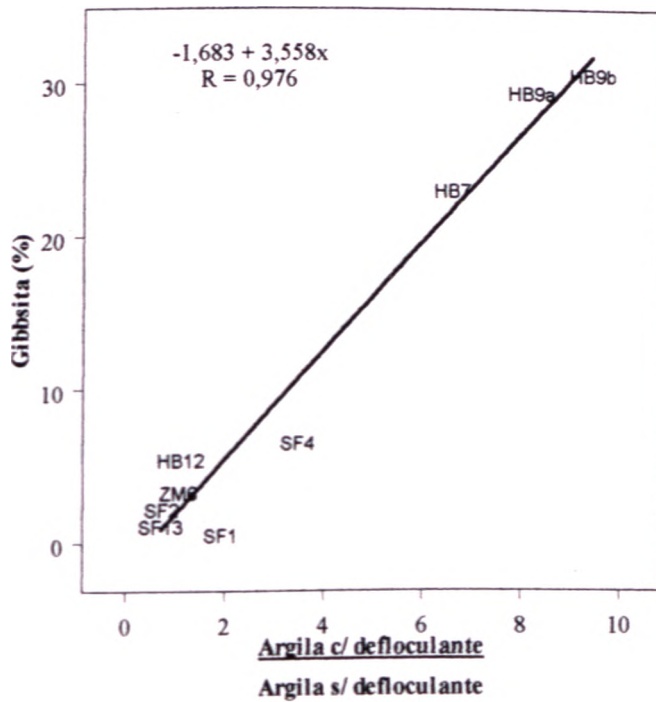


Figura 7.39 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a razão das frações argila determinadas a partir da análise com e sem uso de defloculante e a gibbssita nos solos finos

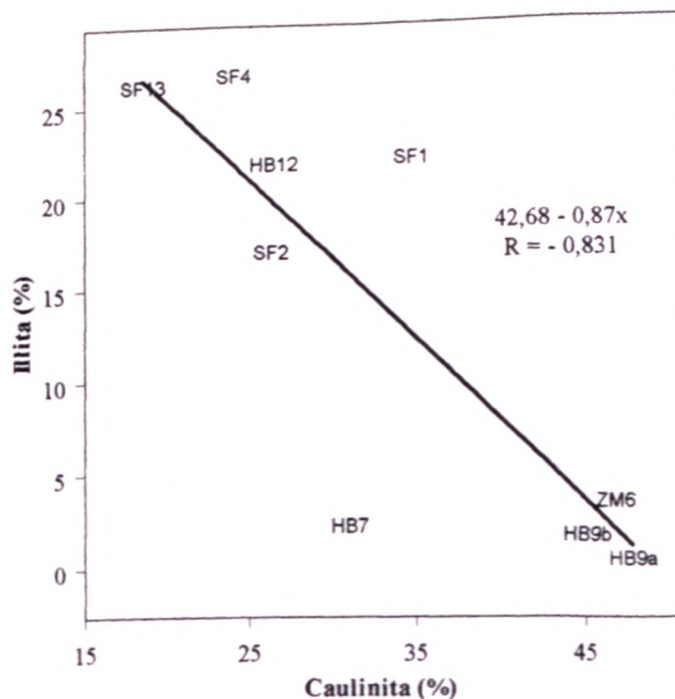


Figura 7.40 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a caulinita e a illita nos solos finos.

7.2.4 - Solos Plásticos

O único tipo de análise estatística a ser usado neste e no próximo item é a Matriz de Coeficientes de Correlação Linear. A Análise por Principais Componentes só deve ser utilizada quando se deseja avaliar a influência de todas as propriedades analisadas sobre o conjunto total de propriedades, não sendo uma ferramenta útil quando o objetivo é definir a influência de propriedades específicas em relação ao conjunto, visto que podem ser mascaradas por correlações mais importantes que não constituam o objeto do estudo.

Os solos plásticos foram definidos como aqueles que apresentam limites de liquidez (w_L) e plasticidade (w_p) (Tabela 6.3), formando um grupo de 8 solos: HB7, HB9a, HB9b, HB12, ZM6, SF1, SF2 e SF4. O objetivo desta análise estatística é identificar quais propriedades são importantes no comportamento plástico dos solos.

7.2.4.1 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos plásticos é encontrada na Tabela 7.13.

Tabela 7.13 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos plásticos.

	W_L	w_P	I_p	I_c	I_A	tgP
sfareia	0,474	0,790	-0,873	0,653	-0,754	-0,167
sfsilte	-0,605	-0,842	0,825	-0,623	0,798	0,361
sfargila	0,313	0,092	0,169	-0,112	-0,073	-0,492
sffinos	-0,596	-0,850	0,848	-0,764	0,722	0,201
cfareia	-0,503	-0,164	-0,245	-0,470	-0,344	0,396
cfsilte	-0,546	-0,856	0,911	-0,480	0,903	0,215
cfargila	0,691	0,927	-0,881	0,616	-0,849	-0,322
cffinos	-0,585	-0,638	0,491	-0,640	0,538	0,025
cfargila/sfargila	0,502	0,808	-0,874	0,579	-0,772	-0,111
w_L	1,000	0,854	-0,429	0,721	-0,525	-0,309
w_p	0,854	1,000	-0,836	0,677	-0,828	-0,430
I_p	-0,429	-0,836	1,000	-0,416	0,885	0,420
I_c	0,721	0,677	-0,416	1,000	-0,222	-0,242
I_A	-0,525	-0,828	0,885	-0,222	1,000	0,246
tgβ	-0,309	-0,430	0,420	-0,242	0,246	1,000
aSOMA	0,556	0,420	-0,144	0,031	-0,404	-0,542
pH H₂O	0,576	0,649	-0,519	0,294	-0,545	-0,835
pH KCl	0,763	0,955	-0,855	0,676	-0,801	-0,567
ApH	0,211	0,373	-0,425	0,508	-0,311	0,447
CTC	0,454	0,263	0,023	-0,089	-0,286	-0,361
MO	0,697	0,870	-0,777	0,377	-0,890	-0,520
Gibbsita	0,556	0,853	-0,896	0,677	-0,761	-0,269
Caulinita	0,466	0,510	-0,394	0,692	-0,096	-0,335
Illita	-0,392	-0,599	0,626	-0,824	0,249	0,452
Quartzo	-0,608	-0,866	0,862	-0,633	0,726	0,319
Rut + Anat	0,557	0,831	-0,857	0,720	-0,692	-0,253
Caul + Illita	0,048	-0,221	0,433	-0,318	0,260	0,240
Goethita (matriz)	0,033	0,217	-0,342	-0,030	-0,374	-0,480
Hematita (matriz)	0,605	0,813	-0,775	0,653	-0,703	0,041
Hematita (nodular)	0,321	0,411	-0,376	0,633	0,007	-0,609
Hematita (total)	0,499	0,655	-0,611	0,742	-0,272	-0,479
Oxih Fe (matriz)	0,550	0,851	-0,899	0,552	-0,857	-0,274
Oxih Fe (total)	0,496	0,699	-0,691	0,743	-0,370	-0,602
Oxih Fe + Al (matriz)	0,562	0,863	-0,907	0,671	-0,780	-0,273
Oxih Fe + Al (total)	0,575	0,870	-0,904	0,731	-0,720	-0,359

O limite de liquidez (w_L) e a inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) não apresentam correlações importantes com as frações granulométricas ou com os minerais constituintes dos solos (Tabela 7.13). Tal realidade pode ser caracterizada por algumas causas.

- O limite de liquidez (w_L) e a inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) serem resultantes de combinações mais complexas entre as propriedades dos solos e que não podem ser avaliadas através de correlações lineares; e/ou
- O Método de Casagrande não ter definido eficazmente a liquidez dos solos estudados.

Tanto o limite de liquidez (w_L) quanto a inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) estabelecem correlações importantes com os valores de pH dos solos. O limite de liquidez (w_L) mantém uma alta correlação positiva com o pH em KC1 ($R = 0,763$; Figura 7.41), enquanto a inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$) tem um comportamento inverso com o pH em H_2O ($R = - 0,835$; Figura 7.42).

Como era de se esperar, o limite de plasticidade (w_p) apresenta correlações lineares importantes com as frações granulométricas e com os minerais constituintes dos solos (Tabela 7.13). Este possui correlações positivas altas com a fração argila (cfargila $R = 0,927$; Figura 7.43) e com os principais minerais que possuem exclusivamente esta dimensão: a gibbsita ($R = 0,853$), o rutilo + anatásio ($R = 0,831$) e a hematita dispersa na matriz ($R = 0,813$). Em oposição, o limite de plasticidade (w_p) tem uma relevante correlação negativa com a fração silte (cfsilte $R = - 0,856$). Outra correlação positiva importante do limite de plasticidade (w_p) é a que ela faz com o limite de liquidez (w_L) ($R = 0,854$; Figura 7.44).

O índice de plasticidade (I_p) mostrou correlações lineares interessantes com as outras propriedades dos solos plásticos (Tabela 7.13). A principal é a correlação negativa que ele faz com o limite de plasticidade (w_p) ($R = - 0,836$; Figura 7.45), que mostra que nos solos plásticos estudados os índices de plasticidade (I_p) crescem inversamente aos limites de plasticidade (w_p). Como consequência, o índice de plasticidade (I_p) tem importantes correlações lineares negativas com a fração argila (cfargila $R = - 0,881$; Figura 7.46) e com os minerais que possuem exclusivamente esta dimensão: a gibbsita ($R = - 0,896$), o rutilo + anatásio ($R = - 0,857$) e a hematita dispersa na matriz ($R = - 0,775$). De modo inverso, o índice de plasticidade (I_p) tem uma relevante correlação positiva com a fração silte (cfsilte $R = - 0,911$).

O índice de atividade (I_A) tem um comportamento semelhante ao índice de plasticidade (I_p), ou seja, os dois mantêm as mesmas formas de correlações lineares (Tabela 7.13). Por exemplo, o índice de atividade (I_A) apresenta correlação linear negativa com a fração argila (cfargila $R = - 0,881$; Figura 7.47). Tal fato ocorre porque índice de atividade (I_A) é uma expressão matemática originada diretamente do índice de plasticidade (I_p) e do teor de argila.

A caulinita e a illita não apresentam correlações lineares elevadas com os limites de Atterberg (Tabela 7.13), uma vez que estes minerais também não demonstram correlações lineares importantes com as frações argila ou silte dos solos finos, que normalmente são Plásticos, mostrando, mais uma vez, que estes minerais encontram-se sob as duas dimensões.

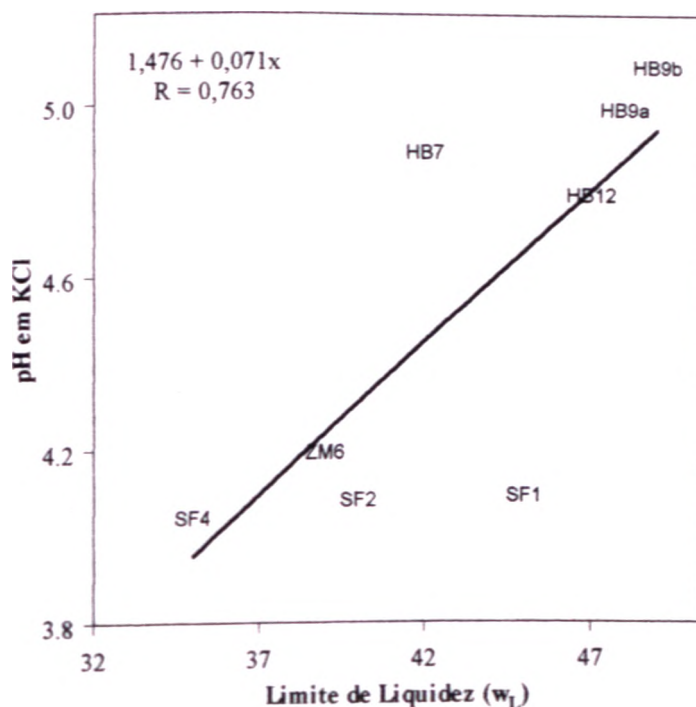


Figura 7.41 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de liquidez e o pH em KCl nos solos plásticos

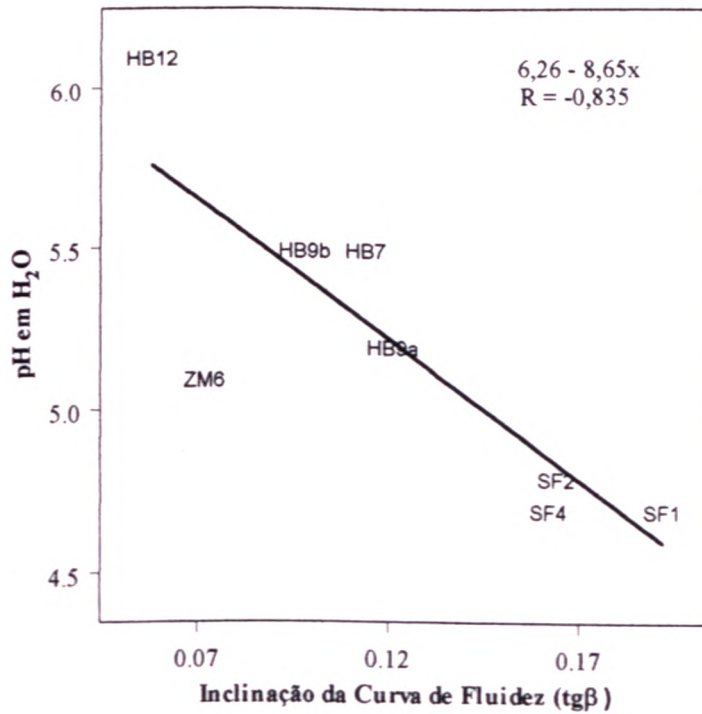


Figura 7.42 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a inclinação da curva de fluidez e o pH em água nos solos plásticos.

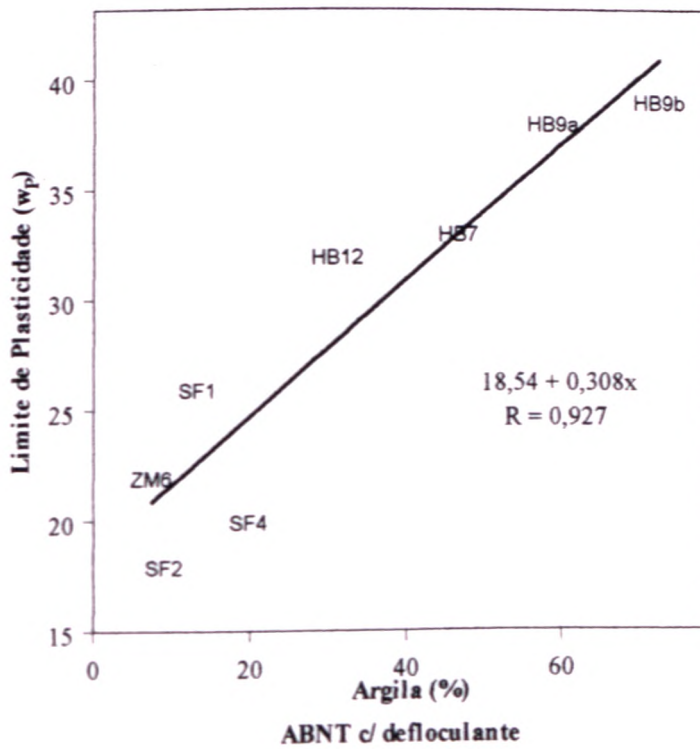


Figura 7.43 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o limite de plasticidade (w_p) nos solos plásticos.

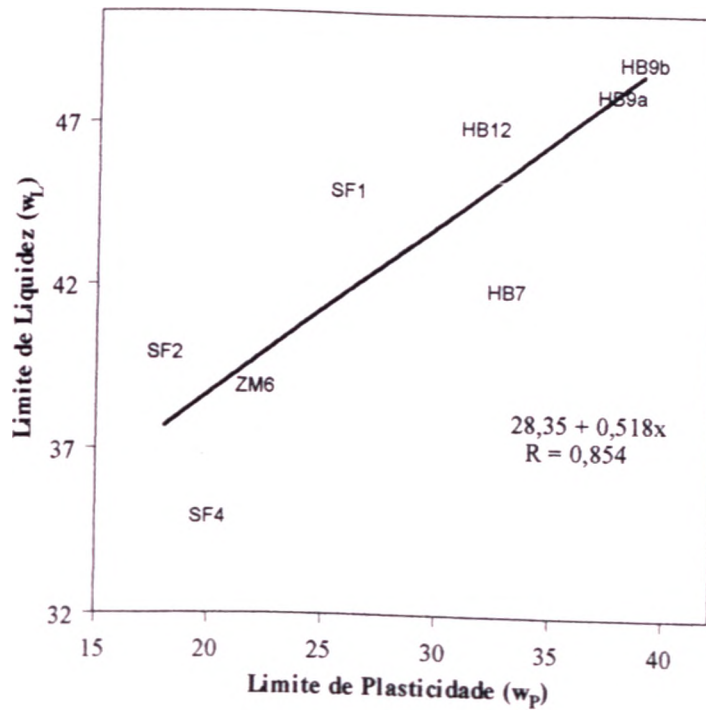


Figura 7.44 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de plasticidade (w_p) e o limite de liquidez (w_L) nos solos plásticos.

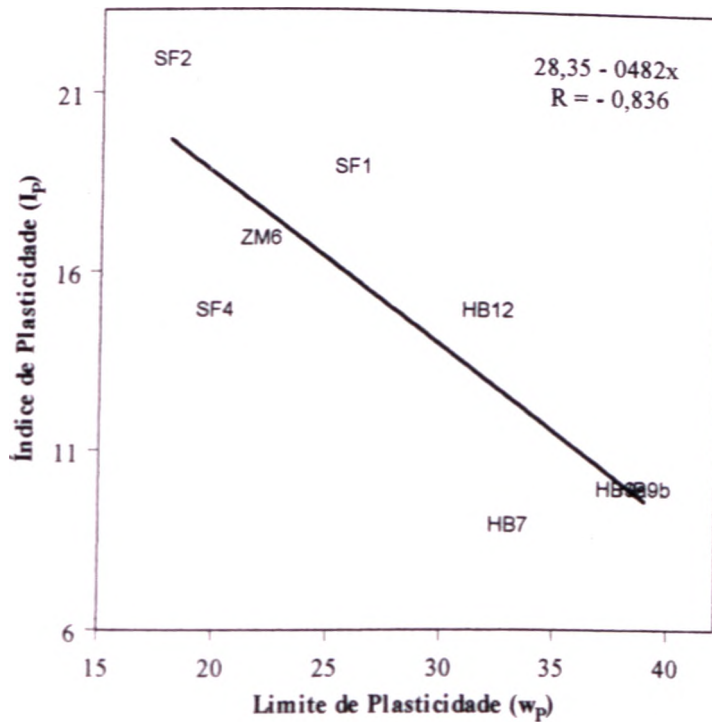


Figura 7.45 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o limite de plasticidade (w_p) e o índice de plasticidade (I_p) nos solos plásticos.

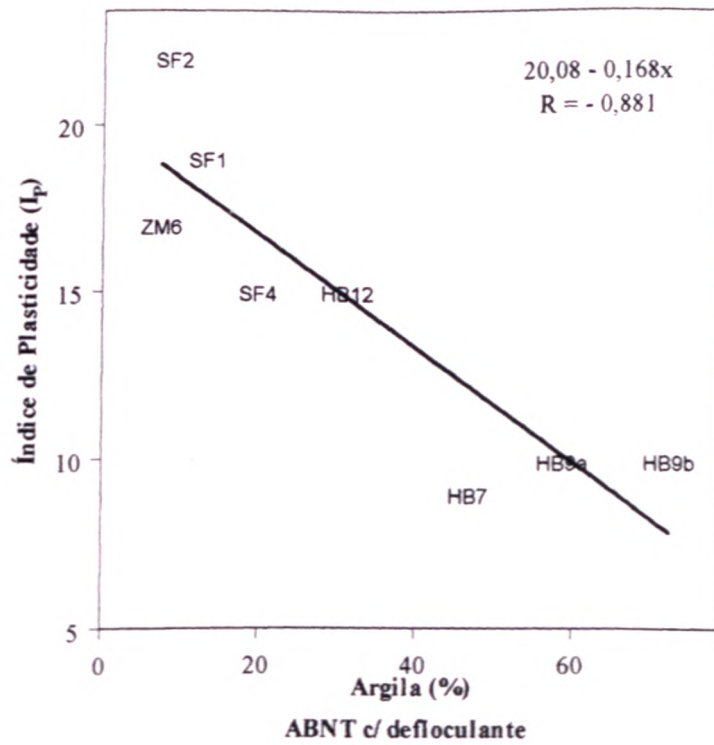


Figura 7.46 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de plasticidade (I_p) nos solos plásticos.

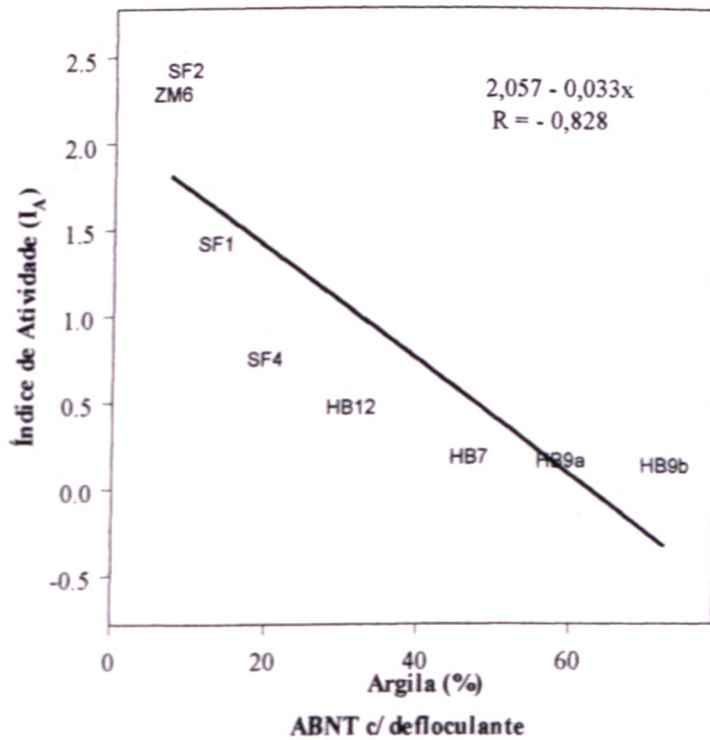


Figura 7.47 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e o índice de atividade (I_A) nos solos plásticos

7.2.5 - Solos Homogêneos

Os solos denominados de homogêneos para esta avaliação estatística, são aqueles que não apresentam descontmuidades originadas da rocha-mãe ou mosqueamentos. A seleção destes foi efetuada em campo e confirmada durante as descrições micromorfológicas, quando foi possível separar um grupo de 7 solos: HB7, HB9a, HB9b, HB10, HB11, HB12 e SF8.

O objetivo desta análise estatística é identificar quais propriedades contribuem para o comportamento dos parâmetros de tensão-deformação-resistência (coesão (c) e ângulo de atrito (ϕ)), utilizando-se apenas dos solos homogêneos, visando eliminar a influência das foliações, mosqueamentos e clivagens presentes em alguns solos.

7.2.5.1 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear

A Matriz de Coeficientes de Correlação Linear dos solos homogêneos é encontrada na Tabela 7.14

A análise da Tabela 7.14 apresentou um número muito baixo de correlações lineares (R) significativas, demonstrando que os parâmetros de tensão-deformação-resistência são resultantes de combinações complexas entre as diversas propriedades dos solos.

A homogeneidade dos solos pode ser avaliada pela variável R^2 . Esta apresenta correlações lineares altas e positivas exatamente com algumas propriedades que estão relacionadas diretamente ao alto grau de intemperismo, conforme foi descrito no item de 7.1.1.1, referente à análise preliminar e discussão dos resultados físicos. Entre elas estão as correlações com o índice de vazios (e) ($R = 0,841$; Figura 7.48), o teor da fração argila (cfargiia $R = 0,814$; Figura 7 49) e a caulinita ($R = 0,772$).

Apesar da complexidade das relações entre as diversas propriedades estudadas e os parâmetros de tensão-deformação-resistência, várias análises gráficas foram realizadas, sendo possível identificar seis correlações aparentemente importantes, todas em relação à coesão (c).

A coesão (c) parece manter correlações lineares negativas com algumas propriedades que estão relacionadas diretamente ao alto grau de intemperismo, ou seja, a coesão é menor em solos mais intemperizados, como mostrado no item 7.1.1.1. Pode ser observado correlações negativas com o índice de vazios (e) (Figura 7.50), o teor da fração argila obtida pela norma da ABNT NBR 7181 84 com uso de defloculante (Figura 7.51), a caulinita (Figura

7.52) e a gibbsita (Figura 7.53). Nos três primeiros diagramas de dispersão (Figuras 7.50 a 7.52), as correlações mostraram-se mais evidenciadas quando da exclusão da análise dos solos HB10 e HB11, que são solos arenosos fortemente intemperizados e com coesões (c) bastante baixas (respectivamente 2,9 e 0,0 kPa), tendo o mesmo comportamento das outras amostras coletadas nos Horizontes B dos latossolos, de acordo com o apresentado no item 7.1.1.1.

Tabela 7.14 - Matriz de Coeficientes de Correlação Linear (R) dos solos homogêneos.

	ϕ	c	R^2
<i>e</i>	-0,170	-0,688	0,841
sfareia	-0,383	0,199	-0,502
sfsilte	0,300	-0,356	0,659
sfargila	0,437	0,291	-0,115
sffinos	0,313	-0,195	0,508
cfareia	-0,207	0,403	-0,688
cfsilte	0,288	0,072	0,213
cfargila	0,070	-0,632	0,814
cffinos	0,158	-0,430	0,727
cfargila/sfargila	-0,069	-0,622	0,730
ϕ	1,000	0,242	-0,314
c	0,242	1,000	-0,814
R^2	-0,314	-0,814	1,000
aSOMA	0,706	0,433	-0,249
Gibbsita	0,006	-0,665	0,641
Caulinita	0,153	-0,493	0,772
Illita	0,446	0,262	-0,032
Quartzo	-0,182	0,515	-0,740
Rutilo	0,035	-0,581	0,735
Caul + Illita	0,334	-0,316	0,663
Goethita (matriz)	-0,015	0,235	0,005
Hematita (matriz)	-0,202	-0,232	0,397
Hematita (nodular)	0,105	-0,509	0,644
Hematita (total)	0,031	-0,514	0,682
Oxih Fe (matriz)	-0,203	-0,015	0,377
Oxih Fe (total)	0,024	-0,401	0,609
Oxih Fe + Al (matriz)	-0,013	-0,626	0,638
Oxih Fe + Al (total)	0,011	-0,617	0,655

A única forma de correlação linear positiva significativa não identificada na Tabela 7.14, mas facilmente observada sob a forma gráfica, é a existente entre a coesão (c) e os oxihidróxidos de Fe dispersos na matriz (Figura 7.54). Esta interpretação reúne os solos

analisados em dois grupos: solos argilosos e solos não argilosos. As correlações são altas e positivas em ambos, demonstrando que os oxi-hidróxidos dispersos na matriz (somatório da goethita e hematita dispersas na matriz) são importantes elementos para a coesão dos solos.

Os oxi-hidróxidos de Fe dispersos na matriz dos solos estudados são partículas extremamente finas que normalmente ficam sobre a superfície dos demais minerais, conforme Martins (2000) e, desta forma, aumentam a carga elétrica negativa das superfícies minerais e, conseqüentemente, a coesão entre as partículas dos solos.

Os ângulos de atrito (φ) dos solos homogêneos não estabelecem nenhuma correlação importante com a pedogênese ou as várias propriedades estudadas.

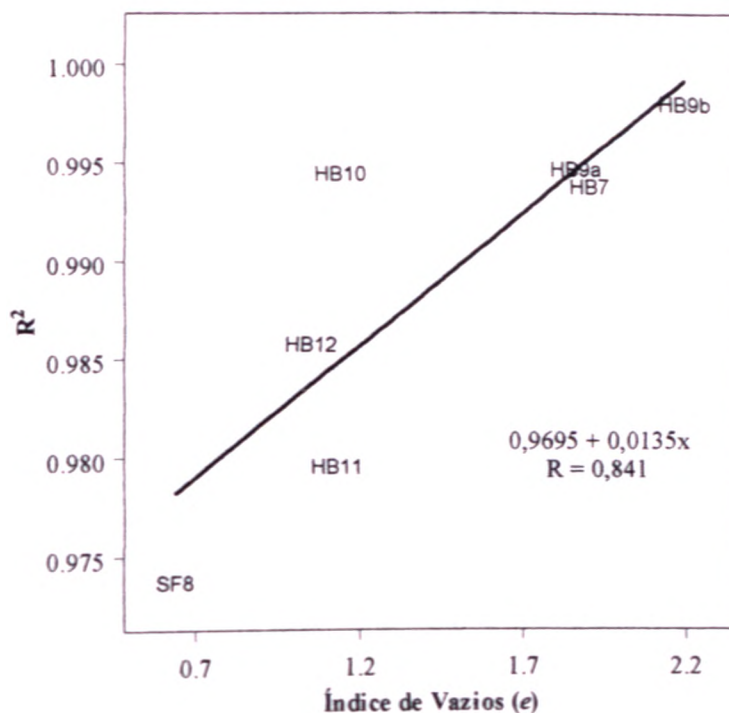


Figura 7. 48 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o índice de vazios (e) e a razão entre σ e τ (R^2) nos solos homogêneos.

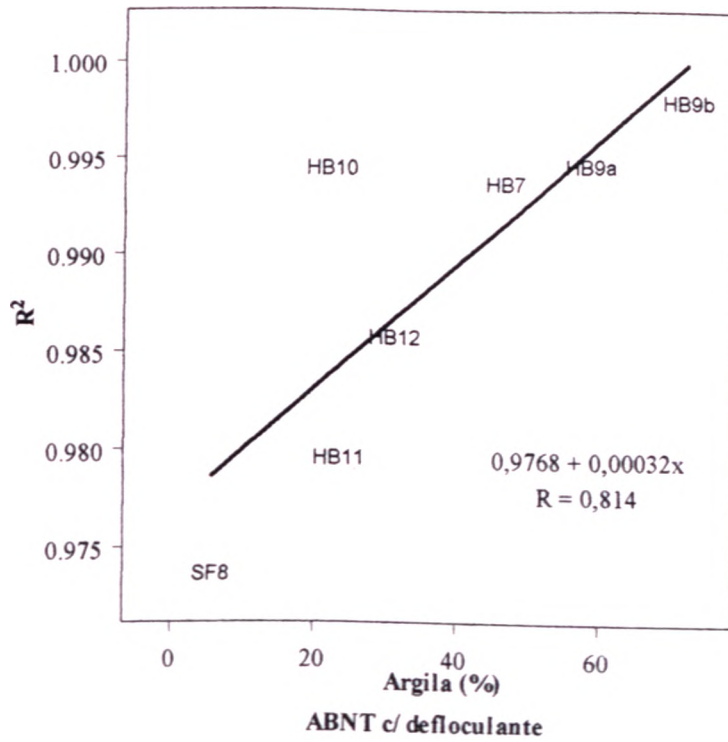


Figura 7.49 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a fração argila e a entre σ e τ (R^2) nos solos homogêneos.

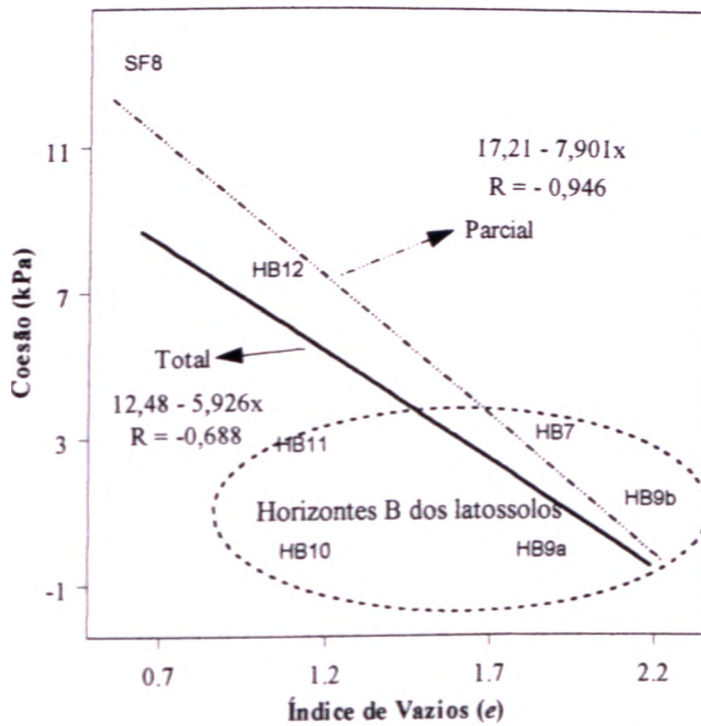


Figura 7.50 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre o índice de vazios (e) e a coesão (c) nos solos homogêneos

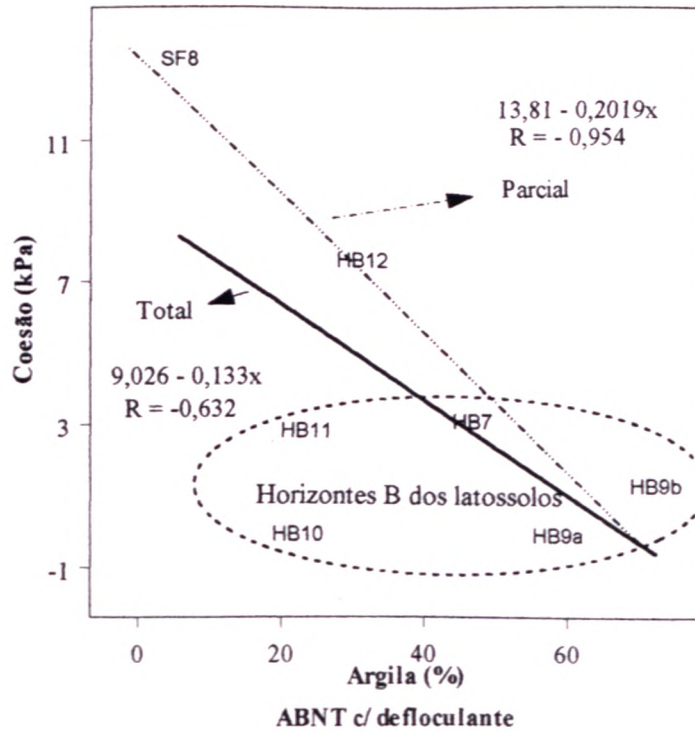


Figura 7.51 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre fração argila e a coesão (c) nos solos homogêneos.

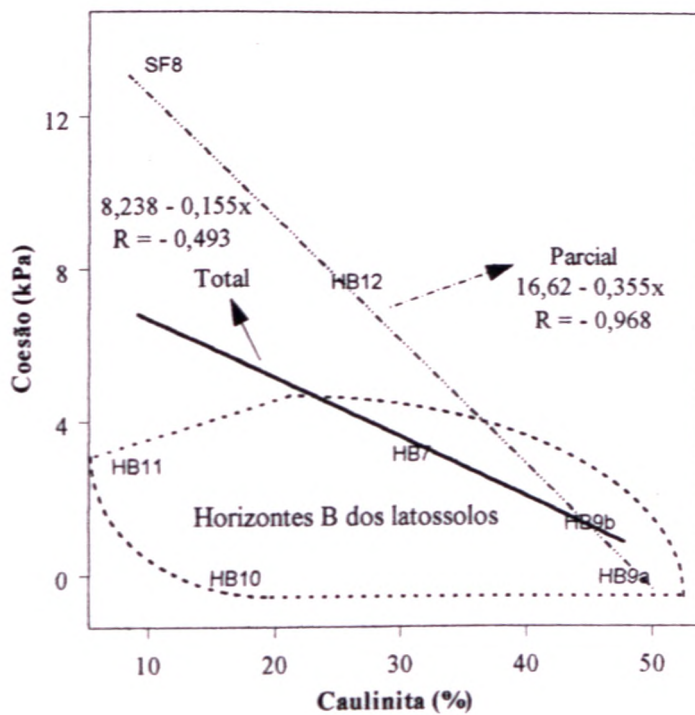


Figura 7.52 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a caulinita e a coesão (c) nos solos homogêneos.

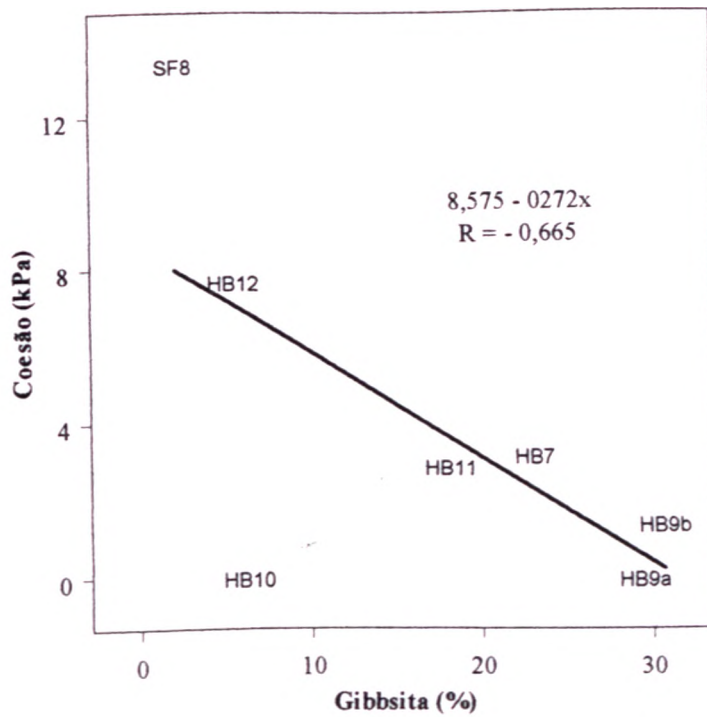


Figura 7.53 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre a gibbsita e a coesão (c) nos solos homogêneos.

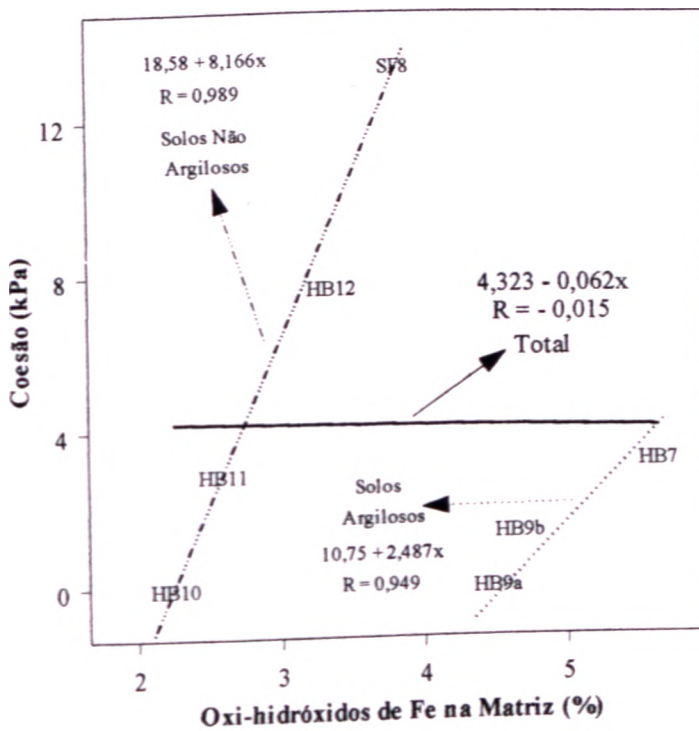


Figura 7.54 - Diagrama de dispersão mostrando a correlação linear entre os oxi-hidróxidos de Fe dispersos na matriz e a coesão (c) nos solos homogêneos.

8-CONCLUSÕES

Partindo-se do princípio de que os solos estudados nesta Tese representam bem os solos encontrados na região do Distrito Federal (DF) e em todo Planalto Central Brasileiro, foram obtidas as seguintes conclusões:

* A fração areia nos solos da região é formada basicamente por quartzo e, de forma secundária, por nódulos geralmente de hematita. O teor da fração areia é dependente fundamentalmente da presença de quartzo na rocha-mãe.

* As frações silte e argila, por sua vez, são produtos dos distintos graus de intemperismo identificados em um perfil de solo. Quanto maior o grau de intemperismo, maior será o teor de argila e menor o teor de silte nos solos da região. Este fato determina uma maior importância relativa da fração argila nos horizontes mais superficiais (horizontes de *solum*) e uma maior importância relativa da fração silte nos horizontes subsuperficiais (p. ex. Saprólitos Finos).

* Os solos finos da região tem como seus principais minerais constituintes a caulinita, a gibbsita e a illita.

* Nos solos predominantemente siltosos, a illita é o principal mineral constituinte.

* Nos solos predominantemente argilosos, a caulinita e a gibbsita são os minerais constituintes mais importantes. Neste caso, quanto maior o grau de intemperismo (processo de alitização) em um horizonte de solo, maior será a participação da gibbsita, enquanto a caulinita é quantitativamente mais importante nos horizontes menos intemperizados (processo de monossilicificação).

* Os oxi-hidróxidos de Fe cristalinos encontrados nos solos da região são a hematita e a goethita e, em expressão muito reduzida, a maghemita. Estes minerais podem ocorrer sob duas formas: em partículas extremamente finas, tanto de goethita quanto de hematita, que normalmente ficam sobre a superfície dos demais minerais; e em nódulos com dimensões silte e areia, basicamente formados por hematita.

*

O comportamento dos solos estudados diante das propriedades físicas, químicas e mineralógicas está diretamente associado ao tipo de fração granulométrica predominante (areia, silte ou argila), como fica demonstrado na Análise por Principais Componentes dos

solos naturais (Figura 7.1). Isto demonstra que a análise granulométrica a partir da ABNT NBR 7181/84 com uso de defloculante caracteriza mais apropriadamente o comportamento dos solos da região em relação aos mesmos resultados obtidos sem uso de defloculante. No entanto, não se deve prescindir desta última informação, pois ela ao ser comparada aos resultados da análise granulométrica com uso de defloculante revela o nível de agregação do solo, como pôde ser observado através da razão $\frac{cf}{sf}$ argila/sfargila.

* A formação de agregados é um importante fenômeno físico dos solos da região. Esta é causada pela crescente agregação das partículas dos solos em função do elevado teor de Al^{3+} que ocorre com o aumento do grau de intemperismo (Cardoso, 1995). Análises realizadas nos solos estudados, a partir da extração de matéria orgânica e de oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade (amorfo e paracristalinos), também mostram que estes componentes são importantes agentes na agregação dos solos, ou seja, quanto maior a concentração de um destes componentes, maior é a formação de agregados nos solos. Este fenômeno é o principal responsável pelo elevado índice de vazios (e) nos solos finos, que cresce de acordo com o teor da fração argila e conseqüentemente com a gibbsita.

* A microporosidade dos solos estudados mostra-se bastante expressiva, sendo, na maioria das vezes, superior à macroporosidade. Ela mostra-se diretamente associada ao teor da fração argila e nos solos finos possui forte correlação positiva com a formação de agregados ($\frac{cf}{sf}$ argila/sfargila). Isto demonstra que os microporos estão presentes geralmente no interior dos agregados dos solos.

* A macroporosidade dos solos também se mostra como uma importante característica dos solos da região, mas, por sua vez, normalmente é quantitativamente inferior à microporosidade. Nos solos arenosos, excetuando-se aqueles em que a formação de agregados é bastante relevante, a macroporosidade está associada diretamente ao teor da fração areia, uma vez que as frações silte e argila nestes solos estão predominantemente desagregadas (dispersas), ou seja, quanto menor a quantidade destas frações nos solos arenosos, menor será a obstrução dos poros entre os grãos de areia (macroporos). Nos solos

finos, a macroporosidade tem origem semelhante ao da microporosidade, ou seja, está diretamente associada ao teor da fração argila e a formação de agregados. Isto demonstra que nos solos finos, os macroporos geralmente se formam entre os agregados

- A densidade real dos grãos (G) é resultante da composição mineralógica do solo. A densidade destes minerais pode variar de 2,30 (gibbsita) a 5,30 (hematita), mas a variabilidade da densidade real é bem menor, ficando entre 2,69 (SF8) e 2,88 (SF1). Isto deve-se à mistura entre minerais de diferentes densidades que compõem o solo. Tal fato é demonstrado a partir das baixas correlações lineares (R) positivas ou negativas que ela estabelece com as demais propriedades estudadas.

* Os limites de Atterberg, seus índices derivados e as tangentes do ângulo da curva de fluidez nos solos estudados trazem as seguintes conclusões:

=> Os limites de liquidez e plasticidade (w_L e w_p) são maiores para os horizontes superficiais (mais intemperizados, como os Horizontes B) em relação aos horizontes subsuperficiais (menos intemperizados), enquanto nos índices de plasticidade (I_p) este comportamento é inverso, ou seja, seus valores geralmente são menores para os horizontes mais intemperizados em relação aos horizontes menos intemperizados.

=> O limite de liquidez (w_L) não apresenta correlações importantes com as frações granulométricas ou com os minerais constituintes dos solos, possivelmente porque ele pode

ser resultante de combinações mais complexas entre as propriedades dos solos e que não foram identificadas através das análises estatísticas utilizadas nesta Tese; e/ou o Método de Casagrande não definiu eficazmente a liquidez dos solos estudados. Este fato se refletiu igualmente em relação às inclinações das curvas de fluidez ($tg\beta$).

=> O limite de plasticidade (w_p) está diretamente associado ao crescimento do teor da fração argila e dos principais minerais que a compõem, como por exemplo a gibbsita e a hematita dispersa na matriz

=> O índice de plasticidade (I_p) possui uma importante correlação linear negativa com o limite de plasticidade (w_p), ou seja, nos solos plásticos estudados, os índices de plasticidade

(I_p) crescem inversamente aos limites de plasticidade (w_p). Em relação à textura dos solos, o índice de plasticidade (I_p) tem seu crescimento diretamente associado ao teor da fração silte e, de modo inverso, seus valores decrescem em função do crescimento da fração argila e dos principais minerais que constituem esta fração, como por exemplo a gibbsita e a hematita dispersa na matriz

=> A matéria orgânica, mesmo em baixos teores, interfere na plasticidade dos solos estudados. A sua presença aumenta os limites de Atterberg (w_L e w_p) e diminui os índices de plasticidade (I_p). Esta avaliação concorda parcialmente com Paul & Barras (1999) que

mostram que a extração da matéria orgânica em solos pobres nesta fase, reduz o limite de liquidez e o índice de plasticidade, enquanto que para o limite de plasticidade esta redução é menor.

=> Os oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade incrementam a plasticidade, aumentando os limites de Atterberg (w_L e w_P) e diminuindo os índices de plasticidade (I_p). Isto ocorre devido às elevadas superfícies específicas dos minerais de baixa cristalinidade (de 400 a 700 m^2/g) e oxi-hidróxidos de Fe cristalinos (de 30 a 400 m^2/g) em relação aos minerais de argila dos solos da região, como por exemplo a caulinita (de 5 a 10 m^2/g). Esta conclusão vem em oposição aos conceitos atualmente adotados em relação à influência dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos e de baixa cristalinidade na plasticidade dos solos tropicais, como é apresentada por Newill (1961) e seguida por outros tantos (Botelho da Costa, 1973; Gidigas, 1976; Vargas, 1982; *The Quarterly Journal of Engineering Geology Report*, 1990).

=> Os solos plásticos pertencentes aos Horizontes B são, em relação ao índice de atividade (I_A), definidos como solos inativos, enquanto os outros horizontes estudados (Zona Mosqueada e Saprólito Fino) são denominados de solos de atividade normal a solos ativos. Em relação ao índice de consistência (I_c), todos os solos são definidos como de consistência dura, excetuando-se o SF4 que é de consistência a plástica rija.

=> As inclinações das curvas de fluidez ($tg\beta$) apresentam uma elevada variabilidade entre os resultados dos solos estudados, mostrando valores entre 0,058 e 0,192. Esta análise corrobora com a realizada por Souza (1999), evidenciado que a obtenção do limite de liquidez não pode, para os solos tropicais da região, ser efetuada a partir de um único ponto obtido com o Aparelho de Casagrande, como normalmente é feito em muitos laboratórios de física do solo no Brasil, que adotam normas tais como a DNER (1971) e EMBRAPA (1997).

=> Também em relação às curvas de fluidez ($tg\phi$), nos Horizontes B dos solos estudados, parece que a matéria orgânica contribui para diminuir as suas inclinações, enquanto a presença dos oxi-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz e de baixa cristalinidade aumentam estas inclinações.

* A análise dos parâmetros de tensão-deformação-resistência obtidos nos ensaios de cisalhamento direto, mostra que alguns destes são influenciados pelo grau de intemperismo sofrido pelo solo. As coesões (c) apresentadas pelos Horizontes B (HB) são baixas (0 a 7,7

kPa) e, em média, inferiores às encontradas nos horizontes de Zona Mosqueada (ZM) (0 a 29,3 kPa) e Saprólitos Finos (SF) (7,5 a 34,2 kPa); isto é, a coesão é menor em solos mais intemperizados. Nos solos homogêneos finos, a coesão (c) mantém correlações lineares negativas com algumas propriedades que estão relacionadas diretamente ao alto grau de intemperismo como, por exemplo, o índice de vazios (e), o teor da fração argila, a caulinita e a gibbsita. O ângulo de atrito (ϕ) normalmente é elevado (entre 23,2 e 46,3°) e não estabelece, com base nos resultados analisados, nenhuma forma de relação com a pedogênese. Contudo, a partir das descrições micromorfológicas, pode-se observar que os solos SF2 e SF13, que são solos com ângulos de atrito (ϕ) bastante superiores aos demais (respectivamente 38,8 e 46,3°), são exatamente aqueles onde ocorrem as foliações microdobradas em forma fechada, que formam uma superfície bastante rugosa e conseqüentemente um elevado ângulo de atrito (ϕ).

* Os oxí-hidróxidos de Fe cristalinos dispersos na matriz, dentre todos minerais de solos da região, inclusive os oxí-hidróxidos de Fe cristalinos nodulares (hematita nodular), são os únicos que mostram uma correlação positiva com a coesão. Eles são partículas extremamente finas, que normalmente ficam sobre a superfície dos demais minerais, conforme Martins (2000) e, que desta forma, aumentam a carga elétrica negativa das superfícies minerais e conseqüentemente aumentam a coesão (c) destes materiais.

* Os coeficientes de correlação (R^2) entre as tensões normais (σ) aplicadas e as tensões cisalhantes (τ) obtidas no ensaio de cisalhamento direto, traduzem muito bem a homogeneidade dos solos estudados. Quanto mais próximo de 1 se apresentar este valor, mais homogêneo é o solo. Este fator apresenta correlações lineares altas e positivas com algumas propriedades que estão relacionadas diretamente ao alto grau de intemperismo. Entre elas estão o índice de vazios (e), o teor da fração argila e de caulinita.

* Na determinação das curvas características pelo método da centrífuga adotado nesta Tese, para se realizar uma análise mais detalhada dos resultados, seria necessário o controle da variação do índice de vazios (e), uma vez que, durante o ensaio, ocorre uma importante redução do volume (consolidação) da amostra de solo. No entanto, a homogeneidade ou heterogeneidade dos solos pode ser avaliada nestas curvas características.

* As Zonas Mosqueadas são bastante heterogêneas dos pontos de vista físico, químico e mineralógico, uma vez que uma amostra de solo coletada neste horizonte possui, como consequência direta das acumulações localizadas de óxi-hidróxidos de Fe, uma diferente

concentração química e mineralógica em relação à outra amostra. Deste modo, o comportamento físico e mecânico dos horizontes de Zona Mosqueada também sofre alterações, pontó a ponto, no interior do perfil.

* Nos solos finos, o pH em KCl promove resultados mais correlacionáveis com outras propriedades do solo que o pH em H₂O. Além disso, nos horizontes B destes solos, o aumento do pH está associado diretamente ao teor de argila e é um caráter importante na formação de agregados. Tal correlação positiva é explicada pelo pH de abrasão dos minerais. A caulinita e a illita apresentam pH de abrasão entre 5 e 6, enquanto que para a gibbsita, ele está entre 6 e 7 (Stevens & Carron, 1948). Esses minerais controlam o pH dos horizontes estudados, onde os solos mais argilosos, no caso os mais superficiais e gibbsíticos, apresentam pH maiores que os horizontes de saprólito.

* A Capacidade de Troca Catiônica (CTC) não forneceu nenhuma forma de correlação linear importante com as outras propriedades dos solos, podendo ser consequência de análises mal executadas em laboratório, ou ainda alguma complexidade não perceptível nas análises estatísticas efetuadas nesta Tese.

* A matéria orgânica (MO) possui uma alta correlação linear positiva com a fração argila, confirmando Kiehl (1979), que mostra que quanto maior for esta fração nos solos tropicais, maior é a participação da matéria orgânica. Tal fato ocorre, pois os solos superficiais, que são os mais ricos em matéria orgânica, são também os mais argilosos, devido ao maior grau de intemperismo por eles sofridos.

8.1 - ESQUEMA DA RELAÇÃO ENTRE O GRAU DE INTEMPERISMO E AS PROPRIEDADES FÍSICAS DE SOLOS DO PLANALTO CENTRAL BRASILEIRO

As conclusões desta Tese podem ser resumidas na forma de um esquema que mostra a relação entre o grau de intemperismo e as propriedades físicas de solos do Planalto Central brasileiro (Tabela 8.1).

O grau de intemperismo está diretamente associado à composição mineralógica dos solos, que, por sua vez, determina as suas propriedades físicas.

Em relação aos solos derivados de rochas pelíticas (finas), os índices e os parâmetros físicos avaliados aumentam com o grau de intemperismo, excetuando-se o peso específico natural (γ_0) e o peso específico aparente seco (γ_d). Nos solos derivados de rochas psamíticas

Tabela 8.1 - Relação entre o grau de intemperismo e as propriedades físicas de solos do Planalto Central Brasileiro.

Rocha-Mãe	Rochas Psamíticas (arenosas)	Rochas Pelíticas (Finos)
Grau de Intemperismo	Direção do aumento	Direção do aumento
Propriedades Físicas	→	→
Teor de argila	→	→
Teor de silte	→	←
Densidade real dos grãos (G)	?	?
Peso específico natural (γ_0)	←	←
Peso específico aparente seco (γ_d)	←	←
Formação de agregados	→	→
Índice de vazios (e)	→	→
Macroporosidade	?	→
Microporosidade	→	→
	Solos Plásticos	
Limite de liquidez (w_L)	→	
Limite de plasticidade (w_P)	→	
Índice de plasticidade (I_P)	←	
Índice de atividade (I_A)	←	
Índice de consistência (I_C)	→	
Inclinação da curva de fluidez ($tg\beta$)	?	
	Solos Homogêneos	
Coesão (c)	←	
Ângulo de atrito (ϕ)	?	
Correlação (R^2) entre as tensões normais (σ) aplicadas e as tensões cisalhantes (τ)	→	

? - Não existe relação ou não foi possível identificá-la.

(arenosas) acontecem as mesmas correlações dos solos arenosos, exceto em relação ao teor da fração silte (inversa) e a macroporosidade. Nos solos plásticos, os limites de Atterberg (w_L e w_P) e o índice de consistência (I_C) crescem em função do grau de intemperismo, enquanto os índices de plasticidade (I_P) e de atividade (I_A) diminuem. Em relação aos solos

homogêneos, a coesão (c), diminui com o grau de intemperismo e a correlação entre as tensões normais (σ) aplicadas e as tensões cisalhantes (x), denominada de R^2 , cresce. O ângulo de atrito (φ) parece não ter relação com o intemperismo.

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 de uma quantidade maior de pesquisas em solos tropicais da região, a partir das mesmas e outras metodologias, para que se possa entender melhor o comportamento destes materiais.

Novas metodologias podem ser aplicadas para se conhecer, por exemplo, a superfície específica e o ponto de carga zero (PCZ) dos solos, que com certeza, trariam dados importantes para a compreensão dos solos da região. Além disso, o comportamento mecânico pode ser mais explorado, utilizando-se de resultados obtidos a partir de ensaios como SPT / CPT em campo e CBR em laboratório.

A utilização de todas estas metodologias pode ser realizada também em um ou mais perfis completos de solo, ao invés de coletas individualizadas de diferentes horizontes em diferentes locais. Com isso, se poderá analisar, de forma mais direta, parâmetros que interferem na estrutura dos solos como, por exemplo, a profundidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT (1984) Solo - Determinação do limite de liquidez - NBR 6459/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 6 p.

ABNT (1984) Grãos de solo que passam na peneira de 4,8 mm - Determinação da massa específica (método de ensaio) - NBR 6508/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 8 p.

ABNT (1984) Solo - Determinação do limite de plasticidade - NBR 7180/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 3 p.

ABNT (1984) Solo - Análise granulométrica - NBR 7181/84 Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 13 p.

ABNT (1986) Amostras de solo - Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização (método de ensaio) - NBR 6457/86. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 8 p.

ABNT (1988) Solo - Determinação da massa específica aparente de amostras indeformadas, com emprego da balança hidrostática - NBR 10838/88. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 4 p.

ABNT (1993) Rochas e solos - Terminologia - NBR 6502/93. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 19 p.

Ab'Saber, A.N. (1977) Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação Geomorfologia, 52:17-28.

Akagi, H. (1994) Physico-chemical approach to the consolidation mechanism of soft clays. Soils and Foundations, 34(4) 43-50.

Aleva, G.J.J. (1983) On weathering and denudation of humid tropical interfluves and their tripplian surfaces Geol Mij., 62:383-388.

Aleva, G.J.J. (1986) Classification of laterites and their textures. Baneiji, P.K. (ed), Lateritisation Processes, Geol. Surv. India, Memoirs, 120:8-28.

Alloway, J.B. (1995) Heavy Metal in Soils. 2nd ed., Blackie Academic and Professional, London, England, 368 p.

Almeida, F.F.M & Hasui. Y (1984) O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, SP, 501 p.

Anderson, J.U. (1963) Na improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter Clays and Clay Minerals, 10:380-388

Araki, M.S. (1997) Aspectos Relativos às Propriedades dos Solos Porosos Colapsíveis do Distrito Federal. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 113 p.

ASTM (1984) Standard test method for classification of soils for engineering purposes - ASTM D2487-83. Annual Book of ASTM Standards, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, USA, 8 p.

Balkay, B. & Bárdossy, G. (1967) Étude des processus élémentaires de la latéritisation sur laterites-guinéennes. Bull. Hung. Geol. Soc., 97 (1):91-110.

Baptista, G.M.M. (1997) Diagnóstico Ambiental da Perda Laminar de Solos, no Distrito Federal, por Meio do Geoprocessamento, Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 112 p.

Baptista, G.M.M. (1998) Caracterização climatológica do Distrito Federal. Inventário Hidrogeológico do Distrito Federal, Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G (eds.), UnB/IEMA, Brasília, DF, Parte V, pp. 1-21.

Barata, F.E. (1969) Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro. 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico, 2:507-516.

Bárdossy, G & Aleva, G.J.J. (1990) Lateritic Bauxites. Developments in Economic Geology, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, vol. 27, 624 p.

Barnishel, J. & Bertsch, L. (1989) Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite Minerals in Soil Environments, Dixon, J.B & Weed, S B. (eds.), 2nd Ed., Soil Sei. Soc. Am. Book Series, no. 1, cap. 15, pp. 729-788.

Barshad, I. (1955) Chemistry of soil development. Chemistry of Soil. Bear, F.E. (eds), Reinhold Publ. Corp., New York, USA, pp. 1-70.

Bastos, C.A.B & Alves, A M L. (1996) Unidades geotécnicas de solos da Planície Costeira Sul do Rio Grande do Sul. 8^o Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, Rio de Janeiro, RJ, 1:227-238.

Bauer, M. (1898) Beiträge zur Geologie de Seychellen, insbensondere des latents. Neues Jb. Miner., 2:163-219

Baver, L.D.; Gardner; W.H & Gardner: W.R. (1972) Soil Physics. 4th ed., John Wiley & Sons Inc., New York, USA, 489 p.

Belcher, J. (1954) O relatório técnico sobre a nova capital - Relatório Belcher. Reedição CODEPLAN 1984, Brasília, DF, 316 p.

Bell, F.G. & Maud. R.R.(1994) Dispersive soils: a review from a South African perspective.

The Quarterly Journal of Engineering Geology, 27:195-210.

- Besoain, E. (1985) Mineralogia de Arcillas de Suelos. Instituto Interamericano de Cooperacion para la Agricultura - IICA, Serie de Libros y Materiales Educativos, San José, Costa Rica; no. 60, 1205 p.
- Blanco, S.B. (1995) Aspectos de Geologia de Engenharia da Escavação do Metrô de Brasília - Trecho Asa Sul. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, 92 p.
- Bocquier, G, Muller, J.P. & Boulangé, B. (1984) Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur differentiation. Livre Jubilaire du Cinquantenaire du Cinquantenaire 1934-1984, Assoc. Franç. pour l'Étude du Sol, Paris, 123-138.
- Botelho da Costa, J. V. (1973) Caracterização e Constituição do Solo. 3ª edição. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, Portugal, 515 p.
- Boulangé, B. (1984) Les formations bauxitiques de Côte d'Ivoire. Travaux et Documents d'ORSTOM, Pans, France, 175-341 p.
- Branco, P.M. (1993) Guia de Redação para a Área de Geociências Sagra - Luzzatto Editores / CPRM, Porto Alegre, RS, 176 p.
- Braun, O.P.G. (1971) Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia, 32(3):3-39.
- Brewer, R. (1976) Fabric and Mineral Analysis of Soils. 2nd ed., John Wiley & Sons Inc., New York, 482 p.
- Brewer, R. & Sleeman, P. (1960) Soil structure and fabric: their definition and description. Journal Soil Science, 11:172-185.
- Bullock, T.; Fedoroff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursma, T. & Babel, U. (1985) handbook for Soil Thin Section Description. Wayne Research Publ., London, England, 152 p.
- Buchanan, F. (1807) A journey from Madras through the countnes of Myosore, Canara and Malabar. The East índia Company, London, England, vol. 2, pp. 436-460.
- Buckman, H.O & Brady, N.C. (1960) The Nature and Properties of Soils. The MacMillan Company, New York, USA, 567 p.
- Büdel, J. (1986) Climatic Geomorphology Princeton University Press, New Jersey, USA, 470 P.
- Buol, S.W. & Cline, M.G (1973) Soils of the Central Plateau of Brazil and extension of results of field research conducted near Planaltina, Federal District. Agronomy Mimeo, Cornell University, USA, 73:13.
- Butt, C.R.M. & Zeegers. H (1992) Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains Handbook of Exploration Geochemistry, Govett, G J.S (eds), Elsevier, Floreat Park, West. Aust, Australia. 4 pp.607.

Butty, D L. & Chapallaz, C.A. (1984) Bauxite genesis. Bauxite Symposium, Jacob Junior, L. (ed.), Los Angeles, USA, pp. 111-1151.

Camapum de Carvalho, J.; Crispei, J.J. & Queiroz de Carvalho, J B. (1985) Influence de la temperature de sechage sur les proprietes chimiques, physiques et mecaniques de quelques sols lateritiques du Nord et du Nord-Est du Brésil. First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic Soils, Brasilia, DF, 1:51-62.

Camapum de Carvalho, J.; Guimarães, R.C.; Cardoso, F B.F. & Pereira, J.H.F. (1996) Proposta de uma nova terminologia para ensaios de sedimentação. 30ª Reunião Anual de Pavimentação, Salvador, BA, 2:521-531.

Camapum de Carvalho, J. & Mortari, D. (1994) Caracterização geotécnica de solos porosos do Distrito Federal. 3º Simp. Bras. Escav. Subt., Brasília, DF, 1:109-122.

Camapum de Carvalho, J.; Mortari, D.; Araki, M.S. & Palmeira, E.M. (1994) Aspectos relativos a colapsividade da argila porosa de Brasília, Distrito Federal. 10º Cong. Bras. Mec. dos Solos e Eng. Fund., Foz do Iguaçu, PR, 3:1157-1163.

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, PA, 255-263.

Camargo, M.N.; Klamt, E. & Kaufmann, J.H. (1987) Classificação de solos usada em levantamentos pedológicos no Brasil, Boi. Inf. Soc. Bras. Cien. Solos, 12(1): 11-33.

Cardoso, F.B.F. (1994) Relatório Final de Execução de Poço Tubular Profundo para o Condomínio Sobradinho Novo. Colorado Perfurações de Poços Tubulares Profundos Ltda, Brasília, DF, 5 p.

Cardoso, F.B.F. (1995) Análise Química, Mineralógica e Micromorfológica de Solos Tropicais Colapsíveis e o Estudo da Dinâmica do Colapso. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 142 p.

Cardoso, F.B.F.; Camapum de Carvalho, J. & Martins, E.S. (1998 *a*) L'effondrement des sols tropicaux: aspect génétique. 16º Congrès Mondial de Science du Sol, Montpellier, France, 1 CDROM, 6 p.

Cardoso, F.B.F.; Camapum de Carvalho, J. & Martins, E.S. (1998 *b*) O fenômeno do colapso em solos de diferentes origens e profundamente intemperizados do Distrito Federal. 11º Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, Brasília, DF, 1:59-66.

Cardoso, F.B.F.; Martins, E.S. & Camapum de Carvalho, J. (1995) Micromorphological evolution of collapse in deeply weathered tropical soils. 10th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Guadalajara, México, 1:57-65.

- Cardoso, F.B.F.; Martins, E.S. & Camapum de Carvalho, J. (1996) Proposta de terminologia micromorfológica aplicada à mecânica dos solos tropicais. 8º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, Rio de Janeiro, RJ, 1:311-322.
- Cardoso, F.B.F.; Martins, E.S.; Camapum de Carvalho, J. (1998 *c*) A evolução pedogeoquímica e sua influência nas propriedades físicas dos solos profundamente intemperizados do Distrito Federal. 11º Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, Brasília, DF, 1:51-58.
- Carvalho, I.G. (1995) Fundamentos da Geoquímica dos Processos Exógenos. Bureau Gráfica e Editora Ltda., Salvador, BA, 239 p.
- Carvalho Jr., O.A.; Cardoso, F.B.F.; Martins, E.S.; Baptista, G.M.M.; Junqueira, F.F. & Ferreira, A.P.M. (1999) Quantification of the void ratio of soils with techniques of digital Processing of images. 11th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Foz do Iguacu, PR, 3:1359-1364.
- Catani, R.A, Romano Gallo, J. & Gargantini, H. (1955) Amostragem de solo, métodos de análise, interpretação e indicações gerais para fins de fertilidade. Boletim nº 69, Instituto Agrônomo de Campinas, Campinas, SP, 28 p.
- Chao, T.T. (1984) Use of partial dissolution techniques in geochemical exploration. J. Geochem. Explor., 20:101-135.
- Chuckhrov, F.V. (1981) On transformation of iron oxides by chemogenic eluvium in tropical and subtropical regions. International Seminar on Lateritization Processes, Trivandrum, Oxford & IBH Publ. Co. New Delhi, Inde, pp. 11-14.
- CODEPLAN (1984) Atlas do Distrito Federal. GDF, Brasília, DF, 79 p.
- Coey, J.M.D., Fabris, J.D. & Resende, M. (1991) ⁵⁷Fe Mössbauer studies of oxisols. Hyperfine Interact., 66:51-61.
- Coffin, D.D. (1963) A method for the determination of free iron in soils and clays. Can. J. Soil Sci., 43:1-7.
- Coimbra, A.R.S.R. (1987) Balanço hídrico preliminar do Distrito Federal. Inventário hidrogeológico do Distrito Federal. GDF/CAESB, Brasília, DF, pp. 50-78.
- Comissão de Solos (1960) Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, RJ, Boletim 12, 634 p.
- Conciani, W.; Lorand, R. & Prado, H. (1995) Aplicação de mapas pedológicos no planejamento de rodovias. 29º Reunião Anual de Pavimentação, Cuiabá, MT, 321-332.
- Costa, M.L. (1991) Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2): 146-160.

- Costa, M.L. (1993) Propostas para sistematização do estudo de lateritos. 4º Cong. Bras. Geol., Brasília, DF, volume de resumos expandidos, 195-197.
- Crespo, A.A. (1993) Estatística Fácil. 9ª Edição, Editora Saraiva, São Paulo, SP, 224 p.
- Damous, N.R.L. & Goulart, A.T. (1983) Comportamento do Si, Al e Fe durante o intemperismo laterítico de rochas graníticas na Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 13(2): 127-134.
- Dardenne, M.A. (1978) Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, PE, 2:597-610.
- Davis, J.C. (1973) Statistics and Data Analysis in Geology. John Willey & Sons, Inc., New York, USA, 550 p.
- De Brito Galvão, T.C. (1993) Mineralogical and Geotechnical Properties of Latossol from Minas Gerais, Brazil. PhD Thesis, Purdue University, West Lafayette, USA, 192 p.
- De Brito Galvão, T.C. & Schulze, D.G. (1996) Mineralogical properties of a colapsible Lateritic soil from Minas Gerais, Brazil. Soil Sei, Soc. Am. J., 60(6): 1969-1978.
- Deere, D.V. & Patton, E.D. (1971) Slope stability in residual soils - state of art paper. 4th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico, 1; 87-170.
- Delvigne, J. (1988) Apostila do Curso de Micromorfologia. (em português). USP, São Paulo, SP, 225 p.
- De Mello, V.F.B. (1971) The standard penetration test - state of art. 4th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico, 1:1-86.
- Dias, R.D. (1985) Investigação de solos utilizando levantamentos pedológicos. Colóquio Solos Tropicais e Suas Aplicações em Engenharia Civil, Porto Alegre, RS, 17-36.
- Dias, R.D. (1987) Solos lateríticos do Rio Grande do Sul, ocorrência e caracterização geotécnica. Solos e Rochas, 10(2): 13-20.
- Dias, R.D. (1994) Pedogenesis and its relationship to lateritic compressibility and collapsibility. 13th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, New Delhi, Inde, 4:1489-1492.
- Dias, R.D. & Gehling, W.Y.Y. (1985) Influence of the macrostructure originated from pedologic process on the mechanical behavior of lateritic porous soils in south Brazil. First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic Soils, Brasília, DF, 1:255-268.
- Dias, R.D. & Gehling, W.Y.Y. (1986) Geotechnical aspects of undeformed lateritic soils in south Brazil 5th International Congress LAEG, Buenos Aires, Argentina, 2:793-797.

Dias, R.D. & Gonzalez, M.C.D. (1985) Stress-strain strength behavior of a brazilian amazon yellow latosol. First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic Soils, Brasília, DF, 1:239-253.

DNER (1971) DNER-ME 44-71: Limite de liquidez - método de ensaio. DNER-MT, 5 p.

Dokuchaev, V.V (1883) Citado In: Basic soil science for agricultural, Cap. 1. Vil'Yams, V.R., Weathering of rocks and differentiation of the properties of soil-forming rocks. Translated from russian. Washington, D.C, USA, p. 25-42.

Eiten, G. (1993) Vegetação. Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectiva, Novaes Pinto, M. (ed.), 2ª edição, Ed. UnB, Brasília, DF, pp. 17-74.

EMBRAPA (1978) Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Distrito Federal. Boletim Técnico, nº 53, SNLCS, Rio de Janeiro, RJ, 455 p.

EMBRAPA (1997) Manual de Métodos de Análise de Solo. 2ª Edição, CNPS, Rio de Janeiro, RJ, 212 p.

EMBRAPA (1999) Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. EMBRAPA - Solos (Rio de Janeiro), Brasília, DF, 412 p.

Emmerich, W.E.; Lund, L.J.; Page, A.L. & Chang, A.C. (1982) Solid phase forms of heavy metals in sewage sludge-treated soils. Journal of Environmental Quality, 11(2): 178-181.

Esteves, V.P. (1961) Ajustamento a Solos Portugueses de um Método Rápido para a Determinação do Limite de Liquidez. LNEC, Lisboa, Portugal, 19 p.

Eswaran, H.; Guthrie, R. & Holzhey, S (1983) The place of latentes in soil taxonomy. Lateritisation Processes. II International Seminar on Lateritisation Processes, Melfi, A.J. & Carvalho, A. (eds), Universidade de São Paulo, SP, pp. 491-498.

FAO/UNESCO (1974) Soil Map of the World. 1:5.000.000 Legend. UNESCO, Paris, France, vol. 1,59 p.

Faria, A. (1989) O Grupo Paranoá no Distrito Federal 5º Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, 1º Simp. Geol. Núcleo Brasília, DF, 262-265.

Faria, A. (1995) Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas Áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança - Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 201 p.

Farias, M.M. & Assis, A.P. (1994) Simulação numérica de um túnel em solo poroso e colapsível. 3º Simp Bras. Escav Subt, Brasília, p. 263-275.

Farias, W.M. (2000) Aplicação de extração seletiva das fases cristalina e baixa cristalinidade em ensaios geotécnicos de adensamento e granulometria Seminário da Disciplina Geotecnia dos Solos Topicais Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF. 11 p.

Farias, W.M.; Boaventura, G.R.; Cardoso, F.B.F.; Martins, E. S. & Guimarães, E.M. (1999a) Caracterização química e mineralógica do solo do aterro sanitário do Jockey Club (DF) e a influência da matéria orgânica e pH no comportamento dos elementos. 4º Congresso Brasileiro de Geotecnia Ambiental, Ouro Preto, MG, 392-398.

Farias, W.M.; Martins, E.S.; Boaventura, G.R. & Cardoso, F.B.F. (2001) A propose of sequential extraction procedure for tropical soil characterization. No prelo, 1 p.

Farias, W.M.; Martins, E.S.; Cardoso, F.B.F. (1996) Proposal of a method to separate and obtain different granulometric fractions from tropical soils. 11th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Foz do Iguaçu, PR, 1:343-346.

Felbeck Jr., G.T. (1965) Structural chemistry of soil humic substances. *Ad. Agron.* 17:327-368.

Fermor, L.L. (1911) What is laterite? *Geol. Mag.*, 8:454-462, 507-516, 559-566.

Ferreira, J. (1994) Estudo de minerais de solos do Distrito Federal por difratometria de raios - X, Relatório de Bolsa de Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 23 p.

Fieldes, M. & Swindale, L.D.(1954) Chemical weathering of silicates in soil formation. *J. Scie. Techn.* 36:141-154.

Fitzpatrick, E.A. (1983) *Soils, their Formation, Classification and Distribution*, Longman, 2 ed., 353 p.

Forero-Dueñas, C.A. (1995) Analisis inicial de fábrica para un nivel superficial de la formation sabana, en Santafe de Bogota, Colombia. 10th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Guadalajara, México, 1:153-167.

Freitas Jr., E. & Silva, E.M. (1984) Uso da centrífuga para determinação da curva de retenção de água do solo, em uma única operação. *Pesq. Agrop. Bras.*, 19(11): 1423-1428.

Freitas-Silva, F.H. (1996) Enquadramento Litoestratigráfico e Estrutural do Depósito de Ouro do Morro do Ouro, Paracatu - MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 338 p.

Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G (1993) Geologia do Parque Nacional de Brasília, escala 1:25.000. Relatório Final, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 57 p.

Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G (1998) Geologia do Distrito Federal. Inventário Hidrogeológico do Distrito Federal, Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G (eds.), UnB/IEMA, Brasília, DF, Parte I, pp. 1-86.

Fritz, B, & Tardy, Y (1976) Prediction of mineralogical sequences in tropical soils by theoretical dissolution model. 1st International Congress on Water-Rock Interaction, Praga, 409-416.

- Gardner, R. (1937) A method of measuring the capillary tension of soil moisture over a wide moisture range. *Soil Sciences Society American Journal*, 43:227-283.
- Gaviria, S. (1993) Evolution Minéralogique et Géochimique du Fer et de L'aluminium Dans les Sols Ferrallitiques Hydromorphes des Llanos Orientales de Colombie. Les États Précoces du Cuirassement. DsC. These, École de Nancy, France, 216 p.
- Gehling, W.Y.Y; Dias, R.D. & Roisenberg, A. (1982) Compressibilidade e colapsibilidade de solos ptyosos do Planalto Meridional do Rio Grande do Sul. 7º Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, Olinda, PE, 192-205.
- Gibo, S.; Egashira, K. & Ohtsubo, M. (1987) Residual strength of smectite-dominated soils from the Kamenose landslide in Japan. *Can. Geotech. Journal*, 24:456-462.
- Gibson, M.J. & Farmer. J.G. (1986) Multi-step sequential chemical extraction of heavy metals from urban soils. *Environ. Pollut. B.*, 11:117-135.
- Gidigasu, M.D. (1971) A contribution to the study of the physico-chemical implications of tropical weathering and latensation. *Geotech. Engi.*, 2:131-149.
- Gidigasu, M.D. (1976) Laterite Soil Engineering, Pedogenesis and Engineering Principles. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, Netherlands, 570 p.
- Gidigasu, M.D.& Kuma, D.O.D. (1987) Engineering significance of latéritisation and profile development process. 9th Conf. For Africa on Soil Mech. and Found. Engi., Lagos, 1:3-20.
- Goldich, S.S. (1938) A study in rock weathering. *J. Geol.*, 46:17-58.
- Giese, R.F. (1990) Introduction. *Thermal Analysis in Clay Science*, Stucki, J.W & Bish, D.L. (eds.), CMS Workshop Lectures, The Clay Minerals Society, Boulder, vol. 3, pp. 1-7.
- Greeland, D.J.; Oades, J.M. & Sherwin, T.W. (1968) Electron microscope observation of the iron in some red soils. *Journal Soil Science*, 19(2): 123-126.
- Grim, R.E. (1953) *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill Book Company, New York, USA, 384 p.
- Guimarães, R.C.; Camapum de Carvalho, J. & Farias, M.M. (1998) Contribuição ao estudo da utilização de solos finos em pavimentação. 1º Simpósio Internacional de Pavimentação de Rodovias de Baixo Volume de Tráfego, Rio de Janeiro, RJ, 2:469-478.
- Guori, G. (1986) The microstructure feature of cohesive residual soil. 5th International Congress IAEG, Buenos Aires, Argentina, 3:803-810.
- Harden, J.W. (1982). A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. *Geoderma*, 28:1-28.
- Harrasowitz, H (1926) *Latent Fortschr. Geol. Paleont.*, 4:253-265.
- Head, K.H. (1980) *Manual of Soil Laboratory Testing Pentech*, London, vol. 1, 1240 p.

Hendershort, W.H. & Carson, M.A. (1978) Changes in the plasticity of a sample of Champlain clay after selective chemical dissolution to remove amorphous material. *Can. Geotech. J.*, 15:609-616.

IBGE (1977) *Geografia do Brasil, Região Centro-Oeste*. SEC/SEDG, Rio de Janeiro, RJ, vol. 4, 310 p.

IBGE (1993) *Mapa de Unidades de Relevo do Brasil, Escala 1: 5.000.000*. SEC/SEDG, Rio de Janeiro, RJ, não paginado.

Ignatius, S.G. (1988) *Uso dos Limites de Atterberg e da Análise Granulométrica na Identificação e Classificação de Solos Tropicais para Fins de Engenharia Civil*. Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 309 p.

Irfan, T.Y. (1996) Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. *The Quarterly Journal of Engineering Geology*, 29:5-35.

Jucá, J.F.T. (1990). *Comportamento de los Suelos Parcialmente Saturados Bajo Succion Controlada*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, España, 346 p.

Karathanasis, A.D; Evangelou, V.P. & Thompson, Y.L. (1988) Aluminum and iron equilibria in soil solutions and surface waters of acid Mine Watersheds. *Journal Environmental Quality*, 17(4):534-543.

Kiehl, E.J. (1979) *Manual de Edafologia: Relações Solo-Planta*. Ed. Agronômica Ceres, São Paulo, SP, 264 p.

King, L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil Central, *Rev. Bras. Geogr.*, 18(02): 147-265.

Krauskopf, KB (1967) *Introduction of Chemistry*. McGraw-Hill Book Company, New York, USA, 735 p.

Kronberg, B.I.; Fyfe, WS., Leonardos, O H. & Santos, A.M. (1979) The chemistry of some Brazilian soils: element mobility during intense weathering. *Chem. Geol.*, 24:211-229.

Kubiena, W.L. (1938) *Micropedology*. Collegiate Press Incorporations, Iowa, USA, 242 p

Lacroix, A. (1913) Les latentes de la Guinée et les produits d alteration qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus.*, 5(5) 255-358.

Lambe, T.W (1951) *Soil Testing for Engineers* John Wiley and Sons, New York, USA, 165 p.

Landim, P M B (1998) *Análise Estatística de Dados Geológicos*. Editora da UNESP, São Paulo, SP, 226 p

Lavkulich, L.M & Wiens, J.H (1970) Companson of organic matter destruction by hydrogen peroxide and sodium hvpochlonte na its effects on selected mineral constituents *Soil Sei. Soc. Am. Proc* , 34:755-758

Leprun, J.C. (1979) Les Cuirasses Ferrugineuses des Pays Cristallins de l'Afrique Occidentale Sèche - Genèse, Transformation, Dégradation. Sci. Géol Mém., 222 p.

Lima, P.C., Curi, N. & Lepsch, I.F. (1985) Terminologia de micromorfologia de solo. B. Inf. SBCS, Campinas, SP, 10(2):33-43.

Lorandi, R.; Pastore, E.L.; Gonçalves, A.R.L.; Augusto Jr., F. & Muzzeti, S. (1990) Correlação entre classificações pedológicas e classificação MCT em solos da região de São Carlos (SP). 6º Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, Salvador, BA, 2:144-152.

Macedo, J. & Bryant, R.B. (1987) Preferential microbial reduction of hematite over goethite in Brazilian Oxisol, Soil Sci. Soc. Am. J., 53(04): 1114-1118.

Macedo, J.M. & Lemos, M.A.M. (1961) Introdução ao Estudo da Gênese dos Minerais da Argila. Junta de Investigações do Ultramar. Estudos, Ensaios e Documentos Nº 85, Lisboa, Portugal, 81 p.

Macêdo, P M.; Brandão, W & Ortigão, J.A.R. (1994) Geologia de engenharia no túnel da Asa Sul do Metrô de Brasília, 4º Simp, de Geol. do Centro-Oeste, Brasília, DF, 206-209.

Mackenzie, R.C. (1981) Thermoanalytical methods in clay studies. Advanced Techniques for Clay Mineral Analysis, Fripiat, J. (ed.), Development in Sedimentology, vol. 34, pp. 5-29.

Maignien, R. (1966) Review of Research on Laterites. Natural Resources Research IV, UNESCO, Paris, France, 148 p.

Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardenne, M.A. & Danni, J.C. (1984) Província Tocantins, setores Entrai e sudeste. O Pré-Cambriano do Brasil, Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (eds.), Edgard Blücher, São Paulo, SP, pp. 205-264.

Martins, E.S. (1998) Sistemas pedológicos do Distrito Federal. Inventário Hidrogeológico do Distrito Federal Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G (eds.), UnB/IEMA, Brasília, DF, Parte III pp. 1-25.

Martins, E.S. (2000) Petrografia, Mineralogia e Geomorfologia de Rególitos Lateríticos do Distrito Federal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 196 p.

Martins, E.S. & Baptista, G.M.M. (1998) Compartimentação geomorfológica e sistemas morfodinâmicos do Distrito Federal. Inventário Hidrogeológico do Distrito Federal, Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G (eds.), UnB/IEMA, Brasília, DF, Parte II, pp 1-53.

Martins, E.S.; Boaventura, G.R.; Farias, W.M. & Gaspar, J.C. (1997) Extração de fases de baixa cristalinidade de solos tropicais por oxalato de amônio-EDTA 26º Congresso Brasileiro

de Ciência do Solo, Rio de Janeiro, RJ, 1 CDROM, 1 p.

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. 4º Simp. de Geol. do Centro-Oeste, Brasília, DF, 202-205.

Mason, B. (1952) Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons Inc, New York, USA, 310 p.

Maurity, C. & Kotschoubey, B. (1994) Evolução das feições pseudocársticas na cobertura intempérica do Platô N-1 - Serra dos Carajás - PA. 4º Simpósio de Geologia da Amazônia Belém, PA, 353-355.

Mc Farlane, M.J. (1976) Laterite and Landscape, Academic Press, London, England, 151 p.

Melfi, A.J. (1994) Lateritas e Processos de Laterização. Publicação 093/94, São Carlos, SP 29 p.

Melfi, A.J. & Pedro, G. (1977) Estudo geoquímico dos solos e formações do Brasil, Parte. 1 - Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. Rev. Bras. Geoc., 7(4):271-286.

Melfi, A.J. & Pedro, G. (1978) Estudo geoquímico dos solos e formações do Brasil, Parte. 2 - Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. Rev. Bras. Geoc., 8(1):11-22.

Mendoza, M.J. (1985) Remolding and drying effects upon plasticity limits of residual soils. First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic Soils, Brasília, DF, 1:145-156.

Meneses, P.R. (1991) Técnicas de Realce de Imagens Digitais. Introdução ao Processamento de Imagens Digitais de Satélites de Sensoriamento Remoto, Meneses, P.R., Assad, E.D. & Sano, E.E. (eds), Editora Universidade de Brasília, Brasília, DF, pp.27-74.

Millot, G. (1964) Géologie des Argiles. Masson, Paris, France, 499 p.

Mohr, E.C.J. & Van Baren, F.A. (1954) Tropical Soils. Interscience Publishers, London, England, 498 p.

Moniz, A.C. (1969) Estudo mineralógico de uma topossequência de Brasília. 12º Congresso Brasileiro de Ciências do Solo, Curitiba, PR, p.70-71.

Moniz, A.C. (1996) Revisão de literatura. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. R. Bras. Cienc Solo, 20:349-362.

Mortari, D. (1994) Caracterização Geotécnica e Análise do Processo Evolutivo das Erosões no Distrito Federal. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 200 p.

Moye, D.G. (1955) Engineering geology for the Snowy Mountains Scheme. Institute of Engineers of Australia, n° 27, 281 p.

Munsell Color Company Inc. (1954) Munsell Soil Color Charts. Munsell Color Company Inc., Baltimore, USA, não paginado.

Nahon, D. & Tardy, Y. (1992): The ferruginous laterites - Handbook of Exploration Geochemistry, Govett, G.J.S (eds), Elsevier, Floreat Park, West. Aust., Australia, 4. pp. 41-78.

Newill, D. (1961) A laboratory investigation of two red clays from Kenya. *Géotechnique*, 11:302-318

Nogami, J.S. (1967) Os Solos Residuais do Estado de São Paulo - Sua Caracterização em Bases Geológicas para Finalidades Rodoviárias. Tese de Doutorado. EPUSP/PMI, São Paulo.

Novaes Pinto, M. (1987) Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geografia*, 49:09-27.

Novaes Pinto, M. (1988) Aplainamento nos trópicos - uma revisão conceitual. *Geografia*, 13(26): 119-129

Novaes Pinto, M. (1993) Caracterização geomorfológica do Distrito Federal. Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectivas, Novaes Pinto, M. (ed.), 2ª edição, Ed. UnB, Brasília, DF, pp. 285-344.

Novaes Pinto, M. & Carneiro, P.J.R. (1984) Análise preliminar das feições geomorfológicas do Distrito Federal 4º Congresso Brasileiro de Geógrafos, São Paulo, SP, 2:190-213.

Oliveira, S.M.B. & Trescases, J.J. (1985) O depósito de níquel de Jacupiranga (SP): evolução mineralógica e geoquímica *Revista Bras. Geoc.*, 15(3):249-254.

Oliveira, V.A.; Fraga, A.G.C.; Motta, P.E.F. & Carvalho Filho, A. (1993) Descrição do perfil 4 (Latossolo Variação Una) da Reserva Ecológica do IBGE, Distrito Federal. Roteiro de Excursão do 24º Cong. Bras. Ciência do Solo, Goiânia, GO, 7 p.

Ortigão, J.A.R.; Kochen, R., Brandão, W. & Macêdo, P.M. (1994) Comportamento de túnel em argila porosa de Brasília. 3º Simp. Bras. Escav. Subt., Brasília, DF, 297-315.

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, PE, 105-110.

Palocci, A., Camapum de Carvalho, J. & Castro, S.S. (1999) Influencia de la microestructura en el comportamiento de suelos compactados. 11th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Foz do Iguaçu, PR, 1:315-321.

Paranhos, H.L. (1998) Caracterização Geotécnica dos Principais Grupos de Solos do Mapa Pedológico do Distrito Federal (esc. 1:100.000): Estudo na Área de Dinamização Urbana, entre Samambaia e Gama. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 118 p.

- Pastore, E.L. (1992) Maciços de Solos Saprolíticos como Fundação de Barragens de Concreto Gravidade. Tese de Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos (USP), São Carlos, SP, 290 p.
- Pastore, E.L. (1995) Weathering profiles. 10th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Guadalajara, México, 1:353-364.
- Pastore, E.L. & Fontes, R.M. (1998) Caracterização e classificação de solos. Geologia de Engenharia, Oliveira, A.M.S. & Brito, S.N.A. (eds), ABGE, São Paulo, SP, pp. 197-210.
- Pastore, E.L. Ignatius, S.; Salomão, F.X.T.; Campos, J.O., & Bongiovani, S. (1990) Correlação entre as classificações pedológicas e geotécnicas de alguns solos do interior do Estado de São Paulo. 5^o Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, Salvador, BA, 2:261-270.
- Paul, M.A. & Barras, B.F. (1999) Role of organic material in the plasticity of Bothkennar clay. *Géotechnique*, 49(4):529-535.
- Paula, N.; Yamamoto, J.K. & Tognon, A.A. (1991) Seções delgadas de solos, método de impregnação com resina plástica araldite. *Boletim do IG-USP, Publicação especial* 9:193-195.
- Pedro, G. (1966) Essai sur la caractérisation géochimique des différent processus zonaux résultant de l'altération superficielle. *C.R.Ac. Sei., Paris, France*, 262(D): 1828-1831.
- Pedro, G. (1973) La pedogénese sous le tropiques humides et dynamique du potassium. 10^o Colloque Inst. Int. Potasse, Paris, France, 23-49.
- Pedro, G. & Melfi, A.J. (1983) Weathering of rocks and formation of soils. 2nd International Seminar on Latéritisation Processes, Melfi, A.J. & Carvalho, A. (eds.), São Paulo, SP, pp. 3-13.
- Penteado, M.M. (1976) Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do Planalto de Brasília. *Not. Geom.*, 16: 39-53.
- Pielou, E.C. (1984) *The Interpretation of Ecological Data* John Wiley & Sons Inc - Interscience Publication, New York, USA, 255 p.
- Pimentel, M.M.; Heaman, L. & Fuck, R.A. (1993) Idade do metamolito da seqüência Maratá, Grupo Araxá, GO: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64:19-28.
- Pinto, S. & Oliveira, O.V. (1975) Método Rápido para a Determinação do limite de Liquidez Ajustado a Solos Brasileiros. Departamento Nacional de Estradas e Rodagens, Instituto de Pesquisas Rodoviárias, Rio de Janeiro, RJ, 24 p.
- Polido, U.F. & Castello, R.R. (1991) Collapsibility of porous soil from Brazilia. 9th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vifta del Mar, Chile, 1:103-115.

- Porto, C.G. (1996) Intemperismo em regiões tropicais. Geomorfologia e Meio Ambiente, Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B (eds.), Ed. Bertran Brasil, Rio de Janeiro, RJ, 394 p.
- Queiroz de Carvalho, J.B. (1979) Soil Properties Affecting the Lime Stabilization of Red Tropical Soils from North East Brazil. PhD Thesis, University of Leeds, England, 344 p.
- Queiroz de Carvalho, J.B. (1985) Study of the plasticity of lateritic soils: methodology and effect of drying on liquid and plastic limits. First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic Soils, Brasília, DF, 1:63-66.
- Queiroz de Carvalho, J.B. (1986) Efeito do teor de ferro na plasticidade de solos latênticos. 21ª Reunião Anual de Pavimentação, Salvador, 1:265-275.
- Queiroz de Carvalho, J.B. (1997) Fundamentos da Mecânica dos Solos. Gráfica Marconi, Campina Grande, PB, 310 p.
- Quinones, P.J (1963) Compaction Characteristics of Tropically Weathered Soils. PhD. Thesis, University of Illinois, USA, 134 p.
- Quigley, R M. (1969) Soil mechanics research problems caused by aluminum and iron adsorption on clay minerals. International Clay Conference, Tokyo, Japan, 1:793-803.
- RADAMBRASIL (1984) Levantamentos de recursos naturais, Folha SD. 23 - Brasília. Ministério de Minas e Energia - Secretaria Geral, vol. 19, 660 p.
- Reesman, A.L. & Keller, W.D. (1968) Aqueous solubility studies of high-alumina and clay minerals American Mineralogy, 53:929-942.
- Rodrigues, T.E. (1977) Mineralogia e Gênese de uma Sequência de Solos do Cerrado do Distrito Federal, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 101 p
- Russell, E.W. (1961) Soil Conditions and Plant Growth. 9th ed., Longmans, Green and Company, London, England, 688 p.
- Russell, M.B & Richards, L A. (1938) The determination of soil moisture energy relations by centrifugation Soil Sci. Soc Am , 3:66-69
- Salomão, F.X T. & Antunes, F S. (1998) Solos. Geologia de Engenharia. Oliveira, A.M.S. & Brito, S.N.A. (eds), ABGE, São Paulo, SP, pp 87-99.
- Sandrom. S.S. (1985) Sampling and testing of residual soils in Brazil. Sampling and Testing of Residual Soils Brand, E.W & Philipson. H.B (eds), Scorpion Press, Hong Kong, pp 31-50.
- Santana. D P. (1986) Soil Formation in a Toposequence of Oxisols from Patos de Minas Regions, Minas State, Brazil PhD Thesis. Purdue University, West Lafayette, USA, 282 p.
- Schellmann, W (1982) Some remarks on the dating of latentes - Newsletter I.G.C.P. Project 129: Latentisation Processes. (4):40-42

Schnitzer, M. & Hansen E.H. (1970) Organo-metallic interactions in soils: 8. an evaluation of methods for the determination of stability constants of metal-fulvic acid complexes. *Soil Science*, 109:333-340.

Schulze, D.G. (1984) The influence of aluminum on iron oxides. Part VIII. Unit cell dimensions of Al substituted goethites and estimation of Al of them. *Clays Clay Miner* 32:36-44.

Schwertmann, U. (1964) Diflerenzierung der Eisenoxide des Bodens Durch. Extraktion. Mit Ammouriunoxalat-Lösung. *Z. Pflanzwnamáhr. Düng. Bodenk.* 105:102-194.

Schwertmann, U. & Fechter, H. (1984) The influence of aluminum on iron oxides. XI. Aluminum-sustituted maghemite in soils and its formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 1462-1463.

Schwertmann, U.; Fitzpatrick, R.W.; Taylor, R.M. & Lewis, D.G. (1979) The influence of aluminum on iron oxides. Preparation and properties of Al-substituted hematites *Clays Clay Miner.*, 27(2): 105-112.

Schwertmann, U. & Latham, M. (1986) Properties of iron oxides in a some New Caledonian Oxisols. *Geoderma*, 39:105-113.

Schwertmann, U. & Taylor, R.M. (1989) Iron Oxides. *Minerals in Soils Environments*, Dixon, J.B. & Weed, S B. (eds.), *Soil Scie.Soc. Am*, Madisom, USA, pp. 379-438.

SENAI (1989) Roteiro de Ensaio de Adensamento e Cisalhamento Direto. Rio de Janeiro,

RJ, 38 p. (não publicado).

Sherman, G.D. (1952) The titanium content of Hawaiian soils and its significance. *Soil Sci.*

Proc., 16:15-18.

Silva, J.E. & Resck, D.V.S. (1993) Ocorrência da “vermiculita cloritizada” em latossolos da

região dos cerrados. 24º Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Goiânia, GO, 1: 235-236.

Skempton, A. W. (1953) The colloidal activity of clays. 3rd International Conference on Soil

Mechanics and Foundation Engineering, Zurich, Swiss, 1:57-61.

Skinbinsk, D.N. & Fredlund, D.G. (1996) A centrifuge method to obtain the soil water characteristic curve. 49th Canadian Geotechnical Conference, St. John's, Newfoundland,

Canada, 1 CDRom, 8 p.

Soil Survey Staff (1975) *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soli surveys*. United States Departamente of Agriculture. Soil Conservation

Service. Washington, DC.,USA, 754 p. (Agriculture Handbook N° 436).

Souza, J. (1988) *Métodos Estatísticos nas Ciências Psicossociais: Análise em Componentes Principais*. Editora Thesaurus, Brasília, DF, 68 p (Volume 2).

Souza, N.M. (1999) Limite de liquidez: críticas ao método de ensaio com um único ponto com o aparelho de Casagrande. 28º Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Brasília, DF, 1 CDROM, 1 p.

Sowers, G.F. (1963) Engineering properties of residual soils from south central region Brazil. 2nd Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, São Paulo SP 1:39-62.

Sridharan, A.; Rao, S.M. & Murthy, N.S. (1992) Physico-Chemical effect on compressibility of tropical soils. *Soils and Foundations*, 32(4): 156-163.

Stevens, R E. & Carron, M.K. (1948) Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. *American Mineralogist*, 33:31-49.

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*, 13:189-200.

Tan, K.H (1993) Principles of Soil Chemistry. 2nd ed., Ed. Marcel Dekker New York LISA 362 p.

Tardy, Y. (1993) *Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris, France, 459 p

Tassinari, C.C.G.; Siga Júnior, O. & Teixeira, W. (1981) Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: soluções, problemáticas e sugestões. Iº Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia, GO, 93-116.

Taylor, R.N. & Schwertmann, U. (1974) Maghemite in soils and its origin. Part I. *Clay Minerals*, 10:289-298.

Taylor, R.N. & Schwertmann, U. (1974) Maghemite in soils and its origin. Part II. *Clay Minerals*, 10:299-310.

Tessier, A; Campbell, P.G.C. & Bissom, M. (1979) Sequential extraction procedure for speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, 51(7): 844-851.

The Quarterly Journal of Engineering Geology (1990) Tropical Residual Soils - Geological Society Engineering Working Party Report, vol. 23, 101 p.

Torrent, J.; Schwertmann, U; Fetcher, H. & Alferez, F. (1983) Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sei.*, 136:354-358.

Towsend, F.C. (1985) Geotechnical characteristics of residual soils. *Journal of Geotechnical Engineering*, 111(1):77-94

Towsend, F.C.; Manke, P.G. & Parcher, J.V. (1971) The influence of sesquioxides on lateritic

soil properties. *Highway Research Record*, 374:80-92.

Valeton, I. (1967) Latente und ihre Lagerstätten. *Fortschr. Miner Stuttgar*, 44: 67-130.

- Valeton, I. (1972) Bauxites. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 226 p.
- Vargas, M.(1953) Some engineering properties of residual clay soils occurring in Southern Brazil. 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich, Swiss, 1:67-71.
- Vargas, M.(1982) O uso dos limites de Atterberg na classificação dos solos tropicais. 7^o Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, Olinda/Recife, PE, 5:262-278.
- Vargas, M.(1985) The concept of tropical soil. First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic Soils, Brasília, DF, 3:105-134.
- Van Schuylenborgh, J. & Sanger, M.H. (1949) The electrokinetic behavior of iron and aluminiumhydroxides and oxides. Rec. Trav. Chim. PayBas, 68: 999-1010.
- Vaz, L.F. (1996) Classificação genética dos solos e dos horizontes de alteração de rocha em regiões tropicais. Solos e Rochas, 19(2): 117-136.
- Vieira, L.S. & Vieira, M.N.F. (1983) Manual de Morfologia e Classificação de Solos. Editora Agronômica Ceres Ltda., São Paulo, SP, 313 p.
- Vieira, S. & Hoffmann, R. (1986) Elementos de Estatística. Editora Atlas, São Paulo, SP, 160 p.
- Wallace, K.B. (1973) Structural behaviour of residual soils of the continually wet Highlands of Papua New Guinea. Géotechnique, 23(2):203-218.
- Walther, J. (1915) Laterite in West-Australien. Zeitsc. geol. Ges. Monatsber, 67:113-140.
- Wells, A.F (1975) Structural Inorganic Chemistry. 4th Ed. Clarendon Press, Oxford, England, 727 p.
- Wolle, C.M. (1985) Peculiarities of “in situ” behaviour of tropical lateritic and saprolitic soils in their natural conditions: slope stability. Committee on Tropical Soils of the International Society of Soils Mechanics and Foundation Engineering. Progress Report, 1982-1985, São Paulo, SP, 3(3.2): 164-220.
- Yanful, E.K; Quigley, R.M. & Nesbitt, H.W. (1988) Heavy metal migration at a landfill site, Sarnia, Ontario, Canada - Part 2: Metal partitioning an geotechmcal interpretations. Apllied Geochemistry, 3: 623-629.
- Yong, RN , Galvez-Cloutier, R. & Phadungchewit, Y. (1993) Selective sequential extraction analysis of heavy metal retention in soil. Can. Geotech. J., 30:834-847.
- Vong, R.N.; Mohamed, A.J.M.O. & Wang, B.W. (1992) Influence of amorphous silica and iron hydroxide on interparticle action and soil surface properties. Can. Geotech. J., 29:803-818.

Yong, R. N. & Phadungchewit, Y. (1993). pH influence on selectivity and retention of heavy metals in some clay soils. *Can. Geotech. J.*, 30:821-833.

Yong, R.N.; Sethi, A.J & Suzuki, A. (1980) Contribution of amorphous material to properties of a laboratory-prepared soil. *Can. Geotech. J.*, 17 440-446.

Zongyuan, L. (1986) On the engineering classification of laterite. 5th Congress LAEG, Buenos Aires, Argentina, 3:811-819.

APÊNDICE A

Descrição Morfológica dos Perfis de Solos Preservados

Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Argilosa (referente ao perfil de coleta de HB7)

A₁ - (0 - 11 cm); bruno-avermelhado; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; muitas raízes fasciculadas; transição plana e clara.

AB - (11 - 38 cm); vermelho-amarelado; textura argilo-arenosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; muitas raízes fasciculadas; transição ondulada e clara.

BA - (38 - 70 cm); vermelho; textura argilo-arenosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; poucas raízes fasciculadas; transição plana e gradual.

B_{w1} - (70 - 105 cm); vermelho-amarelado; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; poucas raízes fasciculadas, transição plana e gradual.

B_{w2} - (105 - 250 cm); bruno-amarelado; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos, poucas raízes.

B_{w3} (+ 250 cm); amarelo-avermelhado; textura argilosa; agregados granulares; poucas concreções.

Latossolo Vermelho-Amarelo de Textura Média (referente ao perfil de coleta de HB11)

A₁ - (0 - 18 cm); bruno-escuro; textura argilo-arenosa; agregados granulares; abundantes raízes fasciculadas; transição plana e clara.

A₃ - (18 - 60 cm); bruno-forte; textura argilo-silto-arenosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; abundantes raízes fasciculadas; transição plana e gradual.

B₁ - (60 - 100 cm); vermelho-amarelado; textura argilo-silto-arenosa; agregados granulares; Muitos poros pequenos; muitas raízes; transição plana e difusa

B₂ - (+ 100 cm); vermelho-amarelado; textura argilo-arenosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; poucas raízes

Latossolo Vermelho de Textura Argilosa (referente ao perfil de coleta de HB9)

r

A₁ - (0 - 08 cm); bruno-avermelhado-escuro; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros grandes; abundantes raízes fasciculadas; transição plana e clara.

A₂ - (08 - 24 cm); vermelho-escuro; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros grandes; abundantes raízes fasciculadas; transição plana e difusa.

AB - (24 - 40 cm); vermelho-escuro, textura argilosa; agregados granulares; muitos poros grandes; muitas raízes fasciculadas; transição plana e difusa.

B_{w1} - (40 - 70 cm); vermelho-escuro; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; muitas raízes fasciculadas; transição plana e difusa.

B_{w2} - (70 - 130 cm); vermelho-escuro; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos, poucas raízes fasciculadas; transição plana e difusa.

B_{w3} - (+ 130 cm); vermelho; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos; raras raízes fasciculadas.

Latossolo Vermelho de Textura Média (referente ao perfil de coleta de HB10)

A₁ - (0 - 20 cm); bruno-avermelhado-escuro; textura argilo-arenosa; agregados granulares-
Muitas raízes fasciculadas; transição plana e clara.

A₃ - (20 - 35 cm); bruno-avermelhado-escuro; textura argilo-silto-arenosa; agregados granulares, muitos poros pequenos; muitas raízes fasciculadas; transição plana e clara,

B₁ - (35 - 80 cm), vermelho-escuro; textura argilo-arenosa; agregados granulares; muitos P^oros pequenos, poucas raízes; transição plana e difusa.

B₂ - (+ 80 cm); vermelho; textura argilo-silto-arenosa; agregados granulares; muitos poros Buenos; poucas raízes

Solo Podzólico Vermelho-Amarelo (referente ao perfil de coleta de HB12)

A₁ - (0 - 09 cm); bruno-escuro; textura argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos e médios; muitas raízes; transição plana e clara.

A₃ - (09 - 23 cm); bruno; textura silto-argilosa; agregados granulares; muitos poros pequenos e médios; raízes comuns; transição plana e clara.

B_{1t} - (23 - 40 cm); bruno-forte; textura argilosa; agregados em blocos subangulares e granulares; poros pequenos comuns; raízes comuns; transição plana e clara.

B_{2t} - (40 - 97 cm); amarelo-avermelhado; textura silto-argilosa; agregados em blocos subangulares e granulares; poros pequenos comuns; raízes comuns; transição plana e gradual.

B_{3t} - (+ 97 cm); amarelo-avermelhado; textura argilosa; agregados granulares e em blocos subangulares; poros pequenos comuns; poucas raízes.

Areia Quartzosa (referente ao perfil de coleta de SF8)

A - (0 - 12 cm); bruno-avermelhado; textura arenosa; grãos simples (sem estrutura); muitos poros pequenos; raízes fasciculadas comuns; transição plana e clara.

AC - (12 - 52 cm); bruno-avermelhado; textura arenosa; grãos simples (sem estrutura); muitos poros pequenos; raízes pivotantes comuns; transição plana e difusa.

CA - (52 - 80 cm); bruno-avermelhado/vermelho-amarelado; textura arenosa; grãos simples (sem estrutura); muitos poros pequenos; raízes pivotantes comuns; transição plana e difusa.

C - (+ 80 cm); bruno-avermelhado; textura arenosa; grãos simples com pequena coesão; muitos poros pequenos; raízes pivotantes comuns.

APÊNDICE B

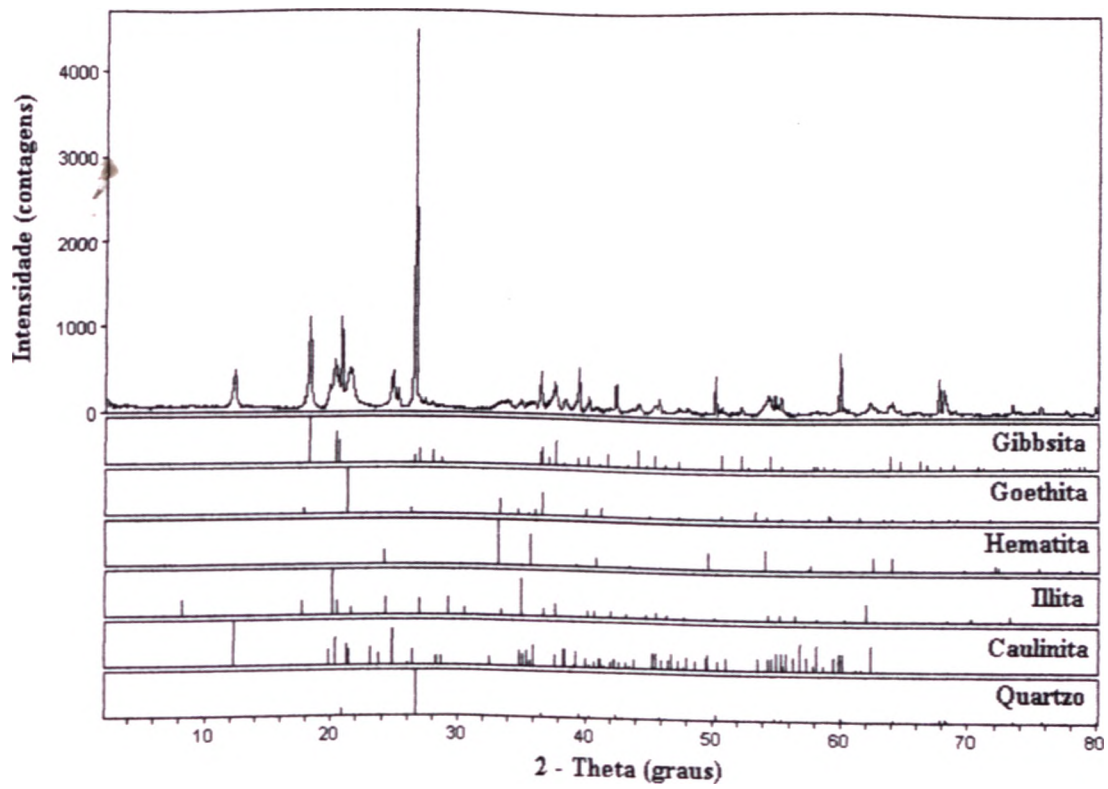


Figura BI - Difratoograma do solo HB7.

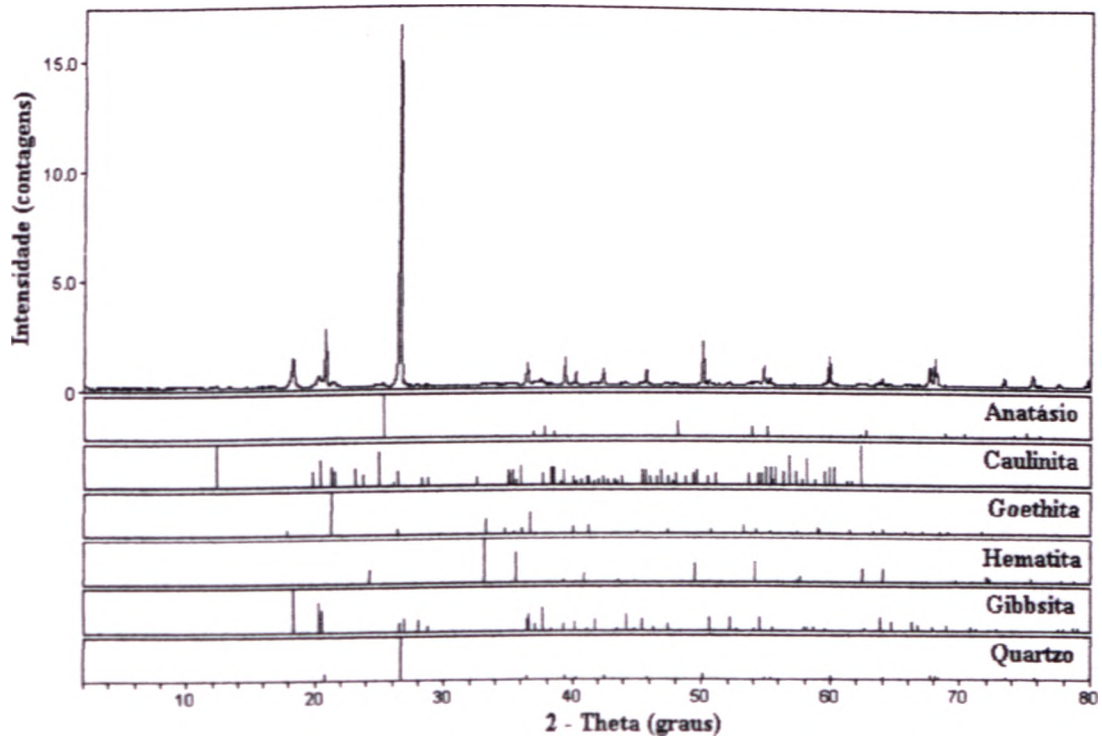


Figura B2 - Difratoograma do solo HB11.

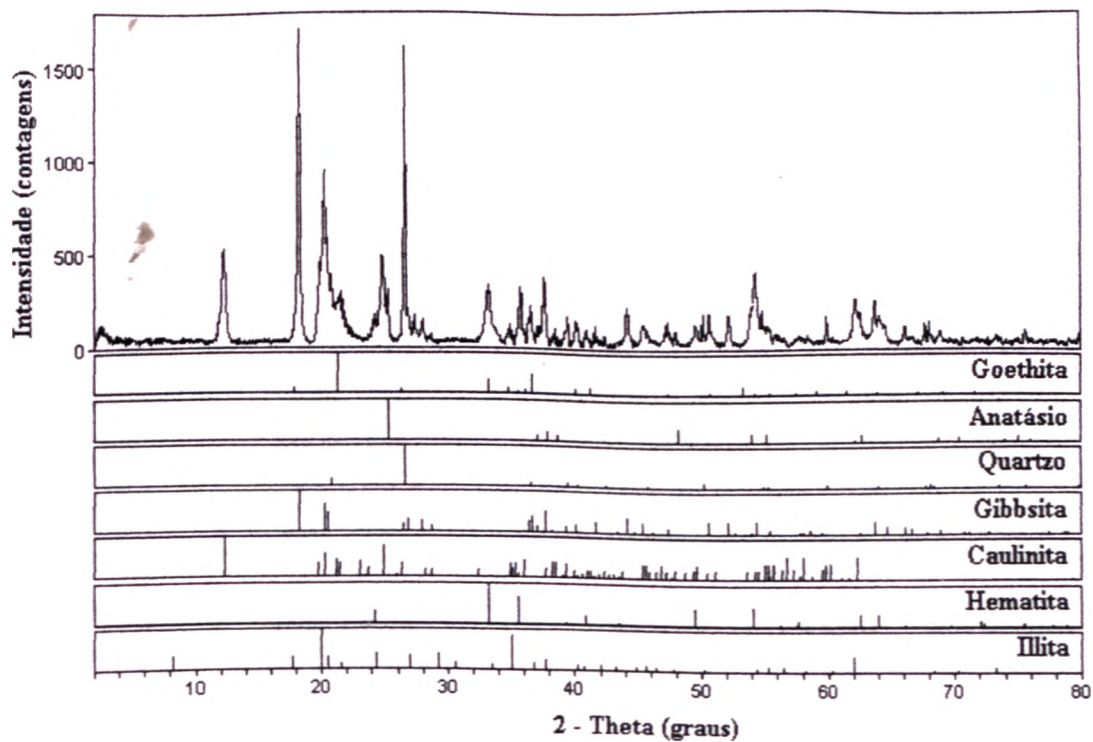


Figura B3 - Difratoograma do solo HB9a.

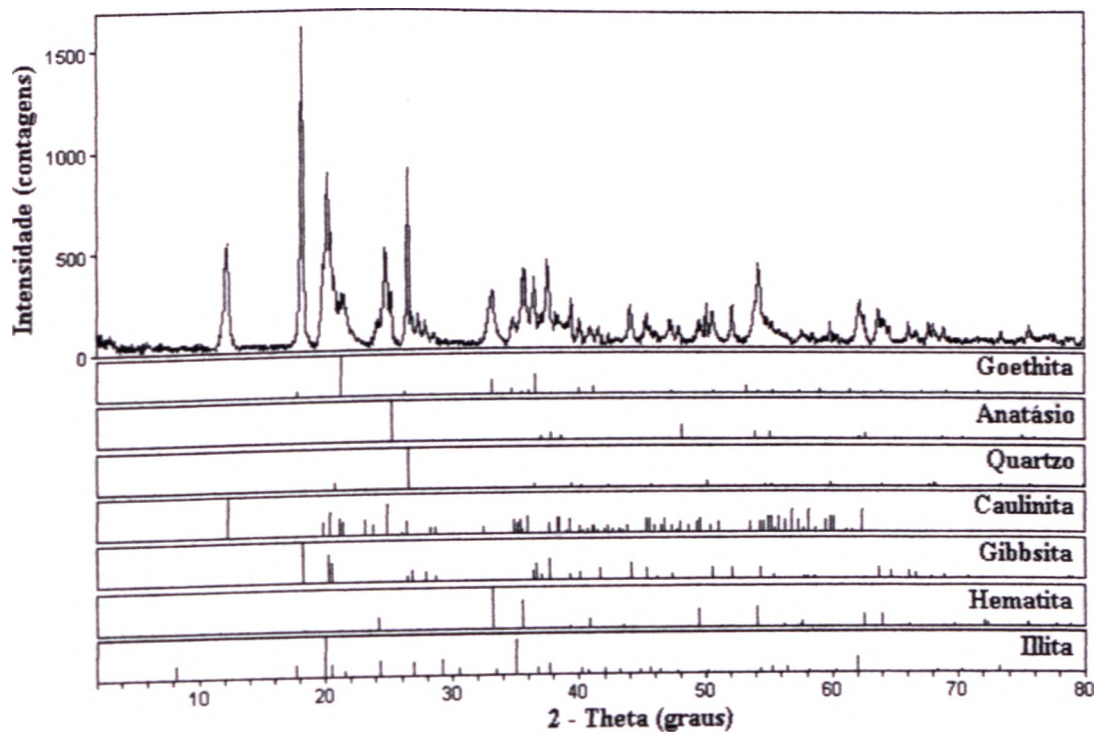


Figura B4 - Difratoograma do solo HB9b

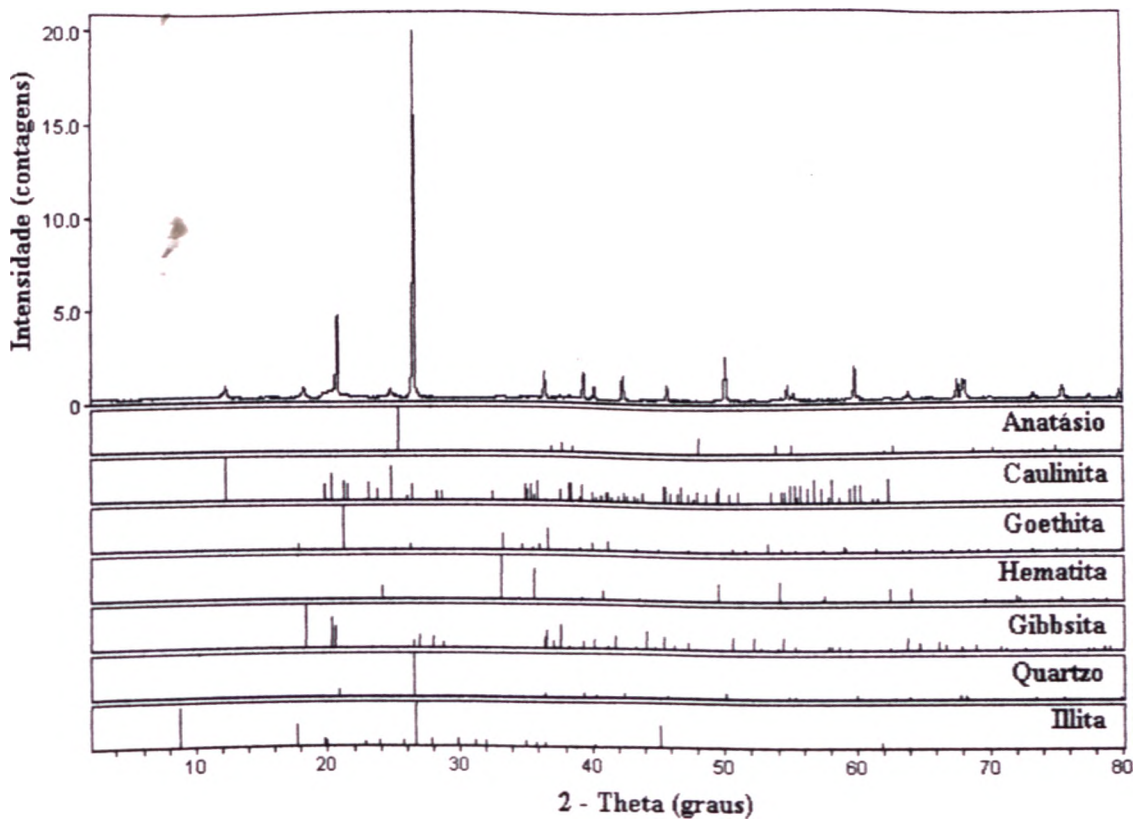


Figura B5 - Difratoograma do solo HB 10.

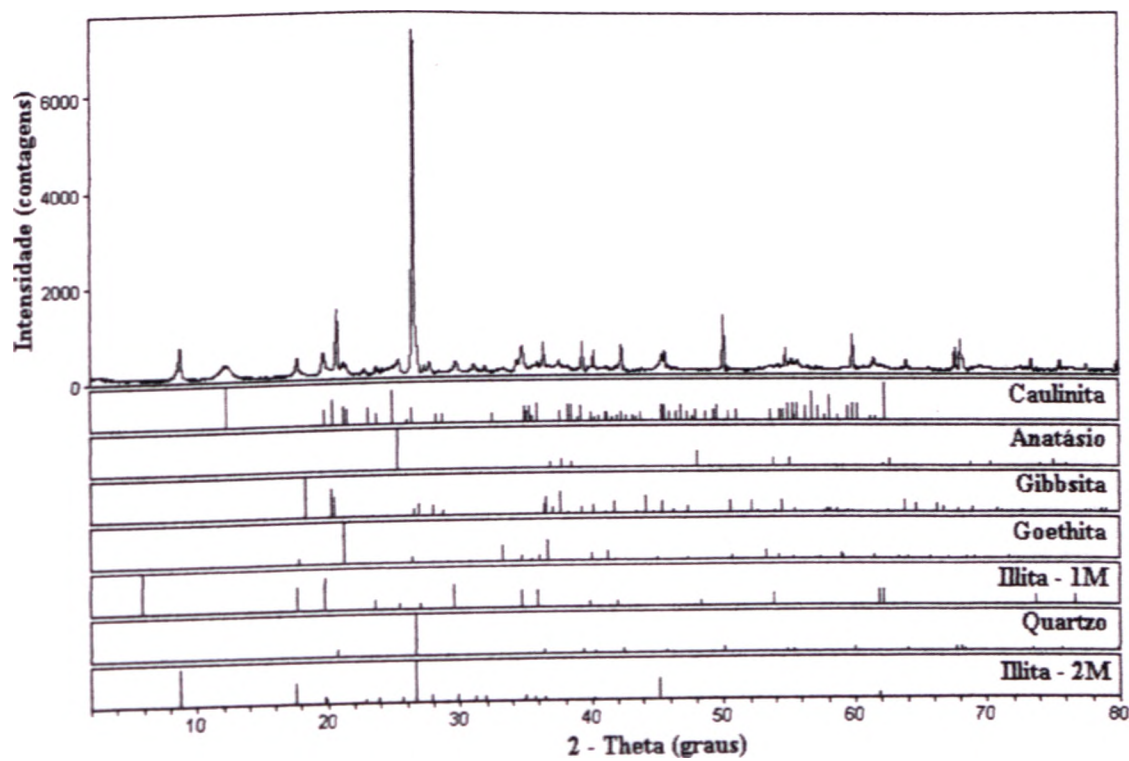


Figura B6 - Difratoograma do solo HB 12

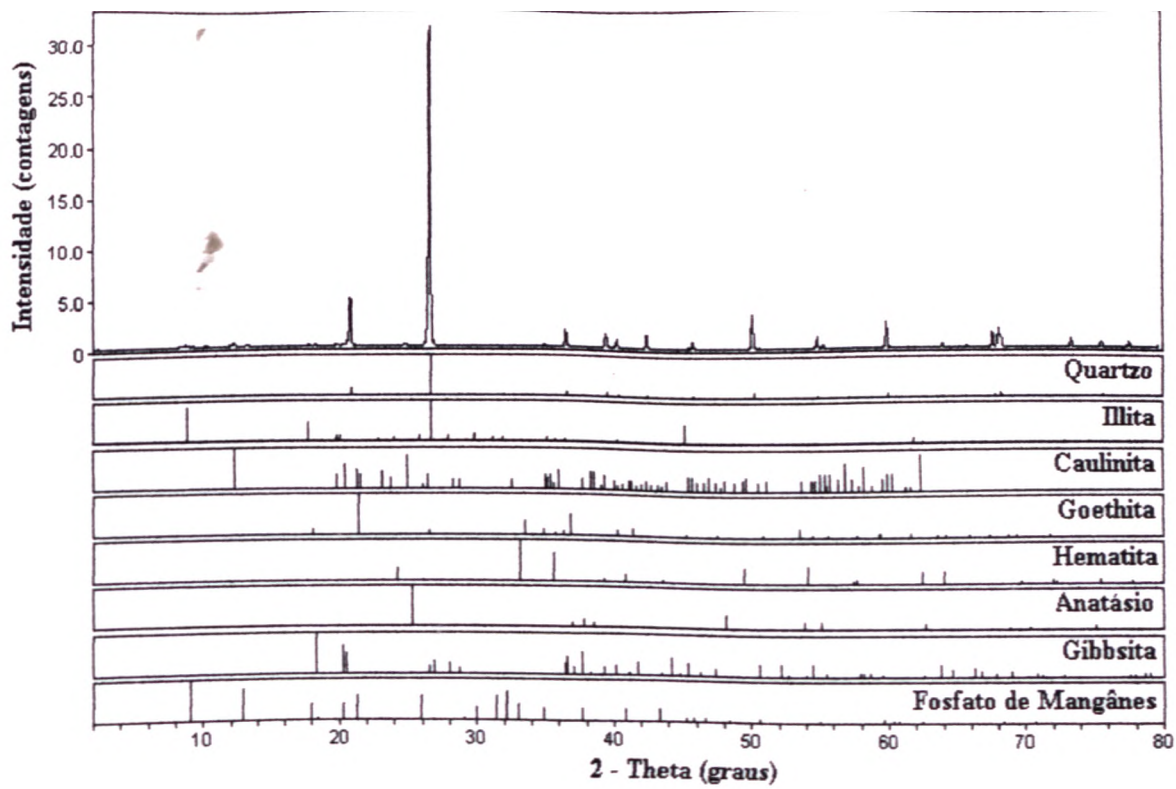


Figura B7 - Difratoograma do solo ZM3.

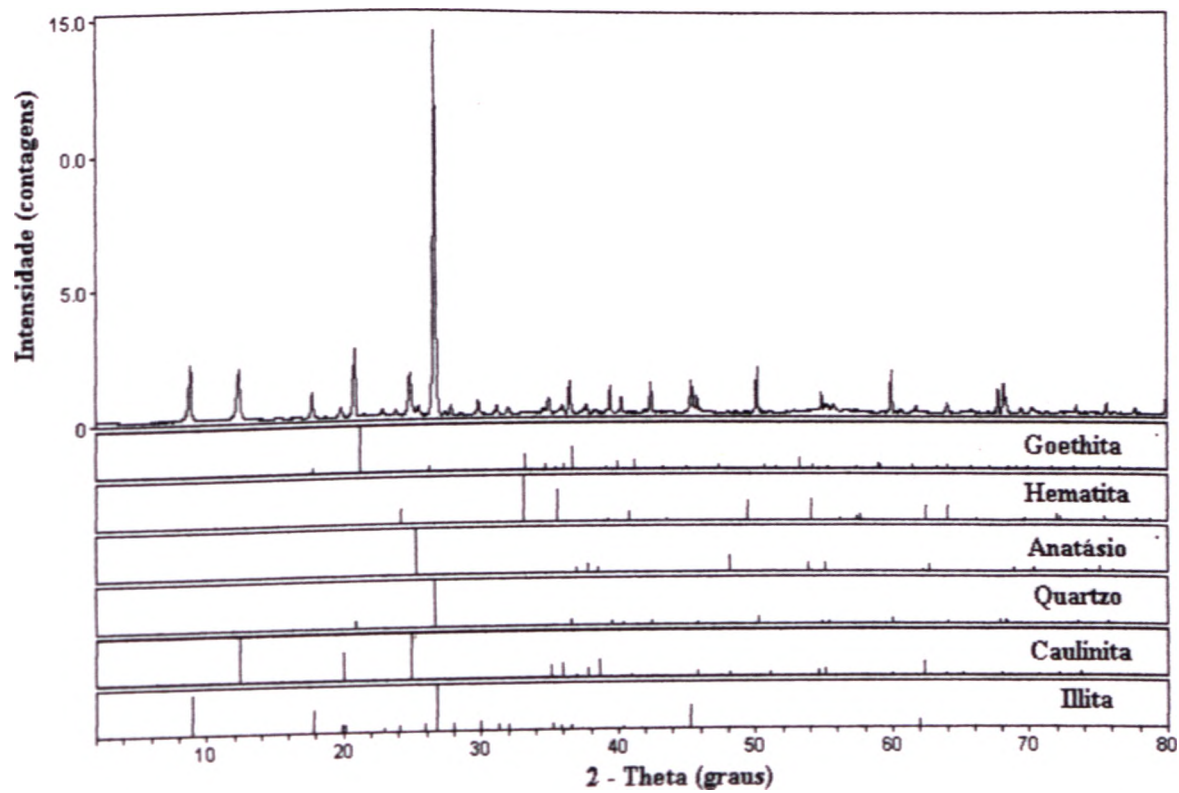


Figura B8 - Difratoograma do solo ZM5.

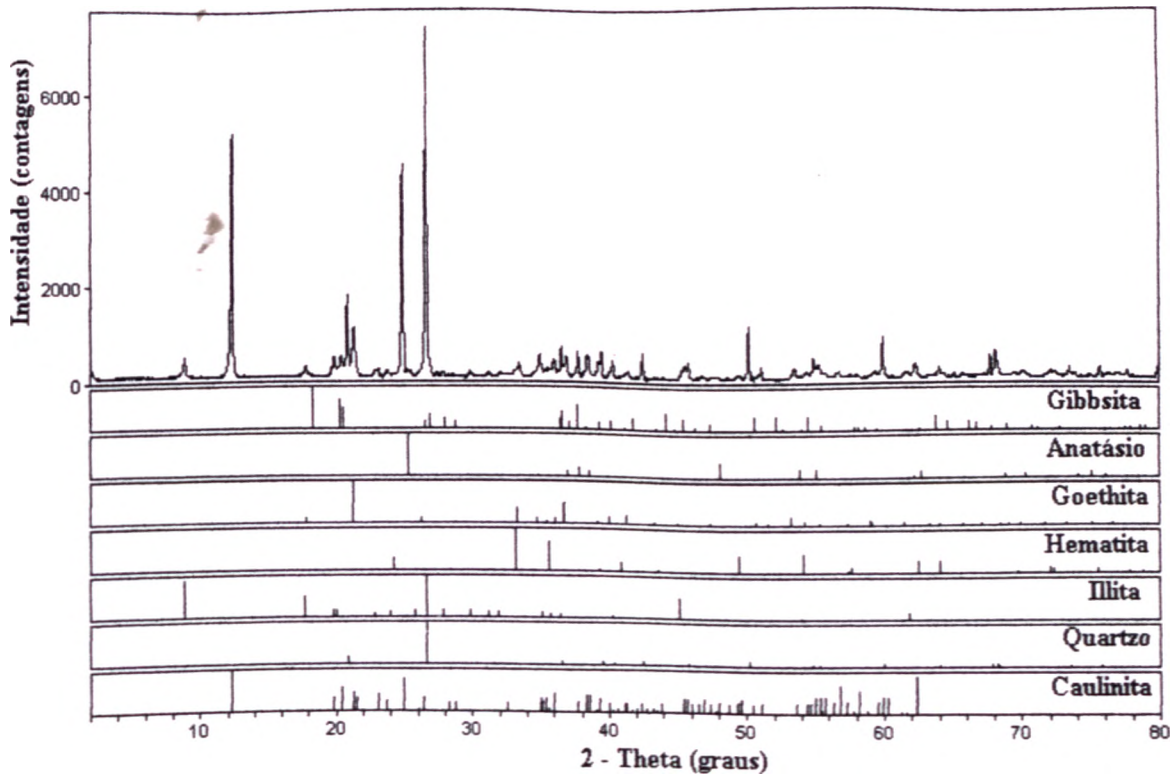


Figura B9 - Difratoograma do solo ZM6.

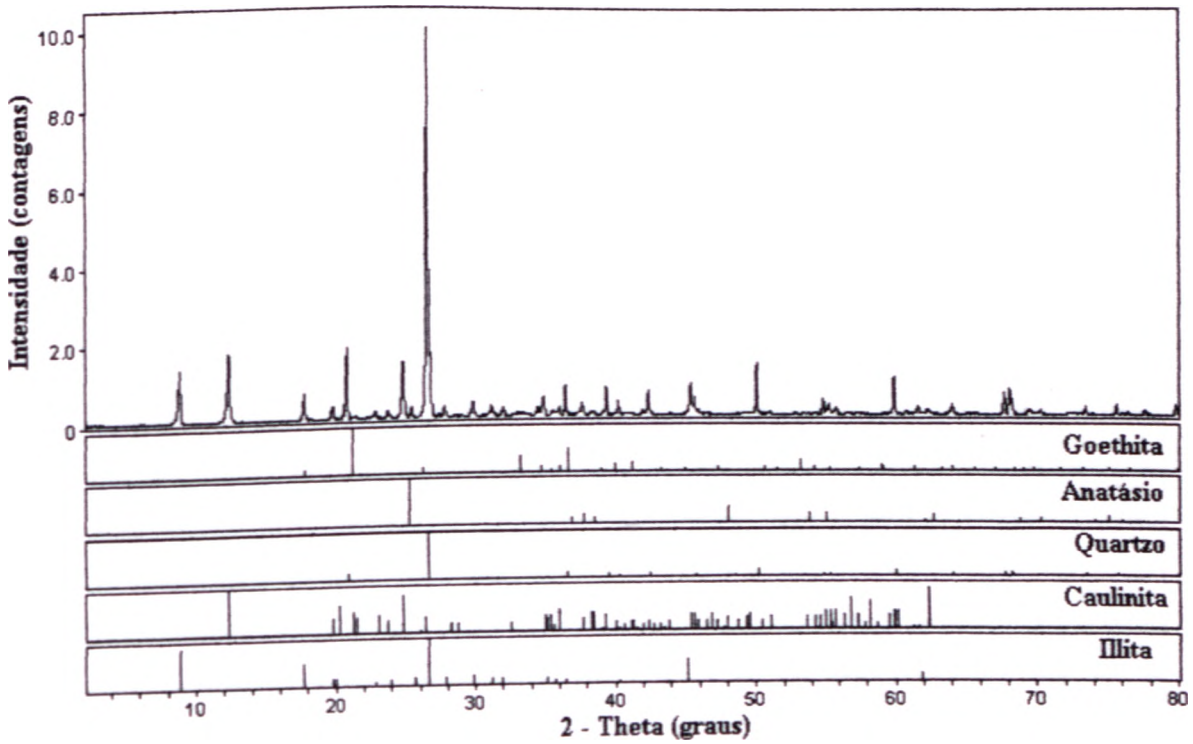


Figura B10 - Difratoograma do solo SF1

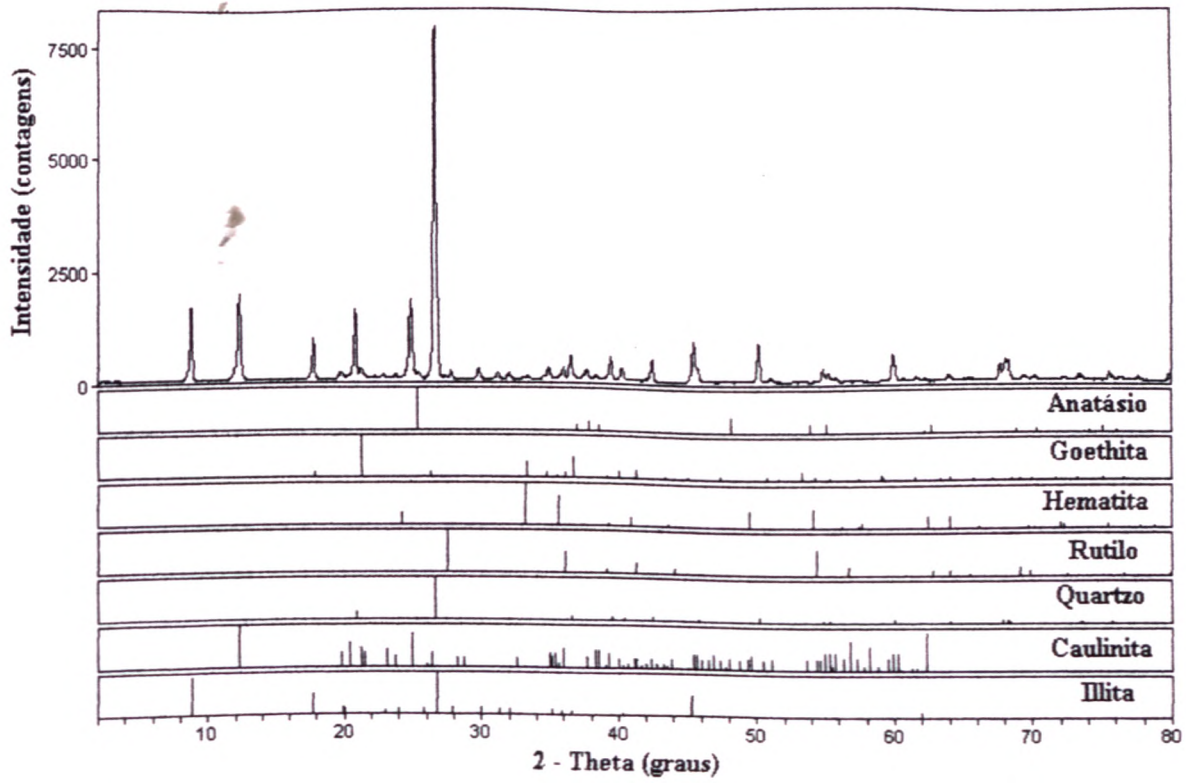


Figura B11 - Difratoograma do solo SF2.

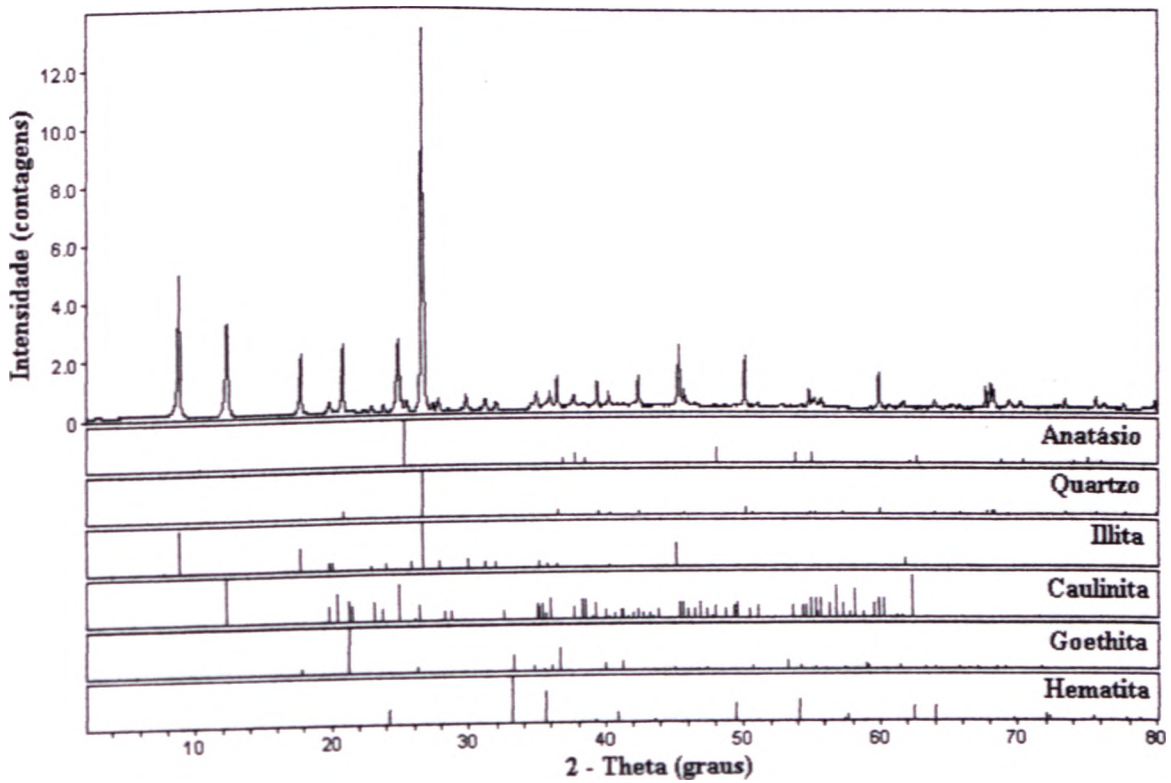


Figura B12 - Difratoograma do solo SF4

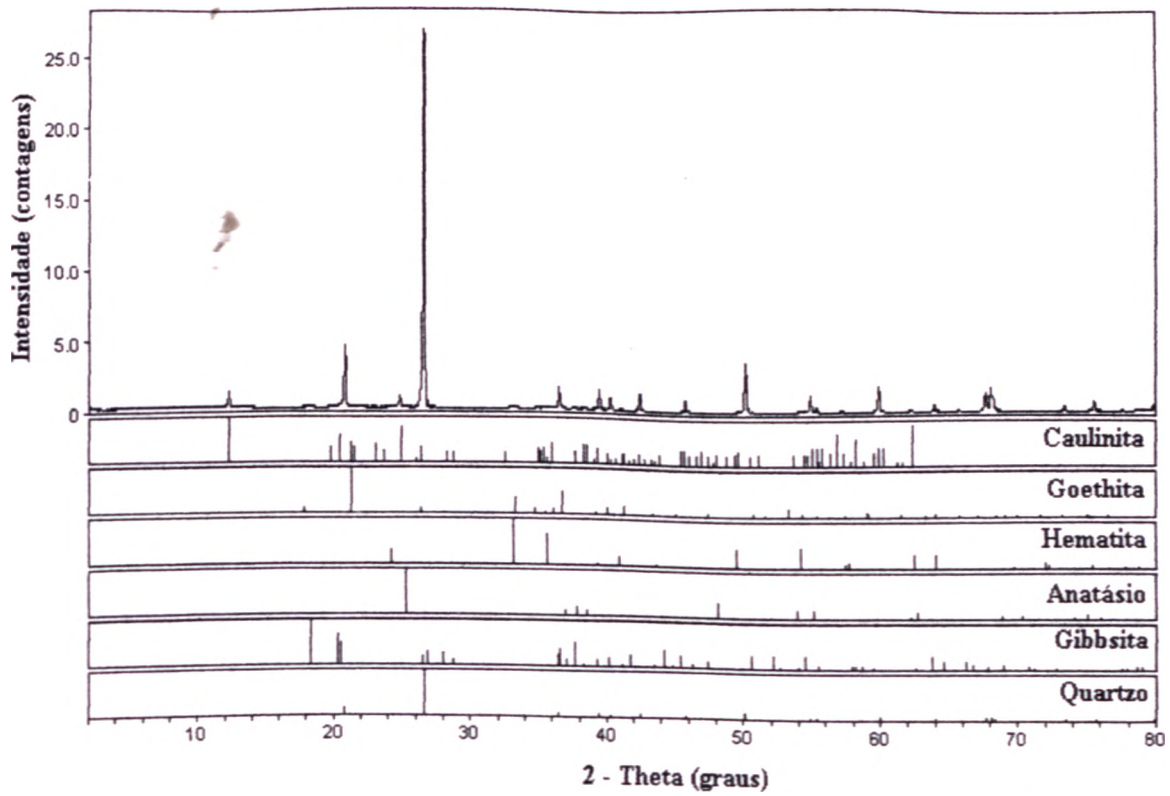


Figura B13 - Difratoograma do solo SF8.

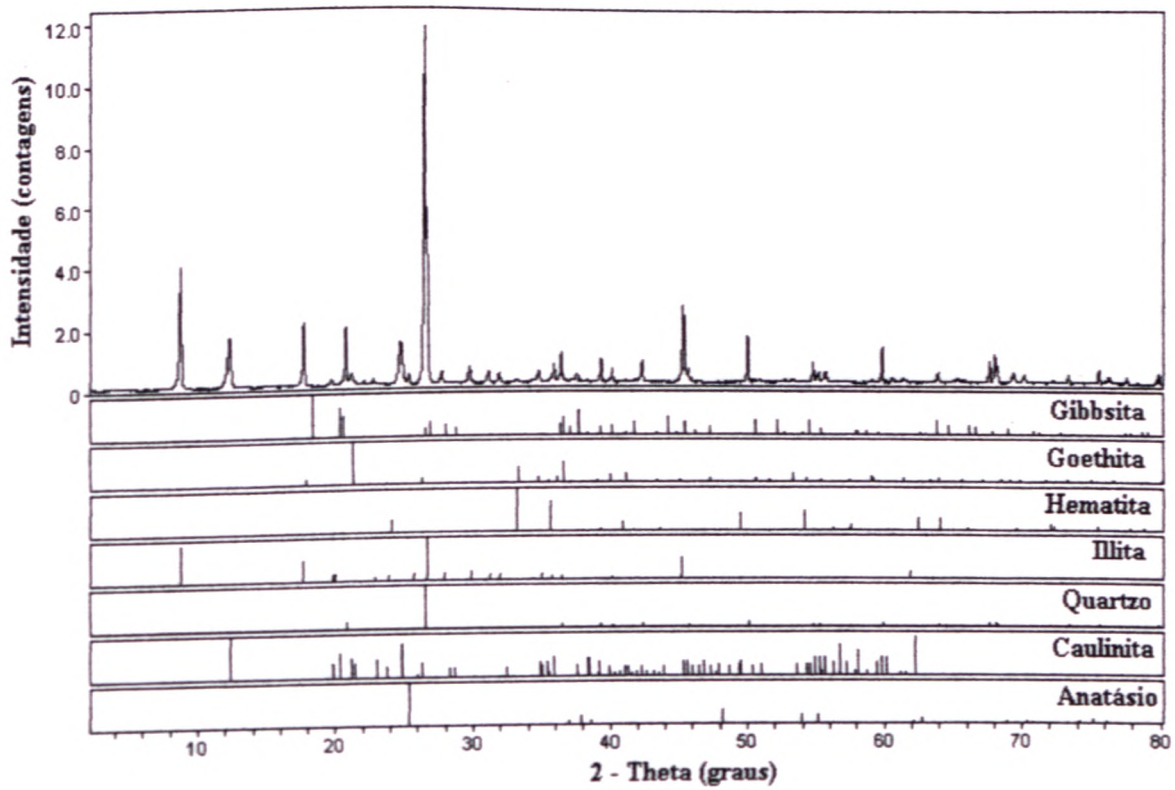


Figura B14 - Difratoograma do solo SF13.

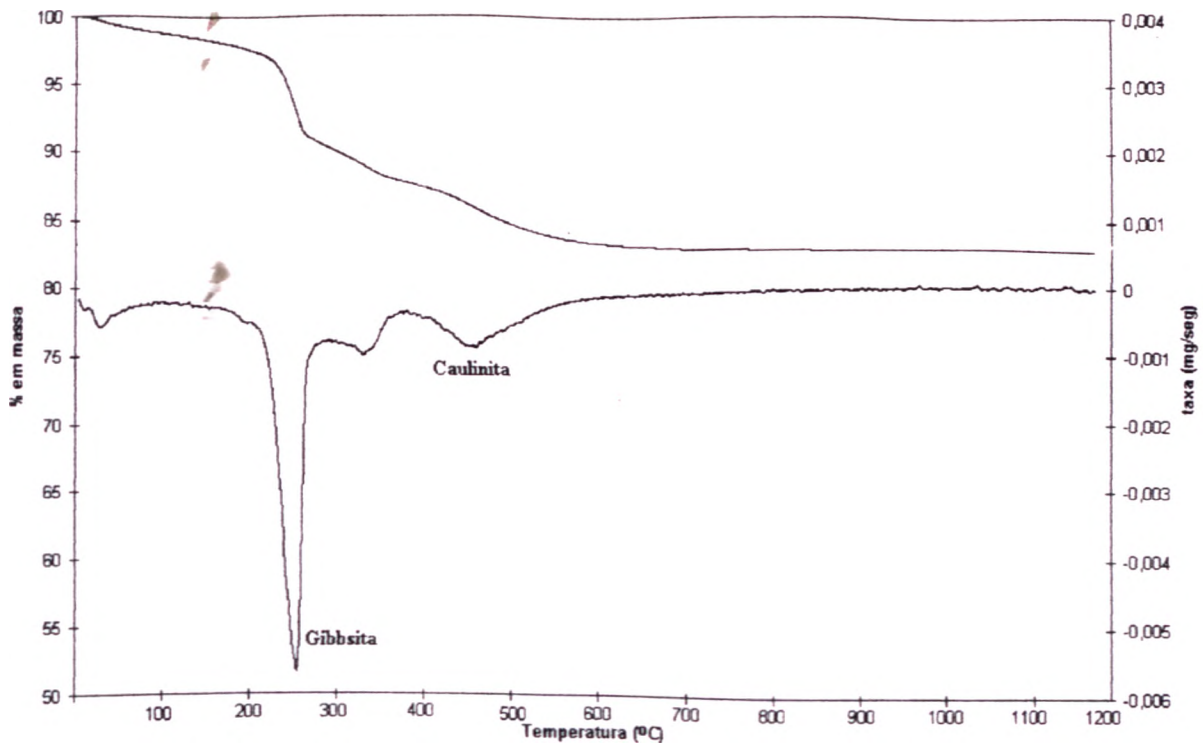


Figura B15 - Termograma do solo HB7.

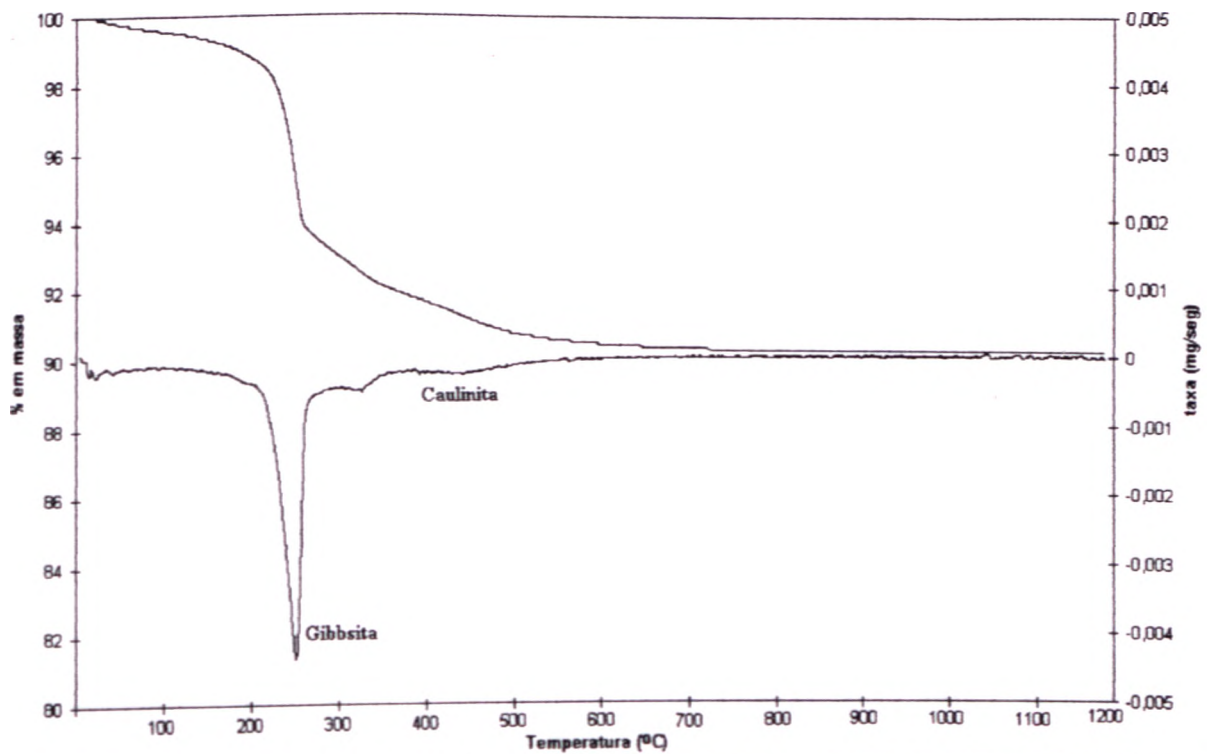


Figura B16 - Termograma do solo HB11.

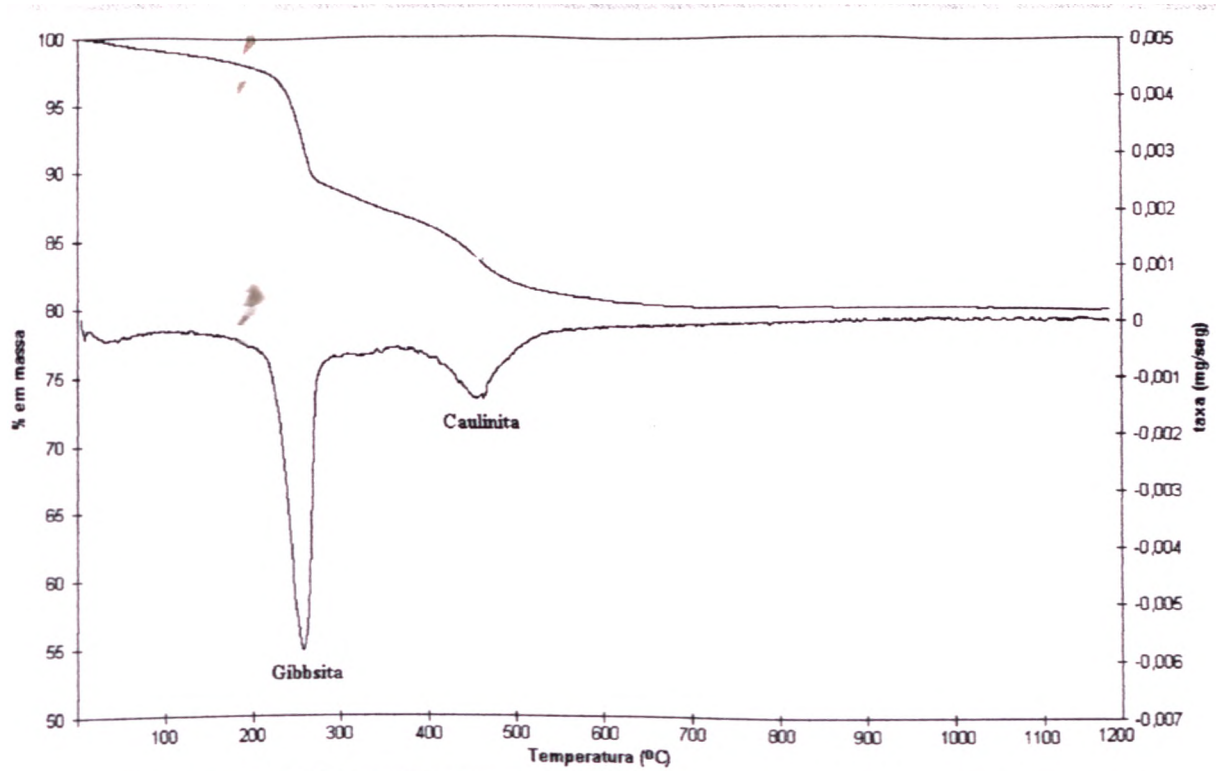


Figura B17 - Termograma do solo HB9a.

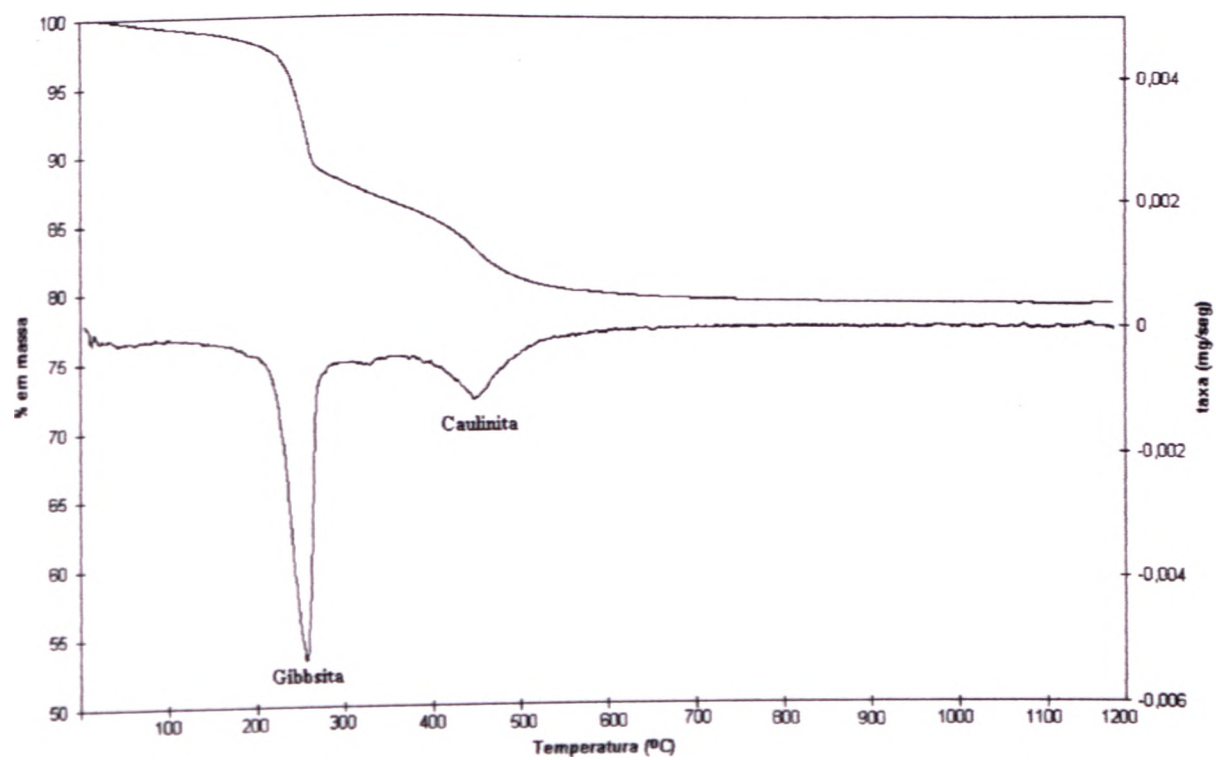


Figura B18 - Termograma do solo HB9b

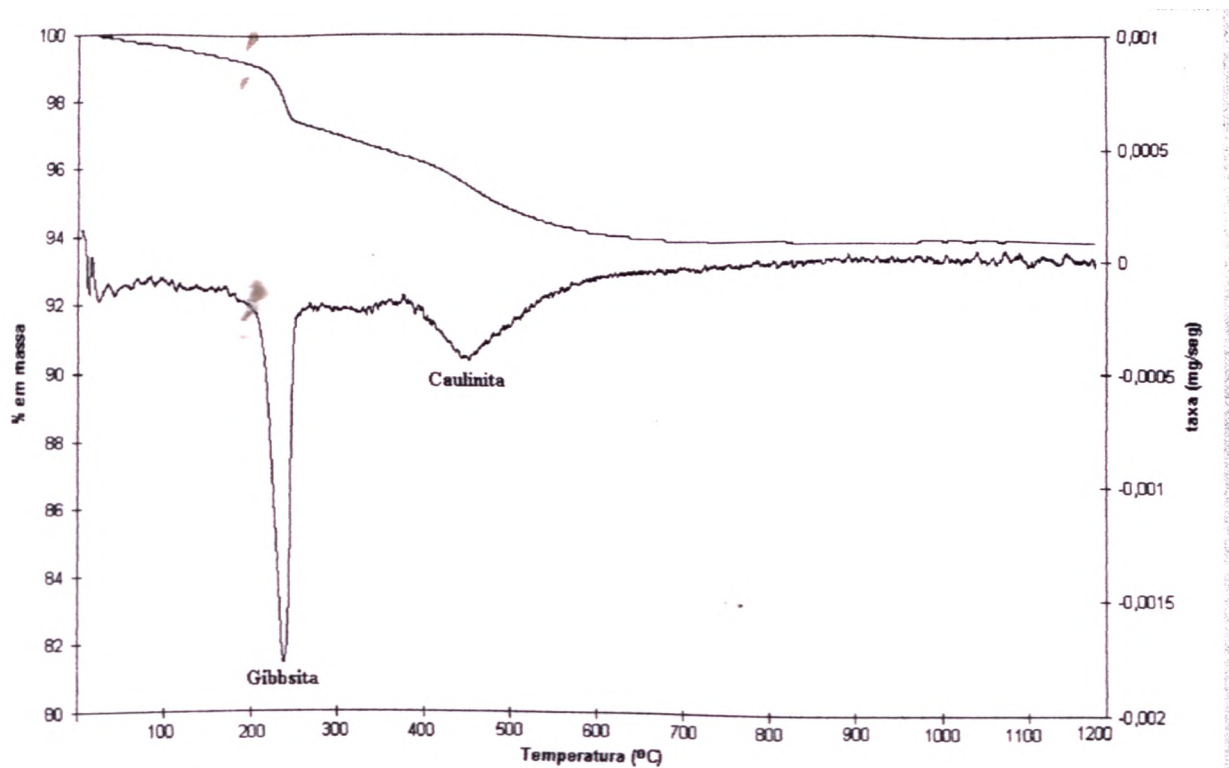


Figura B19 - Termograma do solo HB 10.

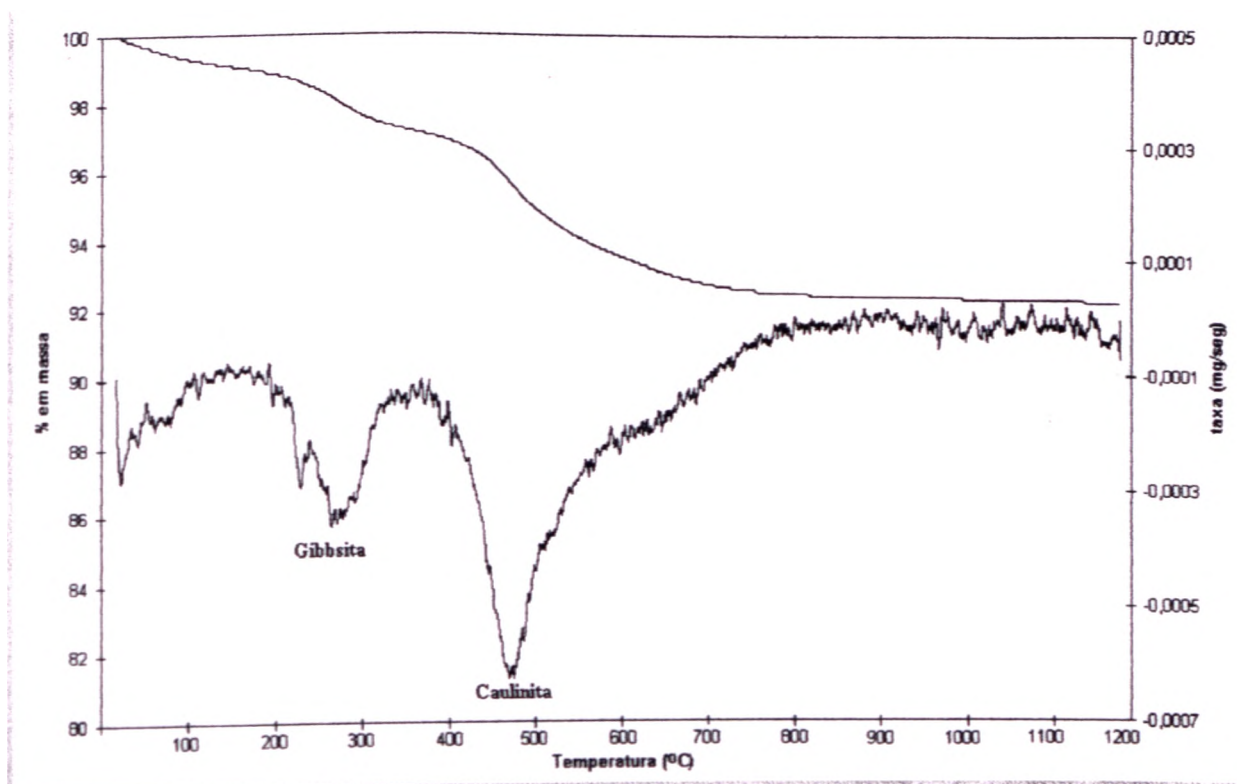


Figura B20 - Termograma do solo HB 12.

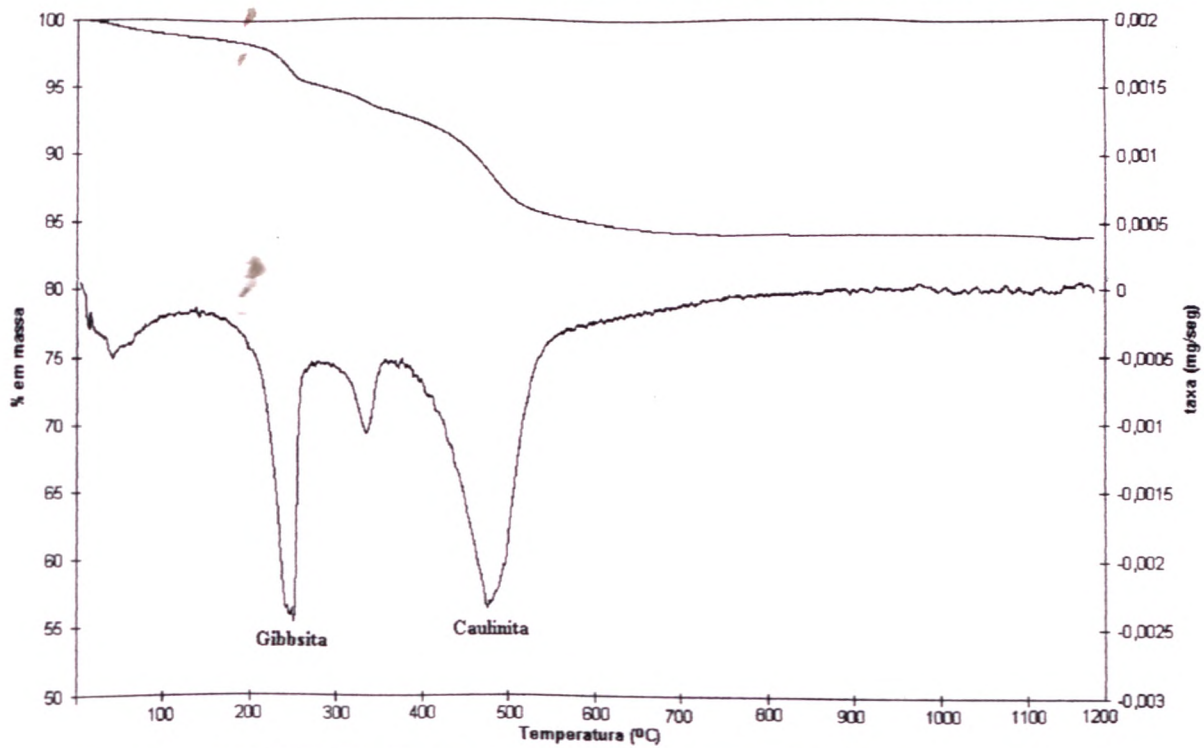


Figura B21 - Termograma do solo ZM3.

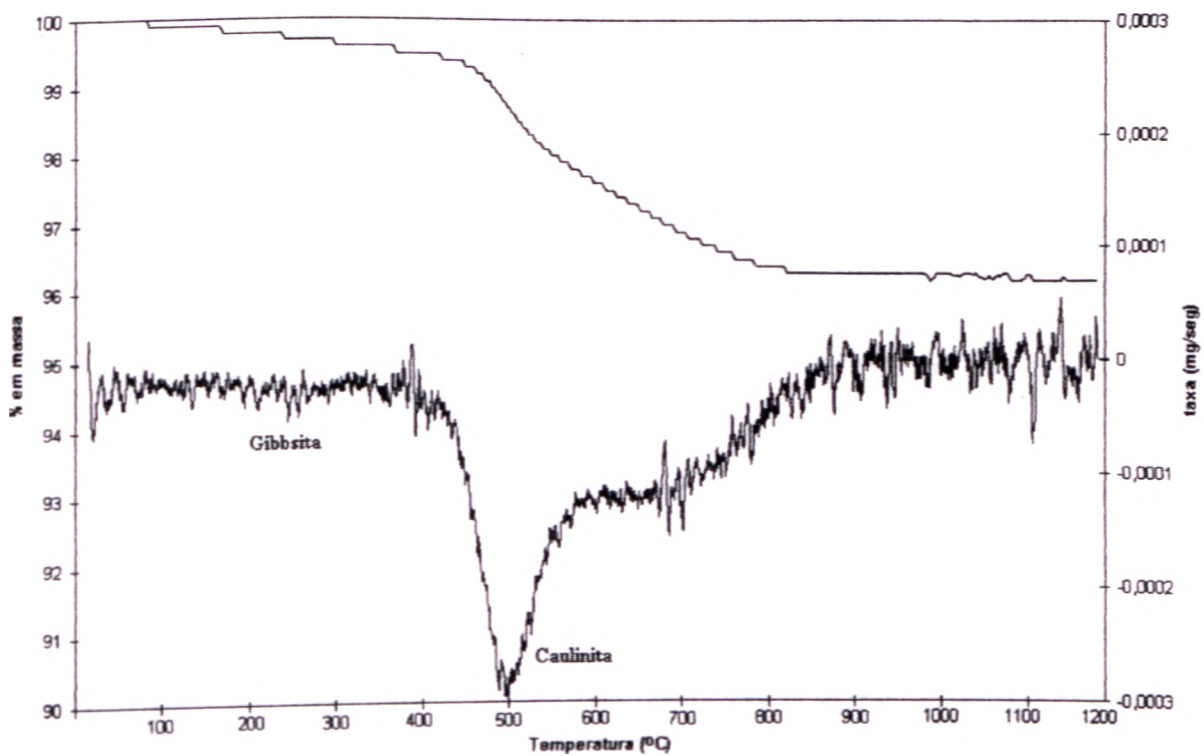


Figura B22 - Termograma do solo ZM5.

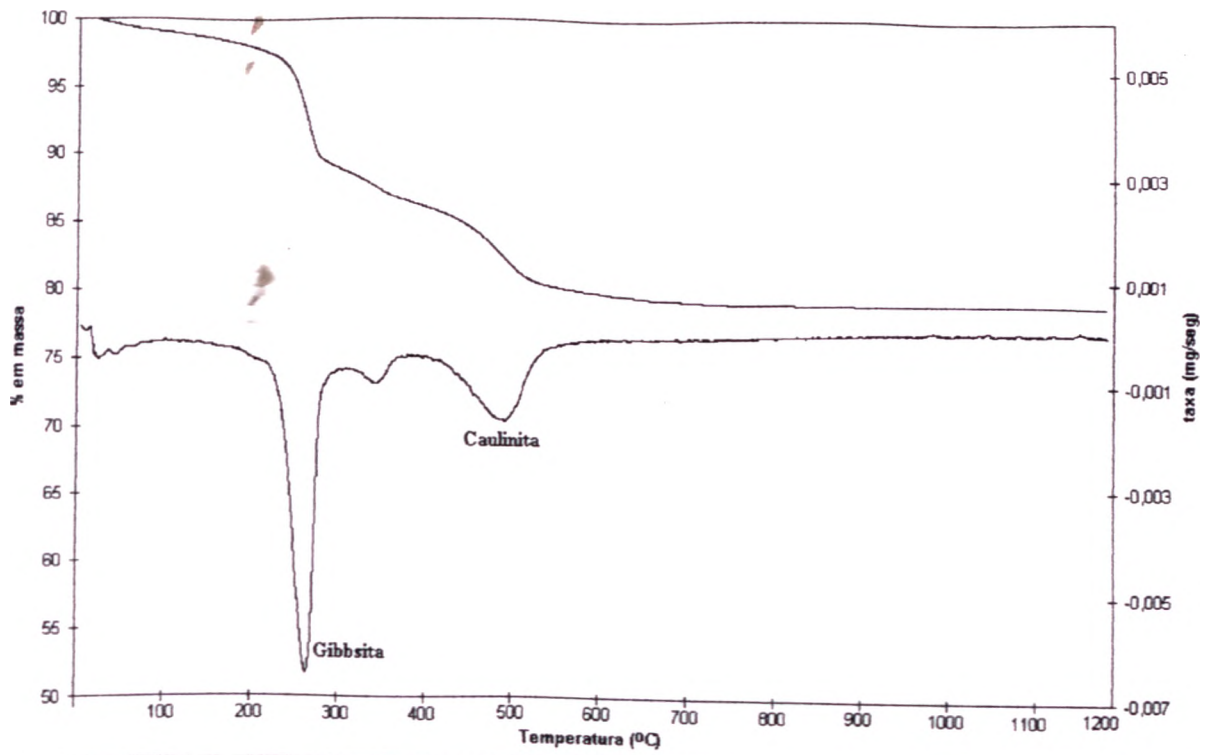


Figura B23 - Termograma do solo ZM6.

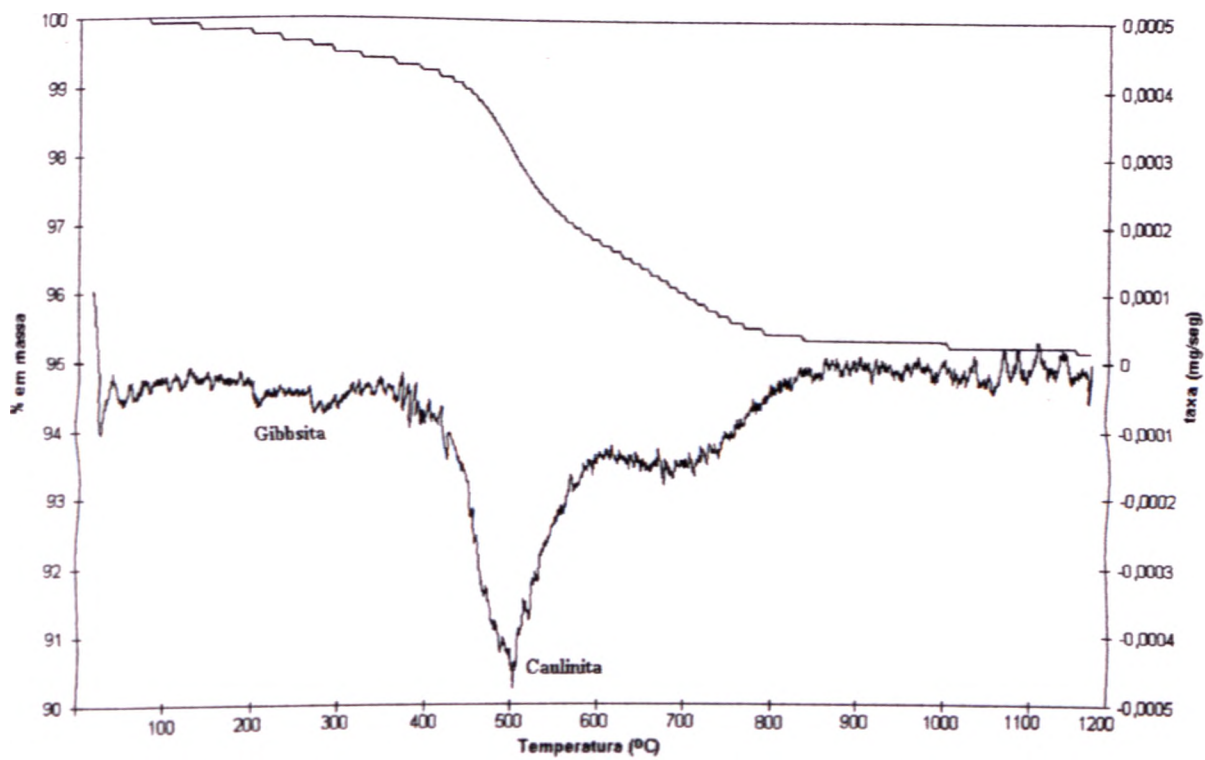


Figura B24 - Termograma do solo SF1.

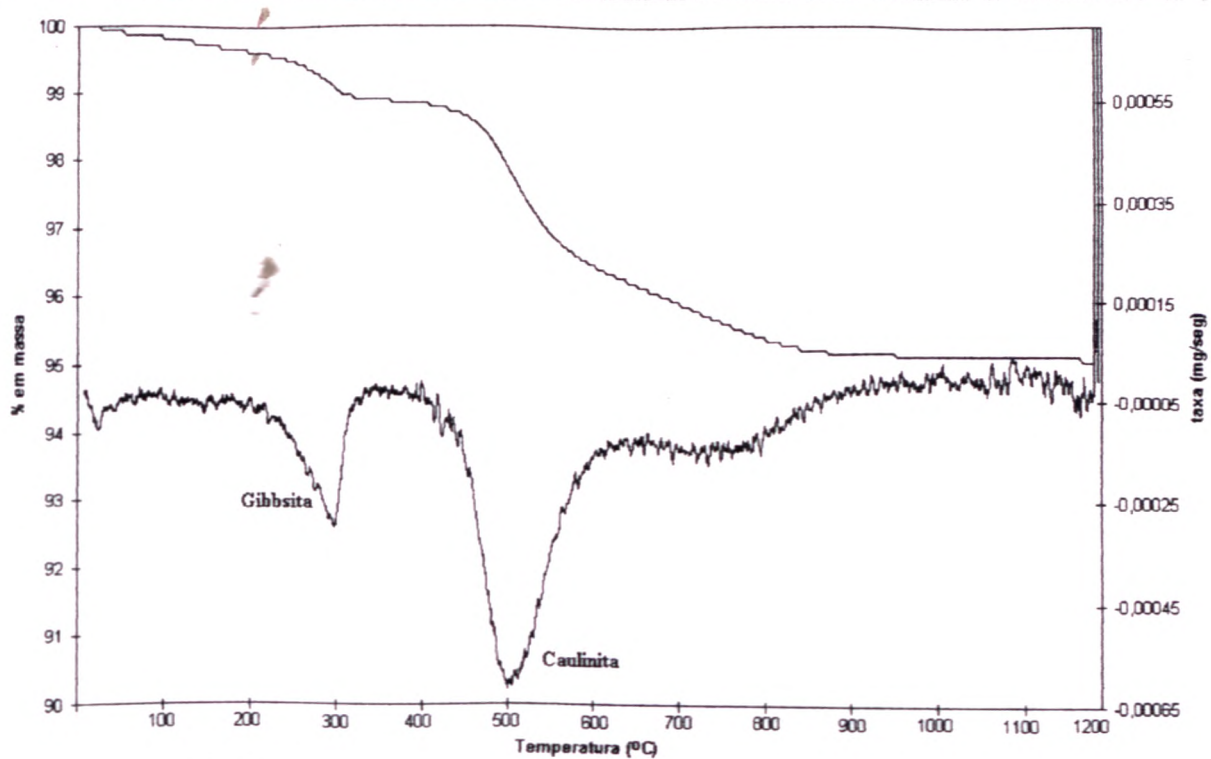


Figura B25 - Termograma do solo SF2.

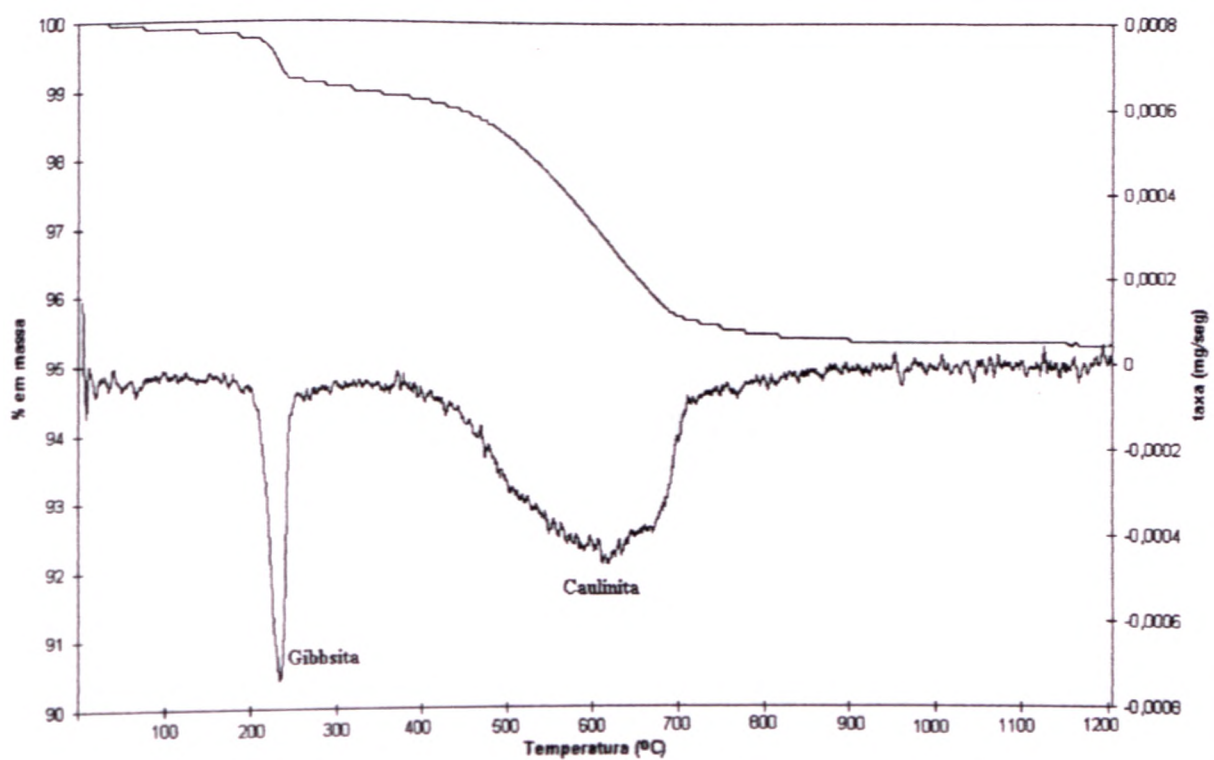


Figura B26 - Termograma do solo SF4.

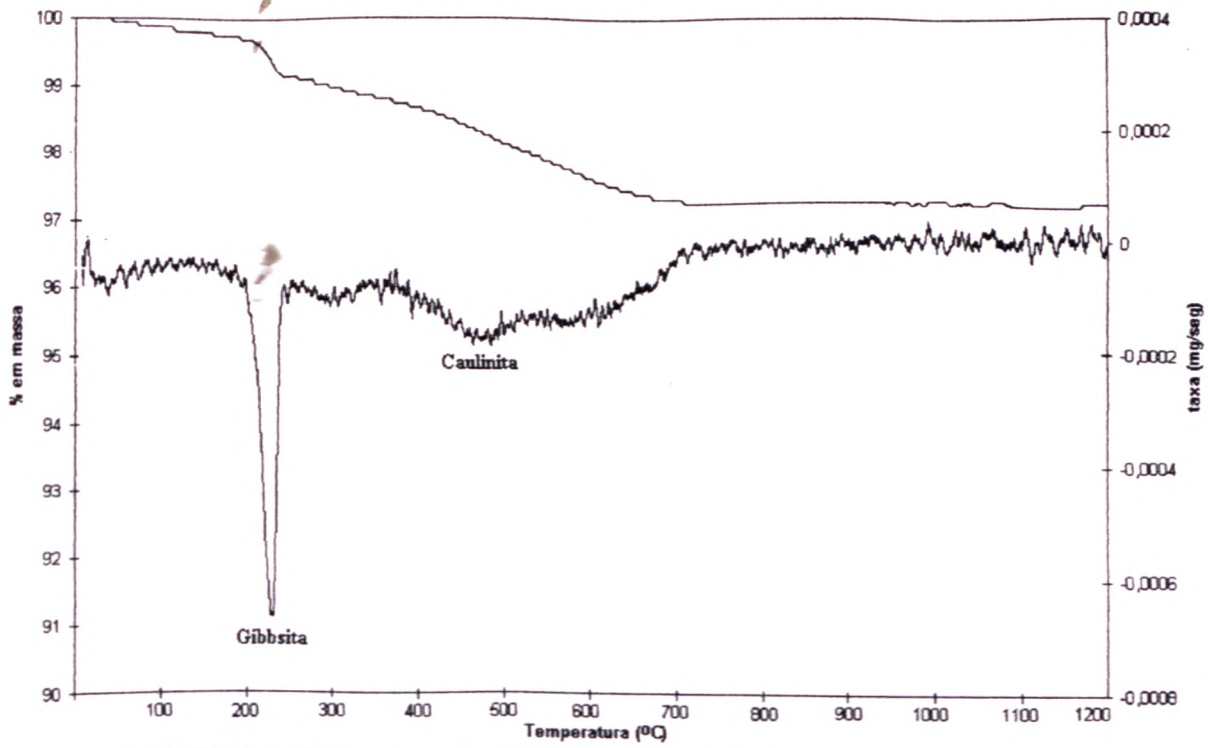


Figura B27 - Termograma do solo SF8.

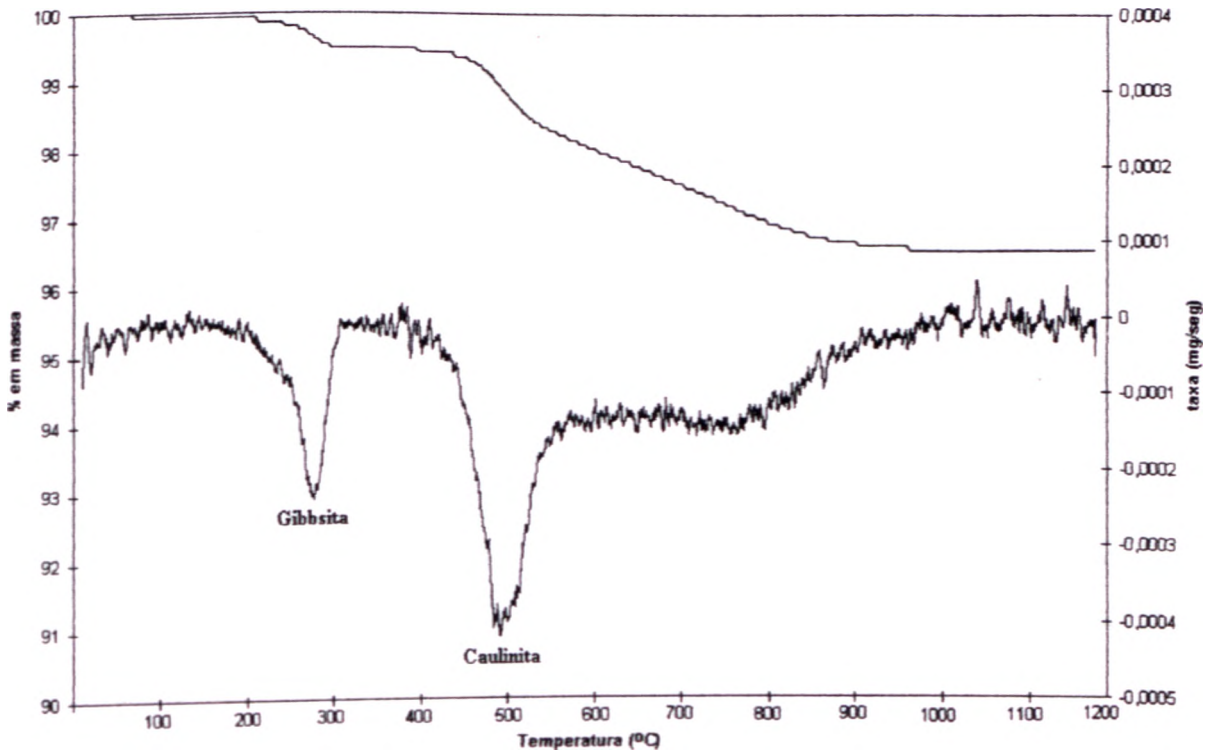


Figura B28 - Termograma do solo SF13.

Tabela B1 - Área das das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.

SOLOS	ÁREA DA ILLITA	ÁREA DA CAULINITA
HB7	10	162
HB9A	3	233
HB9B	10	235
HB10	25	194
HB12	196	237
ZM3	61	96
ZM5	480	552
ZM6	75	958
SF1	288	451
SF2	393	603
SF4	970	872
SF13	754	535

***Observação:** Os solos HB11 e SF8 não apresentaram illita na análise de difratometria de raios-X.

Tabela B2 - Valores obtidos das equações utilizadas para a realização o cálculo da goethita e hematita pela metodologia adaptada de Martins (2000).

AMOSTRA	M*	V	C	FV	RHG
HB7	5,0	4,0	6	6,50	0,36
HB11	5,0	5,0	6	6,20	0,32
HB9a	7,5	4,0	6	9,00	0,66
HB9b	7,5	4,0	6	9,00	0,66
HB10	7,5	5,0	6	8,70	0,62
HB12	2,5	6,0	6	3,50	0,00
ZM3	7,5	5,0	8	9,10	0,67
ZM5	5,0	5,5	4	5,73	0,27
ZM6	2,5	5,0	8	4,10	0,07
SF1	7,5	4,0	4	8,50	0,60
SF2	0,0	6,0	6	1,00	0,00
SF4	5,0	5,0	4	5,80	0,28
SF8	7,5	4,0	4	8,50	0,60
SF13	0,0	6,5	8	1,23	0,00

APÊNDICE C

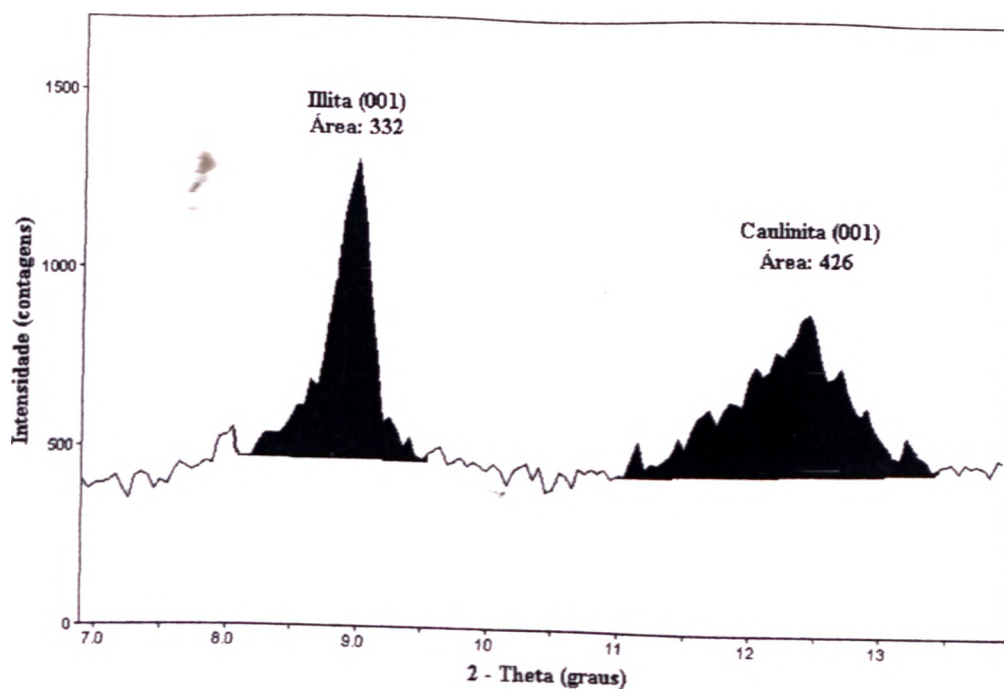


Figura C1 - Difratoograma da fração argila do solo HB12 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.

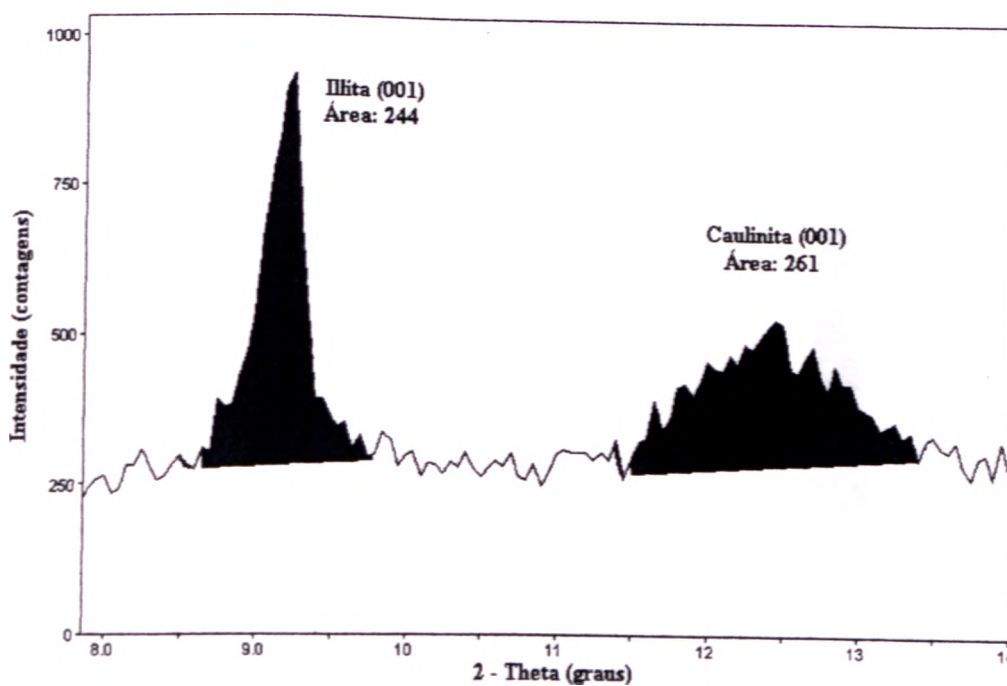


Figura C2 - Difratoograma da fração silte do solo HB12 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita

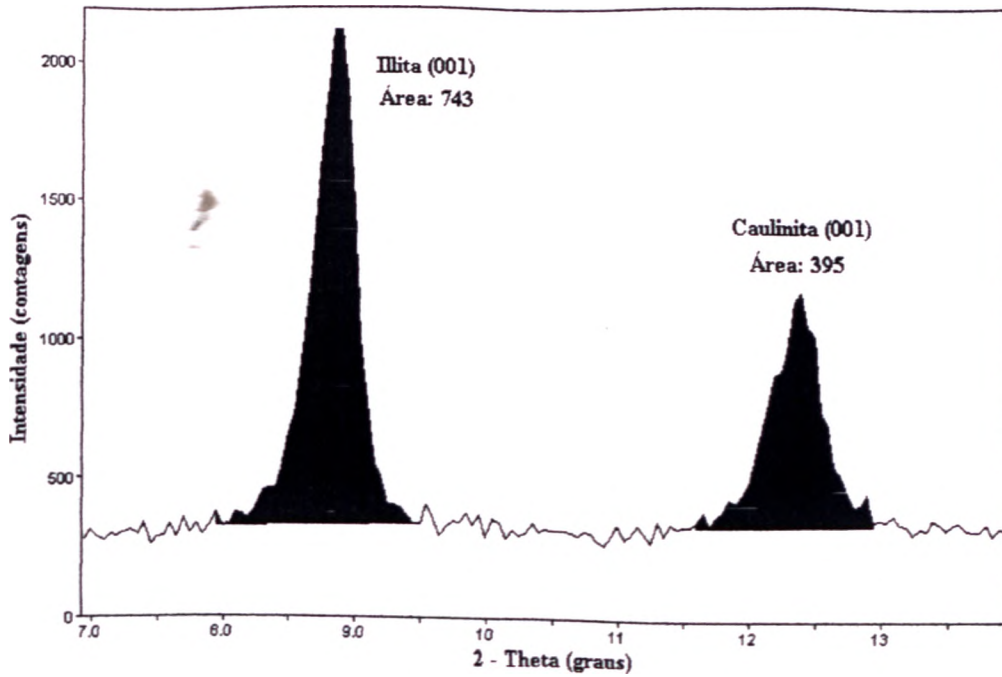


Figura C3 - Difratoograma da fração argila do solo SF4 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.

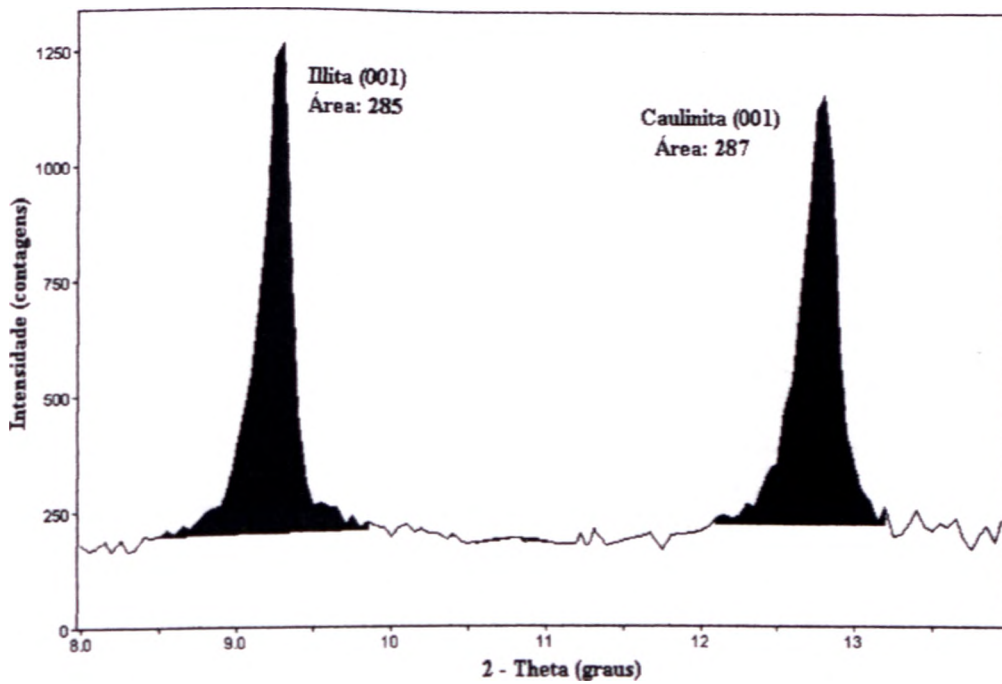


Figura C4 - Difratoograma da fração silte do solo SF4 mostrando as áreas das intensidades dos picos relativos a (001) da illita e (001) da caulinita.

	w _n	G	γ ₀	γ _d	ε	n	Sr	microp	macrop	microp/n	macrop/n	argdisp	gfloc	gdisp	sfareia
w _n	1,000	0,279	-0,244	-0,514	0,580	0,534	0,477	0,668	0,042	0,523	-0,523	0,398	0,039	-0,039	-0,272
G	0,279	1,000	-0,047	-0,134	0,182	0,227	0,104	0,357	-0,079	0,295	-0,295	-0,023	0,210	-0,210	-0,863
γ ₀	-0,244	-0,047	1,000	0,956	-0,920	-0,943	0,717	-0,668	-0,757	0,032	-0,032	-0,210	-0,009	0,009	-0,161
γ _d	-0,514	0,956	0,956	1,000	-0,980	-0,995	0,484	-0,805	-0,667	-0,149	0,149	-0,303	-0,031	0,031	-0,055
ε	0,580	0,182	-0,920	-0,980	1,000	0,980	-0,422	0,785	0,667	0,140	-0,140	0,269	0,077	-0,077	0,004
n	0,534	0,227	-0,943	-0,995	0,980	1,000	-0,462	0,823	0,651	0,173	-0,173	0,300	0,049	-0,049	-0,035
Sr	0,477	0,104	0,717	0,484	1,000	0,823	1,000	-0,099	-0,677	0,450	-0,450	0,300	0,049	-0,049	-0,035
microp	0,668	0,357	-0,668	-0,805	0,785	0,823	-0,099	1,000	0,104	0,693	-0,693	0,292	0,197	-0,197	-0,196
macrop	0,042	-0,079	-0,757	-0,667	0,667	0,651	-0,677	0,104	1,000	-0,623	0,623	0,136	-0,177	0,136	0,201
microp/n	0,523	0,295	0,032	-0,149	0,140	0,173	0,450	0,693	-0,623	1,000	-0,623	0,109	-0,177	0,177	-0,303
macrop/n	-0,523	-0,295	-0,032	0,149	-0,140	-0,173	-0,450	-0,693	0,623	-1,000	0,623	-0,109	-0,347	-0,347	0,303
argdisp	0,398	-0,023	-0,210	-0,303	0,269	0,300	0,040	0,292	0,136	0,109	-0,109	1,000	-0,708	0,708	-0,146
gfloc	0,039	0,210	-0,009	-0,031	0,077	0,049	0,114	0,197	-0,177	0,347	-0,347	1,000	1,000	-1,000	-0,056
gdisp	-0,039	-0,210	0,009	0,031	-0,077	-0,049	-0,114	-0,197	0,177	-0,347	0,347	-1,000	-1,000	1,000	0,056
sfareia	-0,272	-0,863	-0,161	-0,055	0,004	-0,035	-0,283	-0,196	0,201	-0,303	0,303	-0,146	-0,056	0,056	1,000
sfille	0,240	0,873	0,160	0,064	0,002	0,027	0,271	0,154	-0,159	0,248	-0,248	0,047	0,170	-0,170	-0,981
sfargila	0,173	-0,005	0,017	-0,043	-0,031	0,042	0,078	0,224	-0,226	0,294	-0,294	0,510	-0,572	0,572	-0,148
sfinos	0,259	0,857	0,185	0,080	-0,027	0,009	0,294	0,168	-0,208	0,278	-0,278	0,126	0,056	-0,056	-0,995
cfareia	-0,534	-0,836	0,254	0,381	-0,454	-0,458	-0,080	-0,544	-0,076	-0,373	0,373	-0,267	-0,092	0,092	0,865
cfille	0,009	0,846	0,274	0,234	-0,189	-0,146	0,196	0,073	-0,353	0,289	-0,289	-0,015	0,136	-0,136	-0,931
cfargila	0,764	0,053	-0,746	-0,876	0,920	0,868	-0,153	0,691	0,596	0,146	-0,146	0,409	-0,053	0,053	0,021
cfinos	0,530	0,852	-0,192	-0,327	0,402	0,408	0,141	0,470	0,086	0,303	-0,303	0,256	0,075	-0,075	-0,894
pareia	-0,486	-0,818	0,161	0,286	-0,355	-0,366	-0,135	-0,427	-0,070	-0,298	0,298	-0,332	-0,036	0,036	0,911
palite	-0,051	0,726	0,411	0,375	-0,325	-0,294	0,277	-0,340	-0,340	0,139	-0,139	-0,010	0,060	-0,060	-0,920
pargila	0,762	0,242	-0,756	-0,890	0,924	0,900	0,161	0,779	0,535	0,249	-0,249	0,488	-0,026	0,026	-0,128
cfargila/cfargila	0,713	0,078	-0,701	-0,819	0,888	0,814	-0,135	0,593	0,633	0,049	-0,049	0,269	0,096	-0,096	0,043
w _L	0,732	0,697	-0,372	-0,547	0,599	0,607	0,132	0,626	0,226	0,322	-0,322	0,435	-0,124	0,124	-0,611
w _F	0,706	0,598	-0,566	-0,704	0,756	0,750	-0,077	0,651	0,444	0,170	-0,170	0,497	-0,178	0,178	-0,472
I _F	0,403	0,844	-0,176	-0,285	0,304	0,365	0,077	0,343	0,181	0,111	-0,111	0,297	-0,126	0,126	-0,758
I _C	0,618	0,621	-0,622	-0,729	0,776	0,776	-0,176	0,676	0,456	0,183	-0,183	0,452	-0,098	0,098	-0,464
I _A	-0,098	0,750	-0,012	-0,001	-0,018	0,075	-0,066	0,111	-0,017	0,079	-0,079	-0,075	0,132	-0,132	-0,678
tgβ	0,589	0,708	-0,052	-0,227	0,293	0,295	0,342	0,309	0,104	0,177	-0,177	0,176	0,068	-0,068	-0,580
↓	-0,241	-0,080	0,286	0,347	-0,285	-0,350	0,017	-0,178	-0,374	0,167	-0,167	-0,017	0,118	-0,118	-0,146
C	-0,211	-0,140	0,662	0,662	-0,608	-0,667	0,406	-0,665	-0,280	-0,342	0,342	-0,169	-0,089	0,089	0,182
R ²	0,158	0,214	-0,502	-0,494	0,457	0,511	-0,388	0,290	0,507	-0,162	0,162	0,277	-0,325	0,325	-0,261
tAl ₂ O ₃	0,742	0,412	-0,638	-0,774	0,850	0,804	-0,081	0,715	0,452	0,269	-0,269	0,390	0,071	-0,071	-0,380
tCaO	-0,241	-0,499	0,358	0,391	-0,443	-0,431	0,125	-0,300	-0,355	0,001	-0,001	0,409	-0,409	0,409	0,223
tFe ₂ O ₃	0,499	0,580	-0,721	-0,785	0,811	0,826	-0,322	0,792	0,388	0,321	-0,321	0,271	0,082	-0,082	-0,414
tK ₂ O	0,129	0,498	0,723	0,595	-0,545	-0,532	0,685	-0,213	-0,647	0,312	-0,312	0,033	-0,033	0,033	-0,738
tMgO	0,127	0,594	0,396	0,309	-0,297	-0,244	0,346	0,038	-0,478	0,350	-0,350	0,259	-0,235	0,235	-0,761
tSiO ₂	-0,717	-0,432	0,690	0,816	-0,875	-0,846	0,148	-0,762	-0,463	-0,281	0,281	-0,412	-0,035	0,035	0,369
tTiO ₂	0,724	0,230	-0,722	-0,842	0,906	0,852	-0,161	0,701	0,554	0,178	-0,178	0,381	0,029	-0,029	-0,159
tPF	0,635	0,148	-0,860	-0,942	0,970	0,940	-0,336	0,757	0,635	0,145	-0,145	0,404	0,004	-0,004	-0,014
oAl ₂ O ₃	0,348	0,060	-0,589	-0,627	0,604	0,613	-0,295	0,620	0,245	0,216	-0,216	0,022	0,058	-0,058	0,279
oCaO	-0,248	-0,261	-0,187	-0,115	0,018	0,090	-0,252	0,055	0,084	-0,003	0,003	-0,101	0,101	-0,101	0,232

	sfilite	sfargila	sffinos	cfareia	cfsilite	cfargila	cffinos	pareia	psilite	pargila	cfargila/sfargila	wL	wP	Ip	Ic
w _n	0,240	0,173	0,259	-0,534	0,009	0,764	0,530	-0,486	-0,051	0,762	0,713	0,732	0,706	0,403	0,618
G	0,873	-0,005	0,857	-0,836	0,846	0,053	0,852	-0,818	0,726	0,242	0,078	0,697	0,598	0,844	0,621
Yo	0,160	0,017	0,185	0,254	0,274	-0,746	-0,192	0,161	0,411	-0,756	-0,701	-0,372	-0,566	-0,176	-0,622
Yd	0,064	-0,043	0,080	0,381	0,234	-0,876	-0,327	0,286	0,375	-0,890	-0,819	-0,547	-0,704	-0,285	-0,729
e	0,002	-0,031	-0,027	-0,454	-0,189	0,920	0,402	-0,355	-0,325	0,924	0,888	0,599	0,756	0,304	0,776
n	0,027	0,042	0,009	-0,458	-0,146	0,868	0,408	-0,366	-0,294	0,900	0,814	0,607	0,750	0,365	0,776
Sr	0,271	0,078	0,294	-0,080	0,196	-0,153	0,141	-0,135	0,277	-0,161	-0,135	0,132	-0,077	0,077	-0,176
microp	0,154	0,224	0,168	-0,544	0,073	0,691	0,470	-0,427	-0,131	0,779	0,593	0,626	0,651	0,343	0,676
macrop	-0,159	-0,226	-0,208	-0,076	-0,353	0,596	0,086	-0,070	-0,340	0,535	0,633	0,226	0,444	0,181	0,456
macrop/n	0,248	0,294	0,278	-0,373	0,289	0,146	0,303	-0,298	0,139	0,249	0,049	0,322	0,170	0,111	0,183
macrop/n	-0,248	-0,294	-0,278	0,373	-0,289	-0,146	-0,303	0,298	-0,139	-0,249	-0,049	-0,322	-0,170	-0,111	-0,183
argdisp	0,047	0,510	0,126	-0,267	-0,015	0,409	0,256	-0,332	-0,010	0,488	0,269	0,435	0,497	0,297	0,452
gfloc	0,170	-0,572	0,056	-0,092	0,136	-0,053	0,075	-0,036	0,060	-0,026	0,096	-0,124	-0,178	-0,126	-0,098
gdisp	-0,170	0,572	-0,056	0,092	-0,136	0,053	-0,075	0,036	-0,060	0,026	-0,096	0,124	0,178	0,126	0,098
sfareia	-0,981	-0,148	-0,995	0,865	-0,931	0,021	-0,894	0,911	-0,920	-0,128	0,043	-0,611	-0,472	-0,758	-0,464
sfilite	1,000	-0,048	0,978	-0,855	0,929	-0,033	0,892	-0,904	0,914	0,124	0,007	0,588	0,443	0,735	0,455
sfargila	-0,048	1,000	0,136	-0,097	0,058	0,062	0,055	-0,081	0,072	0,024	-0,253	0,151	0,171	0,158	0,070
sffinos	0,978	0,136	1,000	-0,855	0,932	-0,039	0,894	-0,898	0,929	0,096	-0,054	0,572	0,444	0,729	0,427
cfareia	-0,855	-0,097	-0,855	1,000	-0,752	-0,421	-0,983	0,978	-0,560	-0,556	-0,397	-0,799	-0,757	-0,753	-0,757
cfilite	0,929	0,058	0,932	-0,752	1,000	-0,282	0,762	-0,783	0,957	-0,104	-0,268	0,400	0,257	0,612	0,288
cfargila	-0,033	0,062	-0,039	-0,421	1,000	0,951	0,508	-0,493	-0,356	0,951	0,947	0,612	0,749	0,239	0,706
cffinos	0,892	0,055	0,894	-0,983	0,762	0,383	1,000	-0,980	0,700	0,508	0,380	0,790	0,742	0,777	0,729
pareia	-0,904	-0,081	-0,898	0,978	-0,783	-0,346	-0,980	1,000	-0,734	-0,493	-0,333	-0,780	-0,723	-0,779	-0,723
psilite	0,914	0,072	0,929	-0,660	0,957	-0,356	0,700	-0,734	1,000	-0,229	-0,345	0,290	0,150	0,551	0,154
pargila	0,124	0,024	0,096	-0,556	-0,104	0,951	0,508	-0,493	-0,229	1,000	0,918	0,746	0,844	0,410	0,838
cfargila/sfargila	0,007	-0,253	-0,054	-0,397	-0,268	0,947	0,380	-0,333	-0,345	0,918	1,000	0,576	0,942	0,791	0,681
w _L	0,588	0,151	0,572	-0,799	0,400	0,612	0,790	-0,780	0,290	0,746	0,576	1,000	0,942	0,859	0,927
w _P	0,443	0,171	0,444	-0,757	0,257	0,749	0,742	-0,723	0,150	0,844	0,696	0,942	1,000	0,791	0,979
Ip	0,735	0,158	0,729	-0,753	0,612	0,239	0,777	-0,779	0,551	0,410	0,215	0,859	0,791	1,000	0,787
Ic	0,455	0,070	0,427	-0,757	0,288	0,706	0,729	-0,723	0,154	0,838	0,681	0,927	0,979	1,000	0,787
I _A	0,700	-0,076	0,642	-0,495	0,698	-0,241	0,522	-0,554	0,645	-0,032	-0,197	0,480	0,347	0,779	0,438
tq _β	0,628	-0,216	0,558	-0,631	0,414	0,349	0,675	-0,648	0,331	0,505	0,445	0,820	0,683	0,770	0,668
φ	0,134	0,071	0,150	-0,136	0,318	-0,240	0,043	-0,131	0,333	-0,239	-0,271	-0,330	-0,313	-0,382	-0,288
C	-0,176	-0,039	-0,164	0,431	-0,104	-0,485	-0,370	0,357	0,016	-0,532	-0,430	-0,291	-0,296	-0,071	-0,355
R ²	0,236	0,143	0,288	-0,433	0,135	0,444	0,448	-0,393	0,108	0,426	0,389	0,303	0,375	0,234	0,329
tAl ₂ O ₃	0,402	-0,096	0,358	-0,759	0,173	0,866	0,724	-0,709	0,070	0,925	0,878	0,789	0,844	0,481	0,849
tCaO	-0,294	0,347	-0,195	0,313	-0,108	-0,306	-0,333	0,255	-0,019	0,341	-0,391	-0,516	-0,462	-0,503	-0,505
tFe ₂ O ₃	0,424	-0,031	0,379	-0,755	0,327	0,649	0,692	-0,675	0,141	0,788	0,646	0,787	0,824	0,603	0,889
tK ₂ O	0,701	0,222	0,751	-0,433	0,740	-0,388	0,471	-0,496	0,801	-0,315	-0,413	0,188	-0,034	0,325	-0,104
tMgO	0,650	0,598	0,752	-0,565	0,762	-0,226	0,542	-0,590	0,755	-0,122	-0,385	0,346	0,222	0,498	0,160
tSiO ₂	-0,383	0,050	-0,346	0,761	-0,179	-0,861	-0,718	0,701	-0,054	-0,934	-0,860	-0,800	-0,863	-0,505	-0,874
tTiO ₂	0,188	-0,141	0,142	-0,594	-0,047	0,930	0,558	-0,529	-0,150	0,950	0,952	0,693	0,787	0,337	0,788
tPF	0,027	-0,067	-0,005	-0,482	-0,170	0,935	0,433	-0,404	-0,295	0,956	0,927	0,614	0,765	0,289	0,779
oAl ₂ O ₃	-0,291	0,046	-0,252	-0,100	-0,259	0,502	0,054	0,068	-0,455	0,485	0,482	0,190	0,329	-0,028	0,313
oCaO	-0,265	0,152	-0,216	0,307	-0,294	-0,043	-0,271	0,311	-0,259	-0,114	-0,135	-0,348	-0,295	-0,290	-0,290

	I_A	$tg\beta$	ϕ	C	R^2	tAl_2O_3	$tCaO$	tFe_2O_3	tK_2O	$tMgO$	$tSiO_2$	$tTiO_2$	tPF	oAl_2O_3	$oCaO$
w_n	-0,098	0,589	-0,241	-0,211	0,158	0,742	-0,241	0,499	0,129	0,127	-0,717	0,724	0,635	0,348	-0,248
G	0,750	0,708	-0,080	-0,140	0,214	0,412	-0,499	0,580	0,498	0,594	-0,432	0,230	0,148	0,060	-0,261
γ_0	-0,012	-0,052	0,286	0,662	-0,502	-0,638	0,358	-0,721	0,723	0,396	0,690	-0,722	-0,860	-0,589	-0,187
γ_d	-0,001	-0,227	0,347	0,662	-0,494	-0,774	0,391	-0,785	0,595	0,309	0,816	-0,842	-0,942	-0,627	-0,115
e	-0,018	0,293	-0,285	-0,608	0,457	0,850	-0,443	0,811	-0,545	-0,297	-0,875	0,906	0,970	0,604	0,018
n	0,075	0,295	-0,350	-0,667	0,511	0,804	-0,431	0,826	-0,532	-0,244	-0,846	0,852	0,940	0,613	0,090
Sr	-0,066	0,342	0,017	0,406	-0,388	-0,081	0,125	-0,322	0,685	0,346	0,148	-0,161	-0,336	-0,295	-0,252
microp	0,111	0,309	-0,178	-0,665	0,290	0,715	-0,300	0,792	-0,213	0,038	-0,762	0,701	0,757	0,620	0,055
macrop	-0,017	0,104	-0,374	-0,280	0,507	0,452	-0,355	0,388	-0,647	-0,478	-0,463	0,554	0,635	0,245	0,084
macrop/n	0,079	0,177	0,167	-0,342	-0,162	0,269	0,001	0,321	0,312	0,350	-0,281	0,178	0,145	0,216	-0,003
macrop/n	-0,079	-0,177	-0,167	0,342	0,162	-0,269	-0,001	-0,321	-0,312	-0,350	0,281	-0,178	-0,145	-0,216	0,003
argdisp	-0,075	0,176	-0,017	-0,169	0,277	0,390	0,409	0,271	0,033	0,259	-0,412	0,381	0,404	0,022	-0,101
gfioc	0,132	0,068	0,118	-0,089	-0,325	0,071	-0,409	0,082	-0,033	-0,235	-0,035	0,029	0,004	0,058	0,101
gdisp	-0,132	-0,068	-0,118	0,089	0,325	-0,071	0,409	-0,082	0,033	0,235	0,035	-0,029	-0,004	-0,058	-0,101
sfareia	-0,678	-0,580	-0,146	0,182	-0,261	-0,380	0,223	-0,414	-0,738	-0,761	0,369	-0,159	-0,014	0,279	0,232
sfilite	0,700	0,628	0,134	-0,176	0,236	0,402	-0,294	0,424	0,701	0,650	-0,383	0,188	0,027	-0,291	-0,265
sfargila	-0,076	-0,216	0,071	-0,039	0,143	-0,096	0,347	-0,031	0,222	0,598	0,050	-0,141	-0,067	0,046	0,152
sffinos	0,642	0,558	0,150	-0,164	0,288	0,358	-0,195	0,379	0,751	0,752	-0,346	0,142	-0,005	-0,252	-0,216
cfareia	-0,495	-0,631	-0,136	0,431	-0,433	-0,759	0,313	-0,755	-0,433	-0,565	0,761	-0,594	-0,482	-0,100	0,307
cfilite	0,698	0,414	0,318	-0,104	0,135	0,173	-0,108	0,327	0,740	0,762	-0,179	-0,047	-0,170	-0,259	-0,294
cfargila	-0,241	0,349	-0,240	-0,485	0,444	0,866	-0,306	0,649	-0,388	-0,226	-0,861	0,930	0,935	0,502	-0,043
cffinos	0,522	0,675	0,043	-0,370	0,448	0,724	-0,333	0,692	0,471	0,542	0,718	0,558	0,433	0,054	-0,271
pareia	-0,554	-0,648	-0,131	0,357	-0,393	-0,709	0,255	-0,675	-0,496	-0,590	0,701	-0,529	-0,404	0,068	0,311
psilite	0,645	0,331	0,333	0,016	0,108	0,070	-0,019	0,141	0,801	0,755	-0,054	-0,150	-0,295	-0,455	-0,259
pargila	-0,032	0,505	-0,239	-0,532	0,426	0,925	-0,341	0,788	-0,315	-0,122	-0,934	0,950	0,956	0,485	-0,114
cfargila/sfargila	-0,197	0,445	-0,271	-0,430	0,389	0,878	-0,391	0,646	-0,413	-0,385	-0,860	0,952	0,927	0,482	-0,135
w_L	0,480	0,820	-0,330	-0,291	0,303	0,789	-0,516	0,787	0,188	0,346	-0,800	0,693	0,614	0,190	-0,348
w_P	0,347	0,683	-0,313	-0,296	0,375	0,844	-0,462	0,824	-0,034	0,222	-0,863	0,787	0,765	0,329	-0,295
I_P	0,779	0,770	-0,382	-0,071	0,234	0,481	-0,503	0,603	0,325	0,498	-0,505	0,337	0,289	-0,028	-0,290
I_C	0,438	0,668	-0,288	-0,355	0,329	0,849	-0,505	0,889	-0,104	0,160	-0,874	0,788	0,779	0,313	-0,290
I_A	1,000	0,462	-0,257	-0,067	-0,021	0,111	-0,476	0,425	0,273	0,361	-0,143	-0,050	-0,069	-0,268	-0,180
$tg\beta$	0,462	1,000	-0,403	-0,053	0,196	0,563	-0,579	0,483	0,365	0,257	-0,545	0,469	0,328	0,032	-0,315
ϕ	-0,257	-0,403	1,000	-0,022	-0,131	-0,073	0,547	-0,139	0,332	0,371	0,099	-0,153	-0,214	-0,246	-0,197
C	-0,067	-0,053	1,000	1,000	-0,687	-0,581	0,130	-0,638	0,202	0,074	0,621	-0,584	-0,600	-0,352	-0,266
R^2	-0,021	0,196	-0,131	-0,687	1,000	0,465	-0,042	0,425	-0,014	0,103	-0,504	0,485	0,473	0,363	0,165
tAl_2O_3	0,111	0,563	-0,073	-0,581	0,465	1,000	-0,366	0,852	-0,104	-0,001	-0,991	0,970	0,902	0,349	-0,245
$tCaO$	-0,476	-0,579	0,547	0,130	-0,042	-0,366	1,000	-0,439	0,155	0,178	0,350	-0,330	-0,292	-0,095	-0,080
tFe_2O_3	0,425	0,483	-0,139	-0,638	0,425	0,852	-0,439	1,000	-0,184	0,072	-0,901	0,808	0,814	0,478	-0,299
tK_2O	0,273	0,365	0,332	0,202	-0,014	-0,104	0,155	-0,184	1,000	0,824	0,141	-0,289	-0,484	-0,450	-0,251
$tMgO$	0,361	0,257	0,371	0,074	0,103	-0,001	0,178	0,072	0,824	1,000	-0,013	-0,194	-0,282	-0,250	-0,236
$tSiO_2$	-0,143	-0,545	0,099	0,621	-0,504	-0,991	0,350	-0,901	0,141	-0,013	1,000	-0,968	-0,923	-0,426	0,254
$tTiO_2$	-0,050	0,469	-0,153	-0,584	0,485	0,970	-0,330	0,808	-0,289	-0,194	-0,968	1,000	0,961	0,472	-0,216
tPF	-0,069	0,328	-0,214	-0,600	0,473	0,902	-0,292	0,814	-0,484	-0,282	-0,923	0,961	1,000	0,586	-0,112
oAl_2O_3	-0,268	0,032	-0,246	-0,352	0,363	0,349	-0,095	0,478	-0,450	-0,250	-0,426	0,472	0,586	1,000	-0,082
$oCaO$	-0,180	-0,315	-0,197	-0,266	0,165	-0,245	-0,080	-0,299	-0,251	-0,236	0,254	-0,216	-0,112	-0,082	1,000

	oFe ₂ O ₃	oK ₂ O	oMgO	oSiO ₂	oTiO ₂	oSOMA	nAl ₂ O ₃	aCaO	aFe ₂ O ₃	aK ₂ O	aMgO	aSiO ₂	aTiO ₂	aSOMA	o+a SOMA	o+a Fe ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃
w _n	0,478	NA	NA	0,266	0,260	0,493	0,279	0,117	0,151	0,219	0,287	0,342	0,287	0,242	0,512	-0,334
G	0,058	NA	NA	0,229	-0,072	0,065	-0,091	0,037	-0,032	0,077	0,138	0,203	0,138	-0,045	0,033	-0,542
yo	-0,501	NA	NA	0,470	-0,744	-0,540	-0,244	0,035	-0,079	0,108	0,079	0,052	0,079	-0,153	-0,511	0,228
yd	-0,568	NA	NA	0,324	-0,705	-0,608	-0,297	-0,011	-0,108	0,028	-0,020	-0,059	-0,020	-0,205	-0,590	0,316
e	0,623	NA	NA	0,623	0,776	0,656	0,227	-0,064	0,055	-0,083	-0,031	0,015	-0,031	0,141	0,600	-0,329
n	0,562	NA	NA	-0,294	0,688	0,601	0,286	0,013	0,105	-0,021	0,033	0,077	0,033	0,199	0,582	-0,363
Sr	-0,165	NA	NA	0,635	-0,534	-0,185	-0,102	0,055	-0,073	0,163	0,195	0,197	0,195	-0,058	-0,178	-0,061
microp	0,490	NA	NA	0,032	0,333	0,543	0,288	0,236	0,098	0,181	0,242	0,288	0,242	0,226	0,546	-0,469
macrop	0,329	NA	NA	-0,558	0,758	0,327	0,117	-0,292	0,052	-0,277	-0,265	-0,249	-0,265	0,047	0,289	-0,008
microp/n	0,141	NA	NA	0,469	-0,254	0,171	0,116	0,353	-0,006	0,274	0,331	0,343	0,331	0,105	0,187	-0,370
macrop/n	-0,141	NA	NA	-0,469	0,254	-0,171	-0,116	-0,353	0,006	-0,274	-0,331	-0,343	-0,331	-0,105	-0,187	0,370
argdisp	0,211	NA	NA	0,186	0,202	0,188	0,731	0,290	0,639	0,544	0,555	0,625	0,555	0,694	0,466	-0,057
gfloc	-0,149	NA	NA	-0,220	-0,101	-0,115	-0,736	-0,390	-0,838	-0,683	-0,589	-0,644	-0,589	-0,773	-0,441	-0,462
gdisp	0,149	NA	NA	0,220	0,101	0,115	0,736	0,390	0,838	0,683	0,589	0,644	0,589	0,773	0,441	0,462
sfarela	0,055	NA	NA	-0,232	0,102	0,091	-0,064	-0,129	-0,104	-0,205	-0,292	-0,298	-0,292	-0,101	0,029	0,447
sfalite	-0,035	NA	NA	0,264	-0,067	-0,074	-0,108	-0,050	-0,064	0,022	0,105	0,120	0,105	-0,076	-0,094	0,456
sfargila	-0,104	NA	NA	-0,152	-0,183	-0,092	0,871	0,914	0,855	0,936	0,965	0,916	0,965	0,897	0,328	0,026
sfifnos	-0,064	NA	NA	0,208	0,111	-0,096	0,038	0,110	0,084	0,199	0,278	0,281	0,278	0,078	-0,044	-0,429
cfarela	-0,322	NA	NA	-0,100	-0,292	-0,308	-0,163	-0,093	-0,122	-0,160	-0,243	-0,286	-0,243	-0,158	-0,323	0,523
cfalite	-0,152	NA	NA	0,223	-0,245	-0,177	-0,082	0,113	-0,005	0,142	0,198	0,207	0,198	-0,027	-0,157	-0,413
cfargila	0,679	NA	NA	-0,161	0,761	0,692	0,350	-0,020	0,185	0,038	0,082	0,132	0,082	0,267	0,686	-0,193
cffinos	0,262	NA	NA	0,095	0,250	0,246	0,103	0,017	0,076	0,123	0,205	0,244	0,205	0,104	0,248	-0,513
parela	-0,204	NA	NA	-0,090	-0,228	-0,174	-0,156	-0,046	-0,117	-0,137	-0,235	-0,269	-0,235	-0,150	-0,210	0,536
psilite	-0,293	NA	NA	0,159	-0,279	-0,336	-0,079	0,088	0,008	0,133	0,204	0,173	0,204	-0,023	-0,286	-0,343
pargila	0,668	NA	NA	-0,074	0,684	0,680	0,325	-0,047	0,157	0,025	0,075	0,163	0,075	0,244	0,666	-0,328
cfargila/sfargila	0,697	NA	NA	-0,092	0,774	0,707	0,072	-0,308	-0,076	-0,235	-0,206	-0,134	-0,206	-0,012	-0,519	-0,199
w _L	0,456	NA	NA	0,207	0,317	0,444	0,296	0,091	0,274	0,238	0,300	0,404	0,300	0,294	0,495	-0,409
w _F	0,469	NA	NA	-0,088	0,499	0,473	0,365	0,088	0,303	0,217	0,290	0,379	0,290	0,341	0,541	-0,453
I _P	0,033	NA	NA	0,080	0,015	0,024	0,194	0,117	0,223	0,216	0,306	0,370	0,290	0,220	0,119	-0,525
I _C	0,457	NA	NA	-0,100	0,516	0,460	0,272	0,005	0,202	0,104	0,181	0,276	0,181	0,241	0,485	-0,502
I _A	-0,296	NA	NA	0,073	-0,233	-0,310	-0,163	-0,026	-0,111	-0,068	0,025	0,031	0,025	-0,130	-0,312	-0,515
tgβ	0,364	NA	NA	0,524	0,083	0,341	-0,096	-0,264	-0,040	-0,064	-0,056	0,093	0,025	-0,072	0,247	-0,256
φ	-0,064	NA	NA	-0,041	0,013	-0,097	0,028	0,159	0,014	0,063	0,074	0,022	0,074	0,026	-0,068	0,010
C	-0,552	NA	NA	0,025	-0,509	-0,555	-0,220	-0,045	-0,075	-0,012	0,002	-0,008	0,002	-0,146	-0,519	0,044
R ²	0,539	NA	NA	-0,155	0,497	0,539	0,389	0,086	0,367	0,225	0,146	0,188	0,146	0,363	0,604	0,192
tAl ₂ O ₃	0,658	NA	NA	-0,025	0,705	0,651	0,179	-0,145	0,039	-0,060	0,003	0,071	0,003	0,110	0,582	-0,383
tCaO	-0,245	NA	NA	-0,216	-0,297	-0,243	0,374	0,343	0,309	0,380	0,336	0,289	0,336	0,359	-0,037	0,206
tFe ₂ O ₃	0,552	NA	NA	-0,091	0,536	0,572	0,178	0,020	0,069	0,019	0,071	0,144	0,071	0,132	0,528	-0,488
tK ₂ O	-0,185	NA	NA	0,560	-0,503	-0,231	0,036	0,228	0,163	0,347	0,352	0,360	0,352	0,117	-0,137	-0,027
tMgO	-0,162	NA	NA	0,252	-0,375	-0,186	0,436	0,614	0,521	0,665	0,702	0,705	0,702	0,507	0,076	-0,195
tSiO ₂	-0,669	NA	NA	0,057	-0,687	-0,672	-0,232	0,080	-0,089	0,006	-0,049	-0,123	-0,049	-0,163	-0,623	0,396
tTiO ₂	0,734	NA	NA	-0,088	0,775	0,738	0,185	-0,185	0,034	-0,099	-0,065	0,010	-0,065	0,105	0,651	-0,270
tPF	0,661	NA	NA	-0,265	0,768	0,687	0,255	-0,104	0,067	-0,073	-0,031	0,032	-0,031	0,161	0,634	-0,323
oAl ₂ O ₃	0,537	NA	NA	-0,155	0,273	0,640	0,160	0,165	0,066	0,131	0,058	0,132	0,058	0,132	0,583	-0,097
oCaO	-0,177	NA	NA	-0,161	0,040	-0,172	-0,020	-0,056	-0,067	-0,088	-0,083	-0,146	-0,083	-0,049	-0,163	0,191

	rAl ₂ O ₃	rCaO	rFe ₂ O ₃	rK ₂ O	rMgO	rSiO ₂	rTiO ₂	rSOMA	pH H ₂ O	pH KCl	ΔpH	CTC	MO	Fe ₂ O ₃ D	Fe ₂ O ₃ N	Fe ₂ O ₃ D/rFe ₂ O ₃
w _n	0,734	-0,260	0,404	0,126	0,125	-0,719	0,733	-0,635	0,589	0,400	-0,183	0,140	0,451	0,478	0,414	-0,323
G	0,419	-0,518	0,645	0,500	0,597	-0,432	0,239	-0,126	0,108	-0,419	-0,647	-0,050	-0,146	0,058	0,644	-0,553
γ ₀	-0,625	0,365	-0,654	0,725	0,398	0,690	-0,715	0,835	-0,398	-0,449	-0,099	0,007	-0,591	-0,501	-0,660	0,244
γ _d	-0,761	0,410	-0,704	0,599	0,312	0,816	-0,840	0,918	-0,522	-0,507	-0,028	-0,041	-0,669	-0,568	-0,711	0,327
e	0,840	-0,414	0,719	-0,547	-0,299	-0,874	0,903	-0,939	0,516	0,496	0,021	-0,043	0,598	0,623	0,723	-0,328
n	0,791	-0,451	0,753	-0,535	-0,246	-0,846	0,850	-0,915	0,520	0,455	-0,035	0,039	0,645	0,562	0,760	-0,374
Sr	-0,072	0,140	-0,309	0,686	0,346	0,140	-0,146	0,331	0,002	-0,117	-0,148	0,031	-0,202	-0,165	-0,314	-0,025
microp	0,701	-0,435	0,738	-0,218	0,036	-0,762	0,708	-0,744	0,632	0,397	-0,237	0,100	0,619	0,490	0,745	-0,470
macrop	0,448	-0,208	0,332	-0,446	-0,479	-0,462	0,543	-0,608	0,065	0,266	0,256	-0,064	0,301	0,329	0,335	-0,028
microp/n	0,263	-0,191	0,320	0,309	0,349	-0,282	0,192	-0,145	0,406	0,134	-0,303	0,092	0,265	0,141	0,320	-0,347
macrop/n	-0,263	0,191	-0,320	-0,309	-0,349	0,282	-0,192	0,145	-0,406	-0,134	0,303	-0,092	-0,265	-0,141	-0,320	0,347
argdisp	0,367	0,283	0,201	0,023	0,255	-0,414	0,382	-0,469	0,458	0,231	-0,243	0,709	0,453	0,211	0,241	-0,131
gfloc	0,098	-0,237	0,194	-0,021	-0,230	-0,032	0,036	0,129	-0,303	-0,021	0,325	-0,813	-0,154	-0,149	0,142	-0,354
gdisp	-0,098	0,237	-0,194	0,021	0,230	0,032	-0,036	-0,129	0,303	0,021	-0,325	0,813	0,154	0,149	-0,142	0,354
sfareia	-0,387	0,308	-0,484	-0,739	-0,763	0,370	-0,166	0,011	-0,063	0,527	0,730	-0,122	0,143	0,055	-0,491	0,469
sfalite	0,417	-0,279	0,499	0,705	0,654	-0,383	0,196	-0,007	-0,063	-0,555	-0,618	-0,044	-0,245	-0,035	0,496	-0,457
sfargilla	-0,130	-0,166	-0,055	0,207	0,592	0,047	-0,142	-0,022	0,640	0,113	-0,601	0,844	0,507	-0,104	-0,002	-0,089
sffinos	0,365	-0,276	0,449	0,752	0,754	-0,346	0,149	0,007	0,036	-0,552	-0,730	0,095	-0,135	-0,064	0,454	-0,450
cfareia	-0,760	0,362	-0,750	-0,433	-0,566	0,761	-0,599	0,477	-0,327	0,172	0,593	-0,073	-0,135	-0,322	-0,757	0,538
cfalite	0,183	-0,173	0,423	0,742	0,765	-0,179	-0,040	0,173	-0,053	-0,584	-0,667	0,005	-0,334	-0,152	0,423	-0,428
cfargilla	0,854	-0,288	0,508	-0,391	-0,229	-0,861	0,927	-0,933	0,549	0,553	0,054	0,100	0,655	0,679	0,520	-0,194
cffinos	0,728	-0,350	0,699	0,472	0,544	-0,718	0,564	-0,422	0,246	-0,262	-0,611	0,039	0,102	0,262	0,705	-0,524
pareia	-0,713	0,277	-0,697	-0,496	-0,592	0,701	-0,534	0,392	0,506	0,055	0,582	-0,101	-0,065	-0,204	-0,705	0,553
psalite	0,083	-0,080	0,256	0,803	0,759	-0,054	-0,145	0,303	-0,239	0,245	-0,642	0,020	-0,383	-0,293	0,257	-0,361
pargilla	0,915	-0,295	0,671	-0,317	-0,124	-0,935	0,951	-0,950	0,528	0,481	-0,012	0,119	0,583	0,668	0,681	-0,330
cfargilla/cfargilla	0,877	-0,203	0,514	-0,411	-0,385	-0,859	0,951	-0,900	0,343	0,496	0,221	-0,153	0,457	0,697	0,510	-0,166
w _L	0,784	-0,515	0,733	0,185	0,345	-0,801	0,700	-0,623	0,506	0,055	-0,518	0,246	0,170	0,456	0,750	-0,437
w _P	0,835	-0,472	0,769	-0,038	0,220	-0,864	0,789	-0,758	0,585	0,206	-0,421	0,224	0,336	0,469	0,788	-0,491
I _p	0,481	-0,532	0,664	0,323	0,498	-0,506	0,344	-0,270	0,295	-0,230	0,629	0,219	-0,037	0,033	0,679	-0,573
I _c	0,844	-0,470	0,853	-0,107	0,159	-0,875	0,790	-0,756	0,522	0,185	0,374	0,135	0,264	0,457	0,866	-0,531
I _A	0,123	-0,443	0,588	0,276	0,363	-0,142	-0,043	0,130	-0,045	-0,450	0,509	-0,070	-0,409	-0,296	0,582	-0,536
tgβ	0,573	-0,395	0,436	0,368	0,260	-0,545	0,480	-0,333	0,022	-0,214	-0,292	0,012	-0,111	0,364	0,433	-0,238
φ	-0,071	0,454	-0,138	0,333	0,373	0,099	-0,158	0,194	-0,068	-0,034	0,036	-0,032	-0,125	-0,064	-0,137	0,018
C	-0,573	0,214	-0,542	0,203	0,074	0,621	-0,581	0,639	-0,192	-0,078	0,125	-0,097	-0,495	-0,552	-0,548	0,041
R ³	0,449	-0,140	0,286	-0,018	0,102	-0,505	0,480	-0,570	0,114	-0,098	-0,253	0,323	0,488	0,539	0,309	0,151
tAl ₂ O ₃	0,999	-0,268	0,756	-0,104	-0,001	-0,991	0,971	-0,885	0,433	0,290	-0,141	-0,025	0,387	0,658	0,759	-0,370
tCaO	-0,383	0,847	-0,440	0,149	0,176	0,349	-0,330	0,228	0,058	0,194	0,175	0,370	0,130	-0,245	-0,421	0,170
tFe ₂ O ₃	0,847	-0,407	0,957	-0,185	0,072	-0,901	0,811	-0,798	0,520	0,251	-0,290	-0,009	0,250	0,552	0,962	-0,498
tK ₂ O	-0,098	0,037	-0,159	1,000	0,826	0,139	-0,280	0,427	-0,131	-0,565	-0,553	0,232	-0,316	-0,185	-0,150	-0,038
tMgO	-0,012	-0,147	0,103	0,817	1,000	-0,016	-0,188	0,212	0,257	-0,366	-0,753	0,532	-0,036	-0,162	0,135	-0,267
tSiO ₂	-0,987	0,280	-0,804	0,141	-0,013	1,000	-0,969	0,914	-0,489	-0,322	0,165	-0,021	-0,417	-0,669	-0,811	0,392
tTiO ₂	0,966	-0,201	0,681	-0,289	-0,195	-0,967	1,000	-0,952	0,447	0,433	0,023	-0,044	0,450	0,734	0,683	-0,253
tPF	0,892	-0,214	0,710	-0,486	-0,284	-0,923	0,960	-0,979	0,518	0,548	0,083	-0,011	0,572	0,661	0,714	-0,320
oAl ₂ O ₃	0,328	-0,145	0,366	-0,455	-0,253	-0,426	0,475	-0,616	0,510	0,554	0,100	-0,039	0,504	0,537	0,371	-0,098
oCaO	-0,246	-0,247	-0,279	-0,250	-0,237	0,254	-0,223	0,127	-0,340	-0,318	-0,003	0,046	0,478	-0,177	-0,284	0,196

	Fe ₃ O ₃ N/Fe ₂ O ₃	Gibbsita	Caulinita	Illita	Quartzo	Rutilo	Caul + Illita	Goethita (matriz)	Hematita (matriz)	Hematita (nodular)	Hematita (total)	Oxih Fe (matriz)	Oxih Fe (total)	Dxih Fe-Al (matriz)	Oxih Fe-Al (total)
w _n	0,323	0,669	0,452	0,121	-0,707	0,727	0,443	0,375	0,273	0,414	0,452	0,488	0,514	0,669	0,676
G	0,553	-0,093	0,636	0,531	-0,616	0,265	0,841	0,282	-0,186	0,644	0,530	0,066	0,562	-0,077	0,092
γ _o	-0,244	-0,741	-0,602	0,653	0,520	-0,724	-0,101	0,000	-0,669	-0,660	-0,788	-0,515	-0,730	-0,737	-0,795
γ _d	-0,327	-0,846	-0,663	0,540	0,664	-0,845	-0,219	-0,106	-0,652	-0,711	-0,830	-0,581	-0,796	-0,841	-0,897
e	0,328	0,878	0,709	-0,481	-0,736	0,911	0,292	0,139	0,690	0,723	0,852	0,634	0,824	0,876	0,930
n	0,374	0,824	0,716	-0,475	-0,716	0,859	0,301	0,128	0,624	0,760	0,866	0,575	0,835	0,820	0,891
Sr	0,025	-0,180	-0,252	0,591	0,017	-0,159	0,149	0,192	-0,432	-0,314	-0,407	-0,189	-0,328	-0,187	-0,238
microp	0,470	0,658	0,587	-0,264	-0,653	0,706	0,322	0,410	0,255	0,745	0,747	0,501	0,797	0,660	0,750
macrop	0,028	0,562	0,470	-0,479	-0,381	0,560	0,097	-0,323	0,751	0,335	0,518	0,337	0,397	0,553	0,557
microp/n	0,347	0,150	0,134	0,136	-0,254	0,176	0,192	0,485	-0,312	0,320	0,201	0,121	0,310	0,151	0,208
macrop/n	-0,347	-0,150	-0,134	-0,136	0,254	-0,176	-0,192	-0,485	0,312	-0,320	-0,201	0,121	-0,310	0,151	-0,208
argdisp	0,131	0,298	0,362	0,057	-0,421	0,362	0,332	0,167	0,186	0,241	0,271	0,268	0,294	0,304	0,320
gdisc	0,354	0,076	0,002	-0,068	-0,004	0,045	-0,039	-0,156	-0,140	0,142	0,089	-0,223	0,043	0,043	0,072
gdisp	-0,354	-0,076	-0,002	0,068	0,004	-0,045	0,039	0,156	0,140	-0,142	-0,089	0,223	-0,043	-0,043	-0,072
sfareia	-0,469	0,189	-0,579	-0,735	0,603	-0,183	-0,918	-0,321	0,354	-0,491	-0,343	0,033	-0,400	0,176	0,031
sfisite	0,457	-0,156	0,598	0,697	-0,614	0,214	0,911	0,260	-0,296	0,496	0,364	-0,035	0,404	-0,147	-0,004
sfargila	0,089	-0,173	-0,068	0,227	0,025	-0,149	0,081	0,328	-0,308	-0,002	-0,090	0,007	0,001	-0,157	-0,135
sfifnos	0,450	-0,203	0,539	0,765	-0,586	0,165	0,903	0,355	-0,377	0,454	0,304	-0,026	0,372	-0,189	-0,050
cfareia	-0,538	-0,277	-0,805	-0,459	0,889	-0,612	-0,936	-0,465	-0,017	-0,757	-0,690	-0,359	-0,758	-0,295	-0,439
cfisite	0,428	-0,380	0,417	0,718	-0,401	-0,027	0,774	0,353	-0,504	0,423	0,239	-0,125	0,312	-0,362	-0,207
cfargila	0,194	0,925	0,597	-0,320	-0,742	0,928	0,297	0,192	0,718	0,520	0,675	0,694	0,674	0,927	0,924
cfifnos	0,524	0,232	0,786	0,518	-0,877	0,579	0,957	0,424	-0,013	0,705	0,634	0,305	0,695	0,247	0,386
pareia	-0,553	-0,197	-0,803	-0,525	0,864	-0,547	-0,974	-0,351	0,038	-0,705	-0,627	-0,231	-0,670	-0,207	-0,351
psilite	0,361	-0,473	0,318	0,799	-0,310	-0,132	0,742	0,246	-0,572	0,257	0,069	-0,257	0,127	-0,463	-0,334
pargilla	0,330	0,888	0,742	-0,272	-0,841	0,952	0,445	0,187	0,677	0,681	0,810	0,660	0,798	0,889	0,931
cfargila/sfargila	0,166	0,948	0,606	-0,346	-0,747	0,953	0,289	0,110	0,781	0,510	0,684	0,682	0,662	0,947	0,938
w _L	0,437	0,445	0,845	0,177	-0,876	0,714	0,800	0,262	0,304	0,750	0,766	0,429	0,776	0,457	0,577
w _P	0,491	0,567	0,867	0,038	-0,896	0,804	0,734	0,213	0,428	0,788	0,835	0,488	0,828	0,575	0,688
I _P	0,573	0,041	0,752	0,369	-0,678	0,370	0,839	0,047	-0,011	0,679	0,611	0,026	0,578	0,040	0,201
I _C	0,531	0,560	0,926	-0,056	-0,892	0,805	0,726	0,148	0,444	0,866	0,911	0,451	0,881	0,565	0,698
I _A	0,536	-0,311	0,560	0,221	-0,307	-0,017	0,592	-0,166	-0,301	0,582	0,441	-0,355	0,366	-0,326	-0,137
tgβ	0,238	0,252	0,613	0,366	-0,681	0,498	0,723	0,093	0,277	0,433	0,471	0,282	0,460	0,263	0,333
φ	-0,018	-0,207	-0,177	0,310	0,094	-0,178	0,042	0,293	-0,302	-0,137	-0,210	-0,014	-0,120	-0,191	-0,198
C	-0,041	-0,549	-0,503	0,288	0,520	-0,578	-0,239	-0,396	-0,329	-0,548	-0,590	-0,547	-0,647	-0,566	-0,621
R ¹	-0,151	0,400	0,385	0,075	-0,514	0,486	0,361	0,451	0,376	0,309	0,387	0,624	0,473	0,439	0,453
tAl ₂ O ₃	0,370	0,813	0,845	-0,081	-0,958	0,974	0,644	0,313	0,551	0,759	0,844	0,656	0,861	0,820	0,891
tCr ₂ O ₃	-0,170	-0,205	-0,527	0,155	0,378	-0,370	-0,339	0,231	-0,391	-0,421	-0,493	-0,129	-0,398	-0,203	-0,277
tFe ₂ O ₃	0,498	0,627	0,879	-0,205	-0,855	0,819	0,598	0,345	0,383	0,962	0,980	0,550	0,996	0,638	0,784
tK ₂ O	0,038	-0,503	-0,053	0,946	-0,102	-0,280	0,526	0,383	-0,589	-0,150	-0,304	-0,169	-0,183	-0,479	-0,448
tMgO	0,267	-0,442	0,138	0,818	-0,214	-0,185	0,605	0,437	-0,546	0,135	-0,033	-0,095	0,081	-0,415	-0,323
tSiO ₂	-0,392	-0,815	-0,853	0,120	0,955	-0,971	-0,628	-0,351	-0,541	-0,811	-0,888	-0,677	-0,912	-0,824	-0,907
tTiO ₂	0,253	0,921	0,749	-0,259	-0,877	0,999	0,459	0,285	0,680	0,683	0,812	0,735	0,825	0,928	0,965
tPF	0,320	0,932	0,710	-0,428	-0,789	0,959	0,325	0,201	0,689	0,714	0,843	0,679	0,832	0,932	0,975
oAl ₂ O ₃	0,098	0,586	0,087	-0,388	-0,254	0,468	-0,163	0,501	0,335	0,371	0,431	0,630	0,527	0,609	0,614
oCr ₂ O ₃	-0,196	-0,122	-0,175	-0,203	0,287	-0,210	-0,265	-0,297	0,047	-0,284	-0,243	-0,184	-0,301	-0,133	-0,184

	w _n	G	yo	yd	ε	n	Sr	microp	macrop	microp/n	macrop/n	argdisp	gfloc	gdisp	sfareia
oFe ₂ O ₃	0,478	0,058	-0,501	-0,568	0,623	0,562	-0,165	0,490	0,329	0,141	-0,141	0,211	-0,149	0,149	0,055
oK ₂ O	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oMgO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oSiO ₂	0,266	0,229	0,470	0,324	-0,292	-0,294	0,635	0,032	-0,558	0,469	-0,469	-0,186	0,220	-0,220	-0,232
oTiO ₂	0,260	-0,072	-0,744	-0,705	0,776	0,688	-0,534	0,333	0,758	-0,254	0,254	0,202	-0,101	0,101	0,102
oSOMA	0,493	0,065	-0,540	-0,608	0,656	0,601	-0,185	0,543	0,327	0,171	-0,171	0,188	-0,115	0,115	0,091
aAl ₂ O ₃	0,279	-0,091	-0,244	-0,297	0,227	0,286	-0,102	0,288	0,117	0,116	-0,116	0,731	-0,736	0,736	-0,064
aCaO	0,117	0,037	0,035	-0,011	-0,064	0,013	0,055	0,236	-0,292	0,353	-0,353	0,290	-0,390	0,390	-0,129
aFe ₂ O ₃	0,151	-0,032	-0,079	-0,108	0,055	0,105	-0,073	0,098	0,052	-0,006	0,006	0,639	-0,838	0,838	-0,104
aK ₂ O	0,219	0,077	0,108	0,028	-0,083	-0,021	0,163	0,181	-0,277	0,274	-0,274	0,544	-0,683	0,683	-0,205
aMgO	0,287	0,138	0,079	-0,020	-0,031	0,033	0,195	0,242	-0,265	0,331	-0,331	0,555	-0,589	0,589	-0,292
aSiO ₂	0,342	0,203	0,052	-0,059	0,015	0,077	0,197	0,288	-0,249	0,343	-0,343	0,625	-0,644	0,644	-0,298
aTiO ₂	0,287	0,138	0,079	-0,020	-0,031	0,033	0,195	0,242	-0,265	0,331	-0,331	0,555	-0,589	0,589	-0,292
aSOMA	0,242	-0,045	-0,153	-0,205	0,141	0,199	-0,058	0,226	0,047	0,105	-0,105	0,694	-0,773	0,773	-0,101
o+a Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	0,512	0,033	-0,511	-0,590	0,600	0,582	-0,178	0,546	0,289	0,187	-0,187	0,466	-0,441	0,441	0,029
o+a Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	-0,334	-0,542	0,228	0,316	-0,329	-0,363	-0,061	-0,469	-0,008	-0,370	0,370	-0,057	-0,462	0,462	0,447
rAl ₂ O ₃	0,734	0,419	-0,625	-0,761	0,840	0,791	-0,072	0,701	0,448	0,263	-0,263	0,367	0,098	-0,098	-0,387
rCaO	-0,260	-0,518	0,365	0,410	-0,414	-0,451	0,140	-0,435	-0,208	-0,191	0,191	0,283	-0,237	0,237	0,308
rFe ₂ O ₃	0,404	0,645	-0,654	-0,704	0,719	0,753	-0,309	0,738	0,332	0,320	-0,320	0,201	0,194	-0,194	-0,484
rK ₂ O	0,126	0,500	0,725	0,599	-0,547	-0,535	0,686	-0,218	-0,646	0,309	-0,309	0,023	-0,021	0,021	-0,739
rMgO	0,125	0,597	0,398	0,312	-0,299	-0,246	0,346	0,036	-0,479	0,349	-0,349	0,255	-0,230	0,230	-0,763
rSiO ₂	-0,719	-0,432	0,690	0,816	-0,874	-0,846	0,146	-0,762	-0,462	-0,282	0,282	-0,414	-0,032	0,032	0,370
rTiO ₂	0,733	0,239	-0,715	-0,840	0,903	0,850	-0,146	0,708	0,543	0,192	-0,192	0,382	0,036	-0,036	-0,166
rSOMA	-0,635	-0,126	0,835	0,918	-0,939	-0,915	0,331	-0,744	-0,608	-0,145	0,145	-0,469	0,129	-0,129	0,011
pH H ₂ O	0,589	0,108	-0,398	-0,522	0,516	0,520	0,002	0,632	0,065	0,406	-0,406	0,458	-0,303	0,303	-0,063
pH KCl	0,400	-0,419	-0,449	-0,507	0,496	0,455	-0,117	0,397	0,266	0,134	-0,134	0,231	-0,021	0,021	0,527
ΔpH	-0,183	-0,647	-0,099	-0,028	0,021	-0,035	-0,148	-0,237	0,256	0,303	0,303	-0,243	0,325	-0,325	0,730
CTC	0,140	-0,050	0,007	-0,041	-0,043	0,039	0,031	0,100	-0,064	0,092	-0,092	0,709	-0,813	0,813	-0,122
MO	0,451	-0,146	-0,591	-0,669	0,598	0,645	-0,202	0,619	0,301	0,265	-0,265	0,453	-0,154	0,154	0,143
Fe ₂ O ₃ D	0,478	0,058	-0,501	-0,568	0,623	0,562	-0,165	0,490	0,329	0,141	-0,141	0,211	-0,149	0,149	0,055
Fe ₂ O ₃ N	0,414	0,644	-0,660	-0,711	0,723	0,760	-0,314	0,745	0,335	0,320	-0,320	0,241	0,142	-0,142	-0,491
Fe ₂ O ₃ DHFe ₂ O ₃	-0,323	-0,553	0,244	0,327	-0,328	-0,374	-0,025	-0,470	-0,028	-0,347	0,347	-0,131	-0,354	0,354	0,469
Fe ₂ O ₃ NHFe ₂ O ₃	0,323	0,553	-0,244	-0,327	0,328	0,374	0,025	0,470	0,028	0,347	-0,347	0,131	0,354	-0,354	-0,469
Gibbsita	0,669	-0,093	-0,741	-0,846	0,878	0,824	-0,180	0,658	0,562	0,150	-0,150	0,298	0,076	-0,076	0,189
Caulinita	0,452	0,636	-0,602	-0,663	0,709	0,716	-0,252	0,587	0,470	0,134	-0,134	0,362	0,002	-0,002	-0,579
Illita	0,121	0,531	0,653	0,540	-0,481	-0,475	0,591	-0,264	-0,479	0,136	-0,136	0,057	-0,068	0,068	-0,735
Quartzão	-0,707	-0,616	0,520	0,664	-0,736	-0,716	0,017	-0,653	-0,381	-0,254	0,254	-0,421	-0,004	0,004	0,603
Rutilo	0,727	0,265	-0,724	-0,845	0,911	0,859	-0,159	0,706	0,560	0,176	-0,176	0,362	0,045	-0,045	-0,183
Caul + Illita	0,443	0,841	-0,101	-0,219	0,292	0,301	0,149	0,322	0,097	0,192	-0,192	0,332	-0,039	0,039	-0,918
Goethita (matriz)	0,375	0,282	0,000	-0,106	0,139	0,128	0,192	0,410	-0,323	0,485	-0,485	0,167	-0,156	0,156	-0,321
Hematita (matriz)	0,273	-0,186	-0,669	-0,652	0,690	0,624	-0,432	0,255	0,751	-0,312	0,312	0,186	-0,140	0,140	0,354
Hematita (nodular)	0,414	0,644	-0,660	-0,711	0,723	0,760	-0,314	0,745	0,335	0,320	-0,320	0,241	0,142	-0,142	-0,491
Hematita (total)	0,452	0,530	-0,788	-0,830	0,852	0,866	-0,407	0,747	0,518	0,201	-0,201	0,271	0,089	-0,089	-0,343
Oxh Fe (matriz)	0,488	0,066	-0,515	-0,581	0,634	0,575	-0,189	0,501	-0,323	0,485	-0,485	0,167	-0,156	0,156	0,223
Oxh Fe (total)	0,514	0,562	-0,730	-0,796	0,824	0,835	-0,328	0,797	0,397	0,310	-0,310	0,294	0,043	-0,043	-0,400
Oxh Fe+Al (matriz)	0,669	-0,077	-0,737	-0,841	0,876	0,820	-0,187	0,660	0,553	0,151	-0,151	0,304	0,043	-0,043	0,176
Oxh Fe+Al (total)	0,676	0,092	-0,795	-0,897	0,930	0,891	-0,238	0,750	0,557	0,208	-0,208	0,320	0,072	-0,072	0,031

	sfsilte	sfargila	sffinos	cfareia	cfsilte	cfargila	cffinos	pareia	psilte	pargila	cfargila/sfargila	wL	wP	I _r	I _c
oFe ₂ O ₃	-0,035	-0,104	-0,064	-0,322	-0,152	0,679	0,262	-0,204	-0,293	0,668	0,697	0,456	0,469	0,033	0,457
oK ₂ O	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oMgO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oSiO ₂	0,264	-0,152	0,208	-0,100	0,223	-0,161	0,095	-0,090	0,159	-0,074	-0,092	0,207	-0,088	0,080	-0,100
oTiO ₂	-0,067	-0,183	-0,111	-0,292	-0,245	0,761	0,250	-0,228	-0,279	0,684	0,774	0,317	0,499	0,015	0,516
oSOMA	-0,074	-0,092	-0,096	-0,308	-0,177	0,692	0,246	-0,174	-0,336	0,680	0,707	0,444	0,473	0,024	0,460
aAl ₂ O ₃	-0,108	0,871	0,038	-0,163	-0,082	0,350	0,103	-0,156	-0,079	0,325	0,072	0,296	0,365	0,194	0,272
aCaO	-0,050	0,914	0,110	-0,093	0,113	-0,020	0,017	-0,046	0,088	-0,047	-0,308	0,091	0,088	0,117	0,005
aFe ₂ O ₃	-0,064	0,855	0,084	-0,122	-0,005	0,185	0,076	-0,117	0,008	0,157	-0,076	0,274	0,303	0,223	0,202
aK ₂ O	0,022	0,936	0,199	-0,160	0,142	0,038	0,123	-0,137	0,133	0,025	-0,235	0,238	0,217	0,216	0,104
aMgO	0,105	0,965	0,278	-0,243	0,198	0,082	0,205	-0,235	0,204	0,075	-0,206	0,300	0,290	0,306	0,181
aSiO ₂	0,120	0,916	0,281	-0,286	0,207	0,132	0,244	-0,269	0,173	0,163	-0,134	0,404	0,379	0,370	0,276
aTiO ₂	0,105	0,965	0,278	-0,243	0,198	0,082	0,205	-0,235	0,204	0,075	-0,206	0,300	0,290	0,306	0,181
aSOMA	-0,076	0,897	0,078	-0,158	-0,027	0,267	0,104	-0,150	-0,023	0,244	-0,012	0,294	0,341	0,220	0,241
o+a SOMA	-0,094	0,328	-0,044	-0,323	-0,157	0,686	0,248	-0,210	-0,286	0,666	0,573	0,495	0,541	0,119	0,485
o+a Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	-0,456	0,026	-0,429	0,523	-0,413	-0,193	-0,513	0,536	-0,343	-0,328	-0,199	-0,409	-0,453	-0,525	-0,502
rAl ₂ O ₃	0,417	-0,130	0,365	-0,760	0,183	0,854	0,728	-0,713	0,083	0,915	0,877	0,784	0,835	0,481	0,844
rCaO	-0,279	-0,166	-0,276	0,362	-0,173	-0,288	-0,350	0,277	-0,080	-0,295	-0,203	-0,515	-0,472	-0,532	-0,470
rFe ₂ O ₃	0,499	-0,055	0,449	-0,750	0,423	0,508	0,699	-0,697	0,256	0,671	0,514	0,733	0,769	0,664	0,853
rK ₂ O	0,705	0,207	0,752	-0,433	0,742	-0,391	0,472	-0,496	0,803	-0,317	-0,411	0,185	-0,038	0,323	-0,107
rMgO	0,654	0,592	0,754	-0,566	0,765	-0,229	0,544	-0,592	0,759	-0,124	-0,385	0,345	0,220	0,498	0,159
rSiO ₂	-0,383	0,047	-0,346	0,761	-0,179	-0,861	-0,718	0,701	-0,054	-0,835	-0,859	-0,801	0,789	-0,506	-0,875
rTiO ₂	0,196	-0,142	0,149	-0,599	-0,040	0,927	0,564	-0,534	-0,145	0,951	0,951	0,700	0,789	0,344	0,790
rSOMA	-0,007	-0,022	0,007	0,477	0,173	-0,933	-0,422	0,392	0,303	-0,950	-0,900	-0,623	-0,758	-0,270	-0,756
pH H ₂ O	-0,063	0,640	0,036	-0,327	-0,053	0,549	0,246	-0,239	-0,145	0,528	0,343	0,506	0,585	0,295	0,522
pH KCl	-0,555	0,113	-0,552	0,172	-0,584	0,553	-0,262	0,245	-0,649	0,481	0,496	0,055	0,206	-0,230	0,185
ΔpH	-0,618	-0,601	-0,730	0,593	-0,667	0,054	-0,611	0,582	-0,642	-0,012	0,221	-0,518	-0,421	0,629	0,374
CTC	-0,044	0,844	0,095	-0,073	0,005	0,100	0,039	-0,101	0,020	0,119	-0,153	0,246	0,224	0,219	0,135
MO	-0,245	0,507	-0,135	-0,135	-0,334	0,655	0,102	-0,065	-0,383	0,583	0,457	0,170	0,336	-0,037	0,264
Fe ₂ O ₃ D	-0,035	-0,104	-0,064	-0,322	-0,152	0,679	0,262	-0,204	-0,293	0,668	0,697	0,456	0,469	0,033	0,457
Fe ₂ O ₃ N	0,496	-0,002	0,454	-0,757	0,423	0,520	0,705	-0,705	0,257	0,681	0,510	0,750	0,788	0,679	0,866
Fe ₂ O ₃ D/Fe ₂ O ₃	-0,457	-0,089	-0,450	0,538	-0,428	-0,194	-0,524	0,553	-0,361	-0,330	-0,166	-0,437	-0,491	-0,573	-0,531
Fe ₂ O ₃ N/Fe ₂ O ₃	0,457	0,089	0,450	-0,538	0,428	0,194	0,524	-0,553	0,361	0,330	0,166	0,437	0,491	0,573	0,531
Gibbsita	-0,156	-0,173	-0,203	-0,277	-0,380	0,925	0,232	-0,197	-0,473	0,888	0,948	0,445	0,567	0,041	0,560
Caulinita	0,598	-0,068	0,539	-0,805	0,417	0,597	0,786	-0,803	0,318	0,742	0,606	0,845	0,867	0,752	0,926
Illita	0,697	0,227	0,765	-0,459	0,718	-0,320	0,518	-0,525	0,799	-0,272	-0,346	0,177	0,038	0,369	-0,056
Quartzo	-0,614	0,025	-0,586	0,889	-0,401	-0,742	-0,877	0,864	-0,310	-0,841	-0,747	-0,876	-0,896	-0,678	-0,892
Rutilo	0,214	-0,149	0,165	-0,612	-0,027	0,928	0,579	-0,547	-0,132	0,952	0,953	0,714	0,804	0,370	0,805
Caul + Illita	0,911	0,081	0,903	-0,936	0,774	0,297	0,957	-0,974	0,742	0,445	0,289	0,800	0,734	0,839	0,726
Goethita (matriz)	0,260	0,328	0,355	-0,465	0,353	0,192	0,424	-0,351	0,246	0,187	0,110	0,262	0,213	0,047	0,148
Hematita (matriz)	-0,296	-0,308	-0,377	-0,017	-0,504	0,718	-0,013	0,038	-0,572	0,677	0,781	0,304	0,428	-0,011	0,444
Hematita (nodular)	0,496	-0,002	0,454	-0,757	0,423	0,520	0,705	-0,705	0,257	0,681	0,510	0,750	0,788	0,679	0,866
Hematita (total)	0,364	-0,090	0,304	-0,690	0,239	0,675	0,634	-0,627	0,069	0,810	0,684	0,766	0,835	0,611	0,911
Oxid Fe (matriz)	-0,035	0,007	-0,026	-0,359	-0,125	0,694	0,305	-0,231	-0,257	0,660	0,682	0,429	0,488	0,026	0,451
Oxid Fe (total)	0,404	0,001	0,372	-0,758	0,312	0,674	0,695	-0,670	0,127	0,798	0,662	0,776	0,828	0,578	0,881
Oxid Fe+Al (matriz)	-0,147	-0,157	-0,189	-0,295	-0,362	0,927	0,247	-0,207	-0,463	0,889	0,947	0,457	0,575	0,040	0,565
Oxid Fe+Al (total)	-0,004	-0,135	-0,050	-0,439	-0,207	0,924	0,386	-0,351	-0,334	0,931	0,938	0,577	0,688	0,201	0,698

	I _A	tgβ	φ	C	R ²	tAl ₂ O ₃	tCaO	tFe ₂ O ₃	tK ₂ O	tMgO	tSiO ₂	tTiO ₂	tPF	oAl ₂ O ₃	oCaO
oFe ₂ O ₃	-0.296	0.364	-0.064	-0.552	0.539	0.658	-0.245	0.552	-0.185	-0.162	-0.669	0.734	0.661	0.537	-0.177
oK ₂ O	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oMgO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oSiO ₂	0.073	0.524	-0.041	0.025	-0.155	-0.025	-0.216	-0.091	0.560	0.252	0.057	-0.088	-0.265	-0.155	-0.161
oTiO ₂	-0.233	0.083	0.013	-0.509	0.497	0.705	-0.297	0.536	-0.503	-0.375	-0.687	0.775	0.768	0.273	0.040
oSOMA	-0.310	0.341	-0.097	-0.555	0.539	0.651	-0.243	0.572	-0.231	-0.186	-0.672	0.738	0.687	0.640	-0.172
aAl ₂ O ₃	-0.163	-0.096	0.028	-0.220	0.389	0.179	0.374	0.178	0.036	0.436	-0.232	0.185	0.255	0.160	-0.020
aCaO	-0.026	-0.264	0.159	-0.045	0.086	-0.145	0.343	0.020	0.228	0.614	0.080	-0.185	-0.104	0.165	-0.056
aFe ₂ O ₃	-0.111	-0.040	0.014	-0.075	0.367	0.039	0.309	0.069	0.163	0.521	-0.089	0.034	0.067	0.066	-0.067
aK ₂ O	-0.068	-0.064	0.063	-0.012	0.225	-0.060	0.380	0.019	0.347	0.665	0.006	-0.099	-0.073	0.131	-0.088
aMgO	0.025	-0.056	0.074	0.002	0.146	0.003	0.336	0.071	0.352	0.702	-0.049	-0.065	-0.031	0.058	-0.083
aSiO ₂	0.031	0.093	0.022	-0.008	0.188	0.071	0.289	0.144	0.360	0.705	-0.123	0.010	0.032	0.132	-0.146
aTiO ₂	0.025	-0.056	0.074	0.002	0.146	0.003	0.336	0.071	0.352	0.702	-0.049	-0.065	-0.031	0.058	-0.083
aSOMA	-0.130	-0.072	0.026	-0.146	0.363	0.110	0.359	0.132	0.117	0.507	-0.163	0.105	0.161	0.132	-0.049
o+a SOMA	-0.312	0.247	-0.068	-0.519	0.604	0.582	-0.037	0.528	-0.137	0.076	-0.623	0.651	0.634	0.583	-0.163
o+a Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	-0.515	-0.256	0.010	0.044	0.192	-0.383	0.206	-0.488	-0.027	-0.195	0.396	-0.270	-0.323	-0.097	0.191
rAl ₂ O ₃	0.123	0.573	-0.071	-0.573	0.449	0.999	-0.383	0.847	-0.098	-0.012	-0.987	0.966	0.892	0.328	-0.246
rCaO	-0.443	-0.395	0.454	0.214	-0.140	-0.268	0.847	-0.407	0.037	-0.147	0.280	-0.201	-0.214	-0.145	-0.247
rFe ₂ O ₃	0.588	0.436	-0.138	-0.542	0.286	0.756	-0.440	0.957	-0.159	0.103	-0.804	0.681	0.710	0.366	-0.279
rK ₂ O	0.276	0.368	0.333	0.203	-0.018	-0.104	0.149	-0.185	1.000	0.817	0.141	-0.289	-0.486	-0.455	-0.250
rMgO	0.363	0.260	0.373	0.074	0.102	-0.001	0.176	0.072	0.826	1.000	-0.013	-0.195	-0.284	-0.253	-0.237
rSiO ₂	-0.142	-0.545	0.099	0.621	-0.505	-0.991	0.349	-0.901	0.139	-0.016	1.000	-0.967	-0.923	-0.426	0.254
rTiO ₂	-0.043	0.480	-0.158	-0.581	0.480	0.971	-0.330	0.811	-0.280	-0.188	-0.969	1.000	0.960	0.475	-0.223
rSOMA	0.130	-0.333	0.194	0.639	-0.570	-0.885	0.228	-0.798	0.427	0.212	0.914	-0.952	-0.979	-0.616	0.127
pH H ₂ O	-0.045	0.022	-0.068	-0.192	0.114	0.433	0.058	0.520	-0.131	0.257	-0.489	0.447	0.518	0.510	-0.340
pH KCl	-0.450	-0.214	-0.034	-0.078	-0.098	0.290	0.194	0.251	-0.565	-0.366	-0.322	0.433	0.548	0.554	-0.318
ΔpH	0.509	-0.292	0.036	0.125	-0.253	-0.141	0.175	-0.290	-0.553	-0.753	0.165	0.023	0.083	0.100	-0.003
CTC	-0.070	0.012	-0.032	-0.097	0.323	-0.025	0.370	-0.009	0.232	0.532	-0.021	-0.044	-0.011	-0.039	0.046
MO	-0.409	-0.111	-0.125	-0.495	0.488	0.387	0.130	0.250	-0.316	-0.036	-0.417	0.450	0.572	0.504	0.478
Fe ₂ O ₃ D	-0.296	0.364	-0.064	-0.552	0.539	0.658	-0.245	0.552	-0.185	-0.162	-0.669	0.734	0.661	0.537	-0.177
Fe ₂ O ₃ N	0.582	0.433	-0.137	-0.548	0.309	0.759	-0.421	0.962	-0.150	0.135	-0.811	0.683	0.714	0.371	-0.284
Fe ₂ O ₃ D/Fe ₂ O ₃	-0.536	-0.238	0.018	0.041	0.151	-0.370	0.170	-0.498	-0.038	-0.267	0.392	-0.253	-0.320	-0.098	0.196
Fe ₂ O ₃ N/Fe ₂ O ₃	0.536	0.238	-0.018	-0.041	-0.151	0.370	-0.170	0.498	0.038	0.267	-0.392	0.253	0.320	0.098	-0.196
Gibbsite	-0.311	0.252	-0.207	-0.549	0.400	0.813	-0.205	0.627	-0.503	-0.442	-0.815	0.921	0.932	0.586	-0.122
Caulinita	0.560	0.613	-0.177	-0.503	0.385	0.845	-0.527	0.879	-0.053	0.138	-0.853	0.749	0.710	0.087	-0.175
Illita	0.221	0.366	0.310	0.288	0.075	-0.081	0.155	-0.205	0.946	0.818	0.120	-0.259	-0.428	-0.388	-0.203
Quartzo	-0.307	-0.681	0.094	0.520	-0.514	-0.958	0.378	-0.855	-0.102	-0.214	0.955	-0.877	-0.789	-0.254	0.287
Rutilo	-0.017	0.498	-0.178	-0.578	0.486	0.974	-0.370	0.819	-0.280	-0.185	-0.971	0.999	0.959	0.468	-0.210
Cnaul + Illita	0.592	0.723	0.042	-0.239	0.361	0.644	-0.339	0.598	0.526	0.605	-0.628	0.325	0.325	-0.163	-0.265
Goethita (matriz)	-0.166	0.093	0.293	-0.396	0.451	0.313	0.231	0.345	0.383	0.437	-0.351	0.285	0.201	0.501	-0.297
Hematita (matriz)	-0.301	0.277	-0.302	-0.329	0.376	0.551	-0.391	0.383	-0.589	-0.546	-0.541	0.680	0.689	0.335	0.047
Itematita (nodular)	0.582	0.433	-0.137	-0.548	0.309	0.759	-0.421	0.962	-0.150	0.135	-0.811	0.683	0.714	0.371	-0.284
Hematita (total)	0.441	0.471	-0.210	-0.590	0.387	0.844	-0.493	0.980	-0.304	-0.033	-0.888	0.812	0.843	0.431	-0.243
Oxih Fe (matriz)	-0.355	0.282	-0.014	-0.547	0.624	0.656	-0.129	0.550	-0.169	-0.095	-0.677	0.735	0.679	0.630	-0.184
Oxih Fe (total)	0.366	0.460	-0.120	-0.647	0.473	0.861	-0.398	0.996	-0.183	0.081	-0.912	0.825	0.832	0.527	-0.301
Oxih Fe-Al (matriz)	-0.326	0.263	-0.191	-0.566	0.439	0.820	-0.203	0.638	-0.479	-0.415	-0.824	0.928	0.932	0.609	-0.133
Oxih Fe-Al (total)	-0.137	0.333	-0.198	-0.621	0.453	0.891	-0.277	0.784	-0.448	-0.323	-0.907	0.965	0.975	0.614	-0.184

	oFe₂O₃	oK₂O	oMgO	oSiO₂	oTiO₂	oSOMA	aAl₂O₃	aCaO	aFe₂O₃	aK₂O	aMgO	aSiO₂	aTiO₂	aSOMA	o+a SOMA	o+a Fe₂O₃+FeO
oFe₂O₃	1,000	NA	NA	0,271	0,681	0,992	0,193	-0,118	0,210	0,068	-0,061	0,086	-0,061	0,178	0,892	0,345
oK₂O	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oMgO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oSiO₂	0,271	NA	NA	1,000	-0,358	0,236	-0,220	-0,088	-0,099	0,015	-0,070	0,042	-0,070	-0,159	0,122	0,255
oTiO₂	0,681	NA	NA	-0,358	1,000	0,654	0,128	-0,293	0,068	-0,210	-0,219	-0,184	-0,219	0,062	0,563	0,105
oSOMA	0,992	NA	NA	0,236	0,654	1,000	0,192	-0,085	0,193	0,077	-0,052	0,094	-0,052	0,175	0,897	0,297
aAl₂O₃	0,193	NA	NA	-0,220	0,128	0,192	1,000	0,792	0,943	0,871	0,870	0,871	0,870	0,989	0,602	0,100
aCaO	-0,118	NA	NA	0,192	1,000	-0,085	0,792	0,763	1,000	0,889	0,917	0,855	0,917	0,299	0,299	-0,059
aFe₂O₃	0,210	NA	NA	-0,099	0,068	0,193	0,943	0,763	1,000	0,865	0,968	0,894	0,865	0,978	0,597	0,297
aK₂O	0,068	NA	NA	0,015	-0,210	0,077	0,871	0,889	0,915	1,000	0,968	0,975	0,968	0,923	0,478	0,151
aMgO	-0,061	NA	NA	-0,070	-0,219	-0,052	0,870	0,917	0,865	0,971	1,000	0,971	1,000	0,905	0,365	-0,058
aSiO₂	0,086	NA	NA	0,042	-0,184	0,094	0,871	0,855	0,894	0,975	0,971	1,000	0,971	0,489	0,489	0,000
aTiO₂	-0,061	NA	NA	-0,070	-0,219	-0,052	0,870	0,917	0,865	0,968	1,000	0,971	1,000	0,365	0,365	-0,058
aSOMA	0,178	NA	NA	-0,159	0,062	0,175	0,989	0,819	0,878	0,923	0,905	0,915	0,905	1,000	0,592	0,155
o+a SOMA	0,892	NA	NA	0,122	0,563	0,897	0,602	0,299	0,597	0,478	0,365	0,489	0,365	1,000	1,000	0,313
o+a Fe₂O₃+FeO	0,345	NA	NA	0,255	0,105	0,297	0,100	-0,059	0,297	0,151	-0,058	0,000	-0,058	0,155	0,313	1,000
rAl₂O₃	0,649	NA	NA	-0,014	0,704	0,640	0,141	-0,180	0,004	-0,096	-0,031	0,037	-0,031	0,072	0,556	-0,389
rCaO	-0,152	NA	NA	-0,133	-0,173	-0,165	-0,028	-0,166	-0,076	-0,072	-0,136	-0,136	-0,136	-0,055	-0,159	0,217
rFe₂O₃	0,290	NA	NA	-0,186	0,386	0,318	0,082	0,014	-0,051	-0,057	0,047	0,081	0,047	0,032	0,274	-0,688
rK₂O	-0,187	NA	NA	0,564	-0,503	-0,234	0,020	0,213	0,147	0,332	0,337	0,345	0,337	0,101	-0,146	-0,029
rMgO	-0,163	NA	NA	0,254	-0,375	-0,187	0,431	0,609	0,516	0,660	0,697	0,700	0,697	0,502	0,073	-0,195
rSiO₂	-0,670	NA	NA	0,056	-0,686	-0,672	-0,235	0,078	-0,092	0,002	-0,052	-0,126	-0,052	-0,167	-0,625	0,395
rTiO₂	0,730	NA	NA	-0,077	0,760	0,734	0,182	-0,183	0,028	-0,098	-0,063	0,012	-0,063	0,102	0,647	-0,282
rSOMA	-0,764	NA	NA	0,194	-0,772	-0,785	-0,369	0,020	-0,212	-0,059	-0,061	-0,145	-0,061	-0,288	-0,771	0,176
pH H₂O	0,278	NA	NA	-0,215	0,179	0,326	0,704	0,701	0,585	0,650	0,713	0,703	0,713	0,683	0,574	-0,312
pH KCl	0,261	NA	NA	-0,275	0,257	0,321	0,338	0,257	0,132	0,095	0,132	0,121	0,132	0,255	0,377	-0,190
ΔpH	0,004	NA	NA	-0,093	0,113	0,022	-0,394	-0,491	-0,512	-0,634	-0,661	-0,663	-0,661	-0,472	-0,195	0,124
CTC	0,125	NA	NA	0,031	-0,085	0,102	0,918	0,720	0,953	0,890	0,841	0,882	0,841	0,945	0,508	0,286
MO	0,280	NA	NA	-0,326	0,351	0,329	0,592	0,386	0,384	0,365	0,401	0,380	0,401	0,512	0,499	-0,124
Fe₂O₃D	1,000	NA	NA	0,271	0,681	0,992	0,193	-0,118	0,210	0,068	-0,061	0,086	-0,061	0,178	0,892	0,345
Fe₂O₃N	0,303	NA	NA	-0,192	0,390	0,330	0,140	0,062	0,011	0,000	0,101	0,137	0,101	0,092	0,311	-0,670
Fe₂O₃DMFe₂O₃	0,359	NA	NA	0,305	0,112	0,312	-0,018	-0,165	0,172	0,036	-0,173	-0,112	-0,173	0,032	0,270	0,990
Fe₂O₃N/Fe₂O₃	-0,359	NA	NA	-0,305	-0,112	-0,312	0,018	0,165	-0,172	-0,036	0,173	0,112	0,173	-0,032	-0,270	-0,990
Gibbsita	0,710	NA	NA	-0,115	0,718	0,734	0,173	-0,173	-0,026	-0,158	-0,144	-0,089	-0,144	0,071	0,633	-0,153
Caulinita	0,387	NA	NA	-0,111	0,571	0,362	0,128	-0,151	0,058	-0,071	0,022	0,084	0,022	0,087	0,336	-0,487
Illita	-0,235	NA	NA	0,362	-0,424	-0,270	0,054	0,199	0,175	0,328	0,346	0,348	0,346	0,131	-0,163	-0,091
Quartzo	-0,549	NA	NA	-0,010	-0,569	-0,536	-0,205	0,084	-0,107	-0,037	-0,106	-0,179	-0,106	-0,160	-0,511	0,446
Rutilo	0,726	NA	NA	-0,079	0,769	0,730	0,169	-0,194	0,022	-0,109	-0,071	0,004	-0,071	0,091	0,638	-0,287
Caul + Illita	0,176	NA	NA	0,127	0,213	0,134	0,138	-0,005	0,153	0,140	0,226	0,278	0,226	0,150	0,178	-0,455
Goethita (matriz)	0,532	NA	NA	0,241	0,066	0,560	0,327	0,409	0,349	0,523	0,430	0,480	0,430	0,362	0,621	0,115
Hematita (matriz)	0,749	NA	NA	-0,063	0,823	0,730	0,061	-0,409	0,044	-0,271	-0,346	-0,226	-0,346	0,008	0,601	0,293
Hematita (nodular)	0,303	NA	NA	-0,192	0,390	0,330	0,140	0,062	0,011	0,000	0,101	0,137	0,101	0,092	0,311	-0,670
Hematita (total)	0,488	NA	NA	-0,192	0,588	0,507	0,144	-0,060	0,022	-0,078	-0,007	0,059	-0,007	0,086	0,453	-0,523
Oxh Fe (matriz)	0,971	NA	NA	0,131	0,682	0,977	0,289	-0,010	0,293	0,180	0,053	0,182	0,053	0,275	0,923	0,311
Oxh Fe (total)	0,588	NA	NA	-0,116	0,561	0,612	0,217	0,048	0,110	0,062	0,103	0,177	0,103	0,172	0,578	-0,455
Oxh Fe+Al (matriz)	0,762	NA	NA	-0,090	0,736	0,785	0,192	-0,160	0,011	-0,123	-0,125	-0,060	-0,125	0,097	0,686	-0,103
Oxh Fe+Al (total)	0,729	NA	NA	-0,124	0,728	0,755	0,199	-0,122	0,012	-0,106	-0,083	-0,018	-0,083	0,106	0,666	-0,253

	rAl ₂ O ₃	rCaO	rFe ₂ O ₃	rK ₂ O	rMgO	rSiO ₂	rTiO ₂	rSOMA	pH H ₂ O	pH KCl	ΔpH	CTC	MO	Fe ₂ O ₃ D 1,000	Fe ₂ O ₃ N	Fe ₂ O ₃ D/Fe ₂ O ₃
oFe ₂ O ₃	0,649	-0,152	0,290	-0,187	-0,163	-0,670	0,730	-0,764	0,278	0,261	0,004	0,125	0,280	1,000	0,303	0,359
oK ₂ O	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oMgO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oSiO ₂	-0,014	-0,133	-0,186	0,564	0,254	0,056	-0,077	0,194	-0,215	-0,275	-0,093	0,031	-0,326	0,271	-0,192	0,305
oTiO ₂	0,704	-0,173	0,386	-0,503	-0,375	-0,686	0,760	-0,772	0,179	0,257	0,113	-0,085	0,351	0,681	0,390	0,112
oSOMA	0,640	-0,165	0,318	-0,234	-0,187	-0,672	0,734	-0,785	0,326	0,321	0,022	0,102	0,329	0,992	0,330	0,312
aAl ₂ O ₃	0,141	-0,028	0,082	0,020	0,431	-0,235	0,182	-0,369	0,704	0,338	-0,394	0,918	0,592	0,193	0,140	-0,018
aCaO	-0,180	-0,166	0,014	0,213	0,609	0,078	-0,183	0,020	0,701	0,257	-0,491	0,720	0,386	-0,118	0,062	-0,165
aFe ₂ O ₃	0,004	-0,076	-0,051	0,147	0,516	-0,092	0,028	-0,212	0,585	0,132	-0,512	0,953	0,384	0,210	0,011	0,172
aK ₂ O	-0,096	-0,072	-0,057	0,332	0,660	0,002	-0,098	-0,059	0,650	0,095	-0,634	0,890	0,365	0,068	0,000	0,036
aMgO	-0,031	-0,136	0,047	0,337	0,697	-0,052	-0,063	-0,061	0,713	0,132	-0,661	0,841	0,401	-0,061	0,101	-0,173
aSiO ₂	0,037	-0,136	0,081	0,345	0,700	-0,126	0,012	-0,145	0,703	0,121	-0,663	0,882	0,380	0,086	0,137	-0,112
aTiO ₂	-0,031	-0,136	0,047	0,337	0,697	-0,052	-0,063	-0,061	0,713	0,132	-0,661	0,841	0,401	-0,061	0,101	-0,173
aSOMA	0,072	-0,055	0,032	0,101	0,502	-0,167	0,102	-0,288	0,683	0,255	-0,472	0,945	0,512	0,178	0,092	0,032
o+a SOMA	0,556	-0,159	0,274	-0,146	0,073	-0,625	0,647	-0,771	0,574	0,377	-0,195	0,508	0,499	0,892	0,311	0,270
o+a Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	-0,389	0,217	0,688	-0,029	-0,195	0,395	-0,282	0,176	-0,312	-0,190	0,124	0,286	-0,124	0,345	-0,670	0,990
rAl ₂ O ₃	1,000	-0,268	0,755	-0,097	-0,012	-0,987	0,968	-0,871	0,403	0,270	-0,130	-0,059	0,360	0,649	0,756	-0,372
rCaO	-0,268	1,000	-0,410	0,038	-0,146	0,280	-0,200	0,190	-0,234	0,171	0,484	-0,004	-0,162	-0,152	-0,415	0,235
rFe ₂ O ₃	0,755	-0,410	1,000	-0,159	0,103	-0,804	0,685	-0,648	0,466	0,192	-0,300	-0,110	0,171	0,290	0,998	-0,696
rK ₂ O	-0,097	0,038	-0,159	1,000	0,820	0,140	-0,280	0,431	-0,144	-0,571	-0,545	0,218	-0,324	-0,187	-0,151	-0,039
rMgO	-0,012	-0,146	0,103	0,820	1,000	-0,015	-0,189	0,214	0,251	-0,369	-0,751	0,528	-0,041	-0,163	0,135	-0,267
rSiO ₂	-0,987	0,280	-0,804	0,140	-0,015	1,000	-0,969	0,914	-0,491	-0,323	0,167	-0,025	-0,418	-0,670	-0,810	0,392
rTiO ₂	0,968	-0,200	0,685	-0,280	-0,189	-0,969	1,000	-0,950	0,450	0,436	0,022	-0,046	0,448	0,730	0,688	-0,264
rSOMA	-0,871	0,190	-0,648	0,431	0,214	0,914	-0,950	1,000	-0,549	-0,531	-0,026	-0,133	-0,597	-0,764	-0,662	0,186
pH H ₂ O	0,403	-0,234	0,466	-0,144	0,251	-0,491	0,450	-0,549	1,000	0,656	-0,340	0,463	0,489	0,278	0,503	-0,385
pH KCl	0,270	0,171	0,192	-0,571	-0,369	-0,323	0,436	-0,531	0,656	1,000	0,487	0,051	0,419	0,261	0,201	-0,197
ΔpH	-0,130	0,484	-0,300	-0,545	-0,751	0,000	0,022	-0,026	0,487	1,000	1,000	-0,472	-0,044	0,004	-0,332	0,200
CTC	-0,059	-0,004	-0,110	0,218	0,528	-0,025	-0,046	-0,133	0,463	0,051	0,004	1,000	0,397	0,125	-0,051	0,169
MO	0,360	-0,162	0,171	-0,324	-0,041	-0,418	0,448	-0,597	0,489	0,419	-0,044	0,397	1,000	0,280	0,194	-0,164
Fe ₂ O ₃ D	0,649	-0,152	0,290	-0,187	-0,163	-0,670	0,730	-0,764	0,278	0,261	0,004	0,125	0,280	1,000	0,303	0,359
Fe ₂ O ₃ N	0,756	-0,415	0,998	-0,151	0,135	-0,810	0,688	-0,662	0,503	0,201	-0,332	-0,051	0,194	0,303	1,000	-0,686
Fe ₂ O ₃ D/Fe ₂ O ₃	-0,372	0,235	-0,696	-0,039	-0,267	0,392	-0,264	0,186	-0,385	-0,197	0,200	0,169	-0,164	0,359	-0,686	1,000
Fe ₂ O ₃ N/Fe ₂ O ₃	0,372	-0,235	0,696	0,039	0,267	-0,392	0,264	-0,186	0,385	0,197	-0,200	-0,169	0,164	-0,359	0,686	-1,000
Gibbsita	0,806	-0,073	0,486	-0,503	-0,444	-0,815	0,921	-0,923	0,438	0,664	0,321	-0,085	0,549	0,710	0,877	-0,124
Caulinita	0,849	-0,445	0,873	-0,052	0,139	-0,853	0,748	-0,671	0,294	-0,032	-0,381	0,018	0,151	0,387	0,874	-0,501
Illita	-0,077	0,033	-0,168	0,946	0,820	0,118	-0,252	0,386	-0,145	-0,564	-0,535	0,210	-0,209	-0,235	-0,158	-0,112
Quartzo	-0,957	0,314	-0,790	-0,101	-0,214	0,955	-0,881	0,780	-0,399	-0,097	0,342	-0,055	-0,302	-0,549	-0,797	0,450
Rutilo	0,971	-0,240	0,696	-0,280	-0,186	-0,971	0,999	-0,946	0,438	0,409	0,002	-0,056	0,440	0,726	0,698	-0,270
Cuul + Illita	0,650	-0,345	0,615	0,526	0,607	-0,629	0,463	-0,318	0,154	-0,366	-0,634	0,141	-0,002	0,176	0,625	-0,478
Goethita (matriz)	0,295	0,043	0,198	0,376	0,436	-0,352	0,289	-0,317	0,453	0,063	-0,446	0,265	0,221	0,532	0,220	0,096
Hematita (matriz)	0,549	-0,169	0,190	-0,588	-0,547	-0,540	0,670	-0,719	0,046	0,324	0,350	-0,025	0,281	0,749	0,192	0,312
Hematita (modular)	0,756	-0,415	0,998	-0,151	0,135	-0,810	0,688	-0,662	0,503	0,201	-0,332	-0,051	0,194	0,303	1,000	-0,686
Hematita (total)	0,841	-0,424	0,958	-0,304	-0,033	-0,887	0,814	-0,804	0,469	0,274	-0,201	-0,053	0,256	0,488	0,960	-0,533
Oxh Fe (matriz)	0,642	-0,098	0,293	-0,173	-0,097	-0,677	0,730	-0,788	0,372	0,296	-0,062	0,177	0,381	0,971	0,311	0,311
Oxh Fe (total)	0,854	-0,382	0,937	-0,186	0,080	-0,912	0,827	-0,825	0,550	0,270	-0,300	0,018	0,294	0,588	0,945	-0,469
Oxh Fe+Al (matriz)	0,811	-0,078	0,478	-0,480	-0,417	-0,824	0,927	-0,936	0,444	0,642	0,286	-0,057	0,546	0,762	0,479	-0,077
Oxh Fe+Al (total)	0,882	-0,169	0,656	-0,449	-0,325	-0,907	0,965	-0,966	0,505	0,601	0,164	-0,061	0,517	0,729	0,657	-0,234

	Fe ₂ O ₃ N/Fe ₂ O ₃	Gibbsita	Caulinita	Illita	Quartzo	Rutilo	Caul + Illita	Goethita (matriz)	Hematita (matriz)	Hematita (nodular)	Hematita (total)	Oxh Fe (matriz)	Oxh Fe (total)	Rich Fe-Al (matriz)	Oxh Fe-Al (total)
oFe ₂ O ₃	-0,359	0,710	0,387	-0,235	-0,549	0,726	0,176	0,532	0,749	0,303	0,488	0,971	0,588	0,762	0,729
oK ₂ O	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oMgO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
oSiO ₂	-0,305	-0,115	-0,111	0,362	-0,101	-0,079	0,127	0,241	-0,063	-0,192	-0,192	0,131	-0,116	-0,090	-0,124
oTiO ₂	-0,112	0,718	0,571	-0,424	-0,569	0,769	0,213	0,066	0,823	0,390	0,588	0,682	0,561	0,736	0,728
oSOMA	-0,312	0,734	0,362	-0,270	-0,536	0,730	0,134	0,560	0,730	0,330	0,507	0,977	0,612	0,785	0,755
aAl ₂ O ₃	0,018	0,173	0,128	0,054	-0,205	0,169	0,138	0,327	0,061	0,140	0,144	0,289	0,217	0,192	0,199
aCaO	0,165	-0,173	-0,151	0,199	0,084	-0,194	-0,005	0,409	-0,409	0,062	-0,060	-0,010	0,048	-0,160	-0,122
aFe ₂ O ₃	-0,172	-0,026	0,058	0,175	-0,107	0,022	0,153	0,349	0,044	0,011	0,022	0,293	0,110	0,011	0,012
aK ₂ O	-0,036	-0,158	-0,071	0,328	-0,037	-0,109	0,140	0,523	-0,271	0,000	-0,078	0,180	0,062	-0,123	-0,106
aMgO	0,173	-0,144	0,022	0,346	-0,106	-0,071	0,226	0,430	-0,346	0,101	-0,007	0,053	0,103	-0,125	-0,083
aSiO ₂	0,112	-0,089	0,084	0,348	-0,179	0,004	0,278	0,480	-0,226	0,137	0,059	0,182	0,177	-0,060	-0,018
aTiO ₂	0,173	-0,144	0,022	0,346	-0,106	-0,071	0,226	0,430	-0,346	0,101	-0,007	0,053	0,103	-0,125	-0,083
aSOMA	-0,032	0,071	0,087	0,131	-0,160	0,091	0,150	0,362	0,008	0,092	0,086	0,275	0,172	0,097	0,106
o+a SOMA	-0,270	0,633	0,336	-0,163	-0,511	0,638	0,178	0,621	0,601	0,311	0,453	0,923	0,578	0,686	0,666
o+a Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	-0,990	-0,153	-0,487	-0,091	0,446	-0,287	-0,455	0,115	0,293	-0,670	-0,523	0,311	-0,455	-0,103	-0,253
rAl ₂ O ₃	0,372	0,806	0,849	-0,077	-0,957	0,971	0,650	0,295	0,549	0,756	0,841	0,642	0,854	0,811	0,882
rCaO	-0,235	-0,073	-0,445	0,033	0,314	-0,240	-0,345	0,043	-0,169	-0,415	-0,424	-0,098	-0,382	-0,078	-0,169
rFe ₂ O ₃	0,696	0,486	0,873	-0,168	-0,790	0,696	0,615	0,198	0,190	0,998	0,958	0,293	0,937	0,478	0,656
rK ₂ O	0,039	-0,503	-0,052	0,946	-0,101	-0,280	0,526	0,376	-0,588	-0,151	-0,304	-0,173	-0,186	-0,480	-0,449
rMgO	0,267	-0,444	0,139	0,820	-0,214	-0,186	0,607	0,436	-0,547	0,135	-0,033	-0,097	0,080	-0,417	-0,325
rSiO ₂	-0,392	-0,815	-0,853	0,118	0,955	-0,971	-0,629	-0,352	-0,540	-0,810	-0,887	-0,677	-0,912	-0,824	-0,907
rTiO ₂	0,264	0,921	0,748	-0,252	-0,881	0,999	0,463	0,289	0,670	0,688	0,814	0,730	0,827	0,927	0,965
rSOMA	-0,186	-0,923	-0,671	0,386	0,780	-0,946	-0,318	-0,317	-0,719	-0,662	-0,804	-0,788	-0,825	-0,936	-0,966
pH H ₂ O	0,385	0,438	0,294	-0,145	-0,399	0,438	0,154	0,453	0,046	0,503	0,469	0,372	0,550	0,444	0,505
pH KCl	0,197	0,664	-0,032	-0,564	-0,097	0,409	-0,366	0,063	0,324	0,201	0,274	0,296	0,270	0,642	0,601
pH ΔpH	-0,200	0,321	-0,381	-0,535	0,342	0,002	-0,634	-0,446	0,350	-0,332	-0,201	-0,062	-0,300	0,286	0,164
CTC	-0,169	-0,085	0,018	0,210	-0,055	-0,056	0,141	0,265	-0,025	-0,051	-0,053	0,177	0,018	-0,057	-0,061
MO	0,164	0,549	0,151	-0,209	-0,302	0,440	-0,002	0,221	0,281	0,194	0,256	0,381	0,294	0,546	0,517
Fe ₂ O ₃ D	-0,359	0,710	0,387	-0,235	-0,549	0,726	0,176	0,532	0,749	0,303	0,488	0,971	0,588	0,762	0,729
Fe ₂ O ₃ N	0,686	0,484	0,877	-0,158	-0,797	0,698	0,625	0,220	0,192	1,000	0,960	0,311	0,945	0,479	0,657
Fe ₂ O ₃ D/Fe ₂ O ₃	-1,000	-0,124	-0,501	-0,112	0,450	-0,270	-0,478	0,096	0,312	-0,686	-0,533	0,311	-0,469	-0,077	-0,234
Fe ₂ O ₃ N/Fe ₂ O ₃	1,000	0,124	0,501	0,112	-0,450	0,270	0,478	-0,096	-0,312	0,686	0,533	-0,311	0,469	0,077	0,234
Gibbsita	0,124	1,000	0,478	-0,484	-0,641	0,910	0,101	0,199	0,726	0,484	0,646	0,706	0,649	0,997	0,975
Caulinita	0,501	0,478	1,000	-0,036	-0,899	0,768	0,799	0,065	0,399	0,877	0,908	0,354	0,857	0,478	0,626
Illita	0,112	-0,484	-0,036	1,000	-0,141	-0,246	0,572	0,324	-0,538	-0,158	-0,296	-0,173	-0,191	-0,463	-0,436
Quartzo	-0,450	-0,641	-0,899	-0,141	1,000	-0,889	-0,822	-0,348	-0,395	-0,797	-0,834	-0,562	-0,861	-0,651	-0,755
Rutilo	0,270	0,910	0,768	-0,246	-0,889	1,000	0,482	0,273	0,678	0,698	0,825	0,724	0,834	0,917	0,959
Caul + Illita	0,478	0,101	0,799	0,572	-0,822	0,482	1,000	0,248	0,003	0,625	0,567	0,187	0,588	0,114	0,251
Goethita (matriz)	-0,096	0,199	0,065	0,324	-0,348	0,273	0,248	1,000	-0,125	0,220	0,163	0,647	0,406	0,257	0,275
Hematita (matriz)	-0,312	0,726	0,399	-0,538	-0,395	0,678	0,003	-0,125	1,000	0,192	0,459	0,676	0,393	0,743	0,685
Hematita (nodular)	0,686	0,484	0,877	-0,158	-0,797	0,698	0,625	0,220	0,192	1,000	0,960	0,311	0,945	0,479	0,657
Hematita (total)	0,533	0,646	0,908	-0,296	-0,834	0,825	0,567	0,163	0,459	0,960	1,000	0,474	0,968	0,646	0,790
Oxh Fe (matriz)	-0,311	0,706	0,354	-0,173	-0,562	0,724	0,187	0,647	0,676	0,311	0,474	1,000	0,604	0,762	0,731
Oxh Fe (total)	0,469	0,649	0,857	-0,191	-0,861	0,834	0,588	0,406	0,393	0,945	0,968	0,604	1,000	0,664	0,802
Oxh Fe+Al (matriz)	0,077	0,997	0,478	-0,463	-0,651	0,917	0,114	0,257	0,743	0,479	0,646	0,762	0,664	1,000	0,976
Oxh Fe+Al (total)	0,234	0,975	0,626	-0,436	-0,755	0,959	0,251	0,275	0,685	0,657	0,790	0,731	0,802	0,976	1,000