CARACTERIZAÇÃO DO PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO ÁLICO SOB
MATA E SOB PASTAGEM DA REGIÃO AMAZÔNICA NO ESTADO DE
CAQUETÁ - COLÔMBIA

CARLOS JULIO ESCOBAR ACEVEDO
Agrólogo

Orientador: PROF. DR. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Agronomia. Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

P I R A C I C A B A
Estado de São Paulo - Brasil
Março - 1990

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Livros da
Divisão de Biblioteca e Documentação - PCAP/USP

Escobar Acevedo, Carlos Julio

E74c Caracterização do podzólico vermelho-amarelo
alico sob mata e sob pastagem da Região Amazônica
no Estado de Caquetá - Colômbia. Piracicaba,
1990.

129p. ilustr.

Diss.(Mestre) - ESALQ

Bibliografia.

1. Pastagem - Solo - Região Amazônica, CO 2. Podzólico vermelho-amarelo álico - Caracterização - Região Amazônica, CO 3. Solo florestal - Caracterização - Região Amazônica, CO I. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba.

CDD 631.44

CARACTERIZAÇÃO DO PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO ÁLICO SOB
MATA E SOB PASTAGEM DA REGIÃO AMAZÔNICA NO ESTADO DE
CAQUETÁ - COLÔMBIA

CARLOS JULIO ESCOBAR ACEVEDO

Aprovado em: 13.03.1990

Comissão julgadora:

Prof. Dr. José Luiz Ioriatti Demattê

ESALQ/USP

Prof. Dr. Rafael Roberto Aloisi

ESALQ/USP

Prof. Dr. Jairo Roberto Jimenez Rueda

FGRC/UNESP

PROF. DR. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

Orientador:

À memória de meu irreparável, inesquecível e valioso filho

*Camilo Alberto Escobar Espinosa,
quem acompanho-me desde da Colômbia e por sua grande fragi-
lidade perdeu a vida, ante a impotência e os erros de todos
os que ficamos a seu ao redor.*

A meus filhos

Clara Marcela, Sandra Beatriz e Carlos Andres

A minha esposa Clara Beatriz

DEDICO

AGRADECIMENTOS

- Ao Professor Dr. José Lui I. Demattê, orientador, meus agradecimentos especiais pelo incentivo e apoio na execução deste trabalho.
- Ao Instituto Colombiano Agropecuário (ICA) pelo suporte financeiro na realização do curso e deste trabalho.
- À Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" pela oportunidade de aperfeiçoamento através de curso de Pós-Graduação.
- Ao Departamento de Mineralogia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, "Campus" de Rio Claro, através de seu Professor Dr. Jairo Roberto Jiménez Rueda, pelas facilidades, auxílio e paciência na obtenção das lâminas delgadas e pelas sugestões e observações durante a defesa da dissertação.
- Ao Professor Dr. Rafael Roberto Aloisi, pelas sugestões e observações durante a defesa da dissertação.
- Ao ICA. Macagual, através do Dr. Francisco Segura Canizales, Diretor do Centro, Norberto Cruz, Prático Agrícola do Programa de Solos, Lucas Penagos, Eduardo Rivera, Efrain Murcia, Wilmar Montes e demais operários, pelo apoio e auxílio concedido na fase de coleta dos solos.

- À senhora Maria Elisabete H.B. Guimarães e à senhorita Marlei Peres técnica e química da ESALQ respectivamente, pelas suas valiosas colaborações e auxílio.
- Ao Professor Dr. Carlos Cerri, CENA/USP pelo apoio prestado nas análises de matéria orgânica.
- À minha esposa Clara Beatriz Espinosa, pela sua valiosa colaboração.
- Aos Professores, colegas e amigos pelo estímulo e apoio recebido.

S U M Á R I O

	Página
LISTA DE FIGURAS	viii.
LISTA DE TABELAS	x.
RESUMO	xii.
SUMMARY	xiv.
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. Mineralogia e Classificação dos Solos	3
2.2. Transformações Mineralógicas	8
2.3. Formação do Horizonte Argílico	15
2.4. Mudanças na Propriedades do Solo Após a Remo- ção de Cobertura Vegetal	19
2.4.1. Efeito do manejo sobre as propriedades físicas do solo	20
2.4.2. Efeito do manejo sobre a matéria orgâ- nica do solo	23
2.4.3. Efeito do manejo sobre componentes quí- micos do solo	24
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	27
3.1. Localização da Área	27
3.2. Geologia-Geomorfologia	29
3.3. Caracterização Climática	33
3.3.1. Regimes térmicos e hídricos dos solos .	35
3.4. Vegetação	35

	Página
4. MATERIAL E MÉTODOS	37
4.1. Descrição e Coleta dos Solos	37
4.2. Análise Rotineira de Laboratório	37
4.2.1. Análises físicas	38
4.2.2. Análises químicas	39
4.3. Outras Determinações Químicas	39
4.3.1. Ataque sulfúrico	39
4.3.2. Ferro e alumínio pelo citrato-bicarbo- nato-ditionito (CBD)	40
4.3.3. Ferro e alumínio pelo oxalato de amô- nio	40
4.3.4. Determinação do potássio total	40
4.4. Análises Mineralógicas	41
4.4.1. Preparo do material	41
4.4.2. Métodos óticos	42
4.4.3. Difração de raios-X	43
4.4.4. Análise térmica diferencial	44
4.5. Análises Micromorfológicas	46
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	48
5.1. Características Morfológicas	48
5.2. Características Físicas	52
5.3. Características Químicas	57
5.4. Mineralogia	70

	Página
5.4.1. Distribuição do ferro e alumínio extra- idos pelo Ditionito-citrato-bicarbonato de sódio	70
5.4.2. Mineralogia da fração areia	74
5.4.3. Mineralogia da fração silte	77
5.4.4. Mineralogia da fração argila	80
5.5. Micromorfologia	92
5.6. Considerações a Respeito da Pedogenese	109
5.7. Classificação dos Solos	114
6. CONCLUSÕES	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa de localização da área de estudo.	28
2a	Esquema dos perfis estudados na área da mata..	31
2b	Esquema dos perfis estudados na área de pasta- gem.	32
3	Balanço hidrológico registrado na estação Me- teorológica do Centro de Pesquisas "Macagual" estado do Caquetá - Colômbia, para o período 1977-1986. Fonte: Instituto Colombiano Agrope- cuário.	34
4	Curva padrão para determinação das percenta- gens de caulinita.	45
5	Distribuição do carbono acumulado no perfil 1 da mata e no perfil 4 da pastagem.	63
6	Diafratogramas de raios-X da fração silte (0,05-0,002 mm), sem óxidos de ferro, do per- fil 1.	78
7	Diafratogramas de raios-X da fração silte (0,05-0,002 mm), sem óxidos de ferro, do per- fil 4.	79
8	Diafratogramas de raios-X da fração argila ($< 0,002$ mm), sem óxidos de ferro, do horizon- te AB do perfil 1.	81

Figura		Página
9	Diafratogramas de raios-X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte Bt do perfil 2.	82
10	Diafratogramas de raios-X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte Bt do perfil 3.	83
11	Diafratogramas de raios-X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte ABg do perfil 4.	84
12	Diafratogramas de raios-X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte A ₁ do perfil 5.	85
13	Diafratogramas de raios-X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte Bt do perfil 6.	86
14	Diafratogramas de raios-X da fração argila (< 0,002 mm), tratada com NaOH 5M para concentração dos compostos de ferro, dos horizontes BC do perfil 1, BT dos perfis 3 e 4, Rr do perfil 6.	87
15	Termogramas da fração argila (< 0,002 mm), desterrificada e saturada com Mg ⁺⁺ , dos principais horizontes dos seis perfis estudados. ...	88

LISTA DE TABELAS

Tabela		Página
1	Informação climática CRI Macagual - Florência estado de Caquetá - Colômbia. Período 1977-1987.	33
2	Principais características morfológicas dos solos.	49
3	Composição granulométrica (em %), argila dispersa em água e relação silte/argila.	53
4	Densidade e resistência a penetração dos solos.	55
5	Algumas características químicas dos solos. ..	59
6	Capacidade de troca de cátions (CTC) e teores de carbono e argila dos solos.	65
7	Resultados de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , MnO_2 do ataque sulfúrico da terra fina seca no ar..	68
8	Ferro e alumínio extraído pelo CBD pelo oxalato de amônio.	71
9	Análise mineralógica da fração areia fina (0,20 a 0,05 mm) dos solos estudados.	76
10	Composição mineralógica semi-quantitativo (%) da fração argila (< 0,002 mm) dos solos.	90
11	Descrição micromorfológica perfil 1 (mata parte alta).	93

Tabela		Página
12	Descrição micromorfológica perfil 2 (mata parte média).	95
13	Descrição micromorfológica perfil 3 (mata parte baixa).	98
14	Descrição micromorfológica perfil 4 (pastagem parte alta).	100
15	Descrição micromorfológica perfil 5 (pastagem parte média).	103
16	Descrição micromorfológica perfil 6 (pastagem parte baixa).	106

CARACTERIZAÇÃO DO PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO ÁLICO SOB
MATA E SOB PASTAGEM DA REGIÃO AMAZÔNICA NO ESTADO DE
CAQUETÁ - COLÔMBIA

Autor: CARLOS JULIO ESCOBAR ACEVEDO

Orientador: PROF.DR. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

RESUMO

Com o principal objetivo de caracterizar e estudar as variações das propriedades de solos sob mata e sob pastagens, foram selecionadas duas topossequências, num total de seis perfis de solos, originados de material de natureza argila-siltosa, da região norte do estado do Caquetá, na Amazônia Colombiana. A região de trabalho é caracterizada por apresentar regime perúdic de umidade e isohipertermico de temperatura.

Morfológicamente os perfis sob pastagem apresentam sinais de redução em todos os horizontes, o que contrasta com os perfis sob mata que somente os apresenta nos horizontes inferiores, fator este devido ao manejo empregado o que motivou uma redução da porosidade e consequentemente encharcamento temporário. Também houve sensíveis mudanças na estrutura, principalmente nos horizontes superficiais. Neste

processo foi constatada a destruição da hematita e formação goethita, devido aos processos de redução. Nos perfis sob mata há dominância de ferro cristalino, enquanto que nos perfis sob pastagens há dominância de ferro amorfo.

Quimicamente os solos são extremamente desaturados e ácidos, com elevado teor de Al. Entretanto, os perfis sob pastagem apresentam teor de bases ligeiramente superior aos perfis sob mata, o que é devido a ação do manejo. Observa-se, até 1m de profundidade, perdas ao redor de 57,5 t/ha de carbono orgânico no sistema com pastagem. Estas perdas estão associadas à maior erosão e mudanças pelo manejo, das áreas com pastagem.

A não ser, as modificações dos óxidos de ferro provocadas por o processo de redução, não houve alteração significativa na mineralogia, tanto da frações grosseiras como das frações finas dos solos sob mata e sob pastagem. Apesar do regime de umidade ser peródico, houve formação do horizonte argílico. Os perfis sob mata, foram classificados como Typic Tropudult para os perfis 1 e 2, e Epiaquic Tropudult para o perfil 3. Enquanto que os perfis sob pastagem foram classificados como Epiaquic Tropohumults. Na classificação brasileira, os perfis foram classificados como Podzólico Vermelho-Amarelo álico, argila de alta atividade.

CHARACTERIZATION OF THE RED-YELLOW PODZOLIC ALIC UNDER FOREST
AND UNDER PASTURES FROM THE AMAZON REGION IN THE STATE OF
CAQUETÁ - COLOMBIA

Autor: CARLOS JULIO ESCOBAR ACEVEDO

Adviser: PROF.DR. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

SUMMARY

The main objective of this work was to characterize and study the property variations of soils under forests and under pastures. Two toposequences (out of six profiles) originated from material of silty-clay nature from the north zone of Caquetá state, in the Colombian Amazon, were chosen. The site of study is characterized for presenting perudic and isohyperthermic regimes.

Morphologically, the profiles under pastures show reduction signals in all the horizons, which contrast with the profiles under forest, that only show them in inferior horizons. This was due to the applied management which motivated a porosity reduction and thus, temporary inundate. There were also sensitive structure changes, mainly in the superficial horizons. In this process were evidenced hematite destruction and goethite formation due to reduction pro-

cesses. In the profiles under forests there is the dominance of crystal iron, whereas in profiles under pastures there is the dominance of amorphous iron.

Chemically, the soils are extremely acid and have low base saturation with elevated Al contents. However, the profiles under pasture present base contents slightly superior to profiles under forests, which is due to management actions. It's observed, up to 1 m deep, organic carbon losses around 57,5 ton/ha in the pasture system. These losses are associated to greater erosions and changes by management of the areas with pasture.

Expect for the iron oxide changes caused by the reduction process, there wasn't any meaningful alteration in the mineralogy both in the gross fractions and in the final fractions of soils under forests and under pastures. In spite of the regime being perudic there was the formation of clayey horizon. The profiles under forests were classified as Typic Tropudult for profiles 1 and 2, and Epiaquic Tropudult for profile 3. The profiles under pastures were classified as Epiaquic Tropohumults. In the Brazilian soil classification, the profiles were classified as Red-Yellow Podzolic Alic, high activity clay.

1. INTRODUÇÃO

A região de Caquetá na Colômbia, com aproximadamente 9 milhões de hectares faz parte dos trópicos úmidos da região Amazônica. Grande parte dos solos que aí se desenvolvem foram formados em equilíbrio com a vegetação de floresta. Regra geral, são solos relativamente profundos, de textura argila-siltosa, com acentuada variação textural entre os horizontes A e B, de drenagem moderada no horizonte B. Quimicamente os solos são de baixa saturação de bases, ácidos com elevado teor de alumínio. O material de origem é variável, porém dominam as áreas de ocorrência de material argila-siltosa (folhelhos e/ou lamitos), formados por sedimentos da cordilheira andina.

Nos últimos 30 anos a colonização nesta região tem sido intensa, onde praticamente 25% da área já sofreu desmatamento. Desta área, grande parte foi implantada com pastagem, principalmente *paspalum* sp. Pequena porcentagem da área, tem sido cultivada com outras culturas, a saber: café, cacau, seringueira, cana e mandioca.

Entretanto, tem-se notado, ao longo deste tempo de implantação, decréscimo acentuado no poder de lotação das pastagens, provavelmente devido ao avançado grau de

degradação das propriedades do solo. Tal decréscimo, tem sido também constatado em outras regiões tropicais úmidas, tanto da Amazônia (DEMATTE, 1988) como de outras regiões tropicais (SANCHEZ, 1976).

Com a remoção da floresta e implantação de culturas é inevitável variações nas propriedades dos solos (SANCHEZ, 1976). Tais variações, apresentam diferentes graus de degradação, dependendo do nível de manejo empregado. Um melhor conhecimento das causas destas variações, pode ser útil na elaboração de alternativas de manejo dos solos desta região.

Assim sendo, foram escolhidas duas toposse-quências de solos desenvolvidos de material argila-siltosa, da região de Caquetá, sendo uma topossequência sob floresta e a outra em área com cultivos de pastagem por 15 anos. Pretende-se caracterizar tais unidades de solos, assim como o de estudar as variações em suas propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas.

2. REVISÃO DE LITERATURA

Nesta revisão de literatura são apresentadas a evolução das propriedades pedológicas e as mudanças nas propriedades do solo após a remoção da cobertura vegetal.

2.1. Mineralogia e Classificação dos Solos

Vários Ultissolos na Carolina do Norte e Virgínia, Estados Unidos, apresentam características e propriedades similares aos solos objetos do presente trabalho.

RICH & OBSENSHAIN (1955) estudando um Ultissolo desenvolvido de muscovita-xisto, muito conhecido localmente por sua baixa fertilidade e pela grande quantidade de calcário requerida para mudar, significativamente, o seu pH, mostraram que o solo era pobre em bases, apresentava altos teores em alumínio trocável e média a alta capacidade de troca de cátions. Segundo esses autores a fração argila apresentava vermiculita (regular e irregular), caulinita que aumentava com a profundidade do solo, quartzo e óxidos de ferro. A vermiculita dioctaédrica era o argilo-mineral dominante e apresentava quantidades variáveis de alumínio não trocável nas intercamadas. O interestratificado e a vermicu-

ilita formavam-se a partir da muscovita, enquanto que a albita dava origem a caulinita.

COLEMAN *et alii* (1959) mostraram que alguns solos desenvolvidos de folhelho, siltito e arenito apresentavam elevada capacidade de troca de cátions, altos teores de alumínio trocável, chegando a atingir 25 meq/100 g nos horizontes inferiores, e teores de cálcio e magnésio muito baixos. Os solos desenvolvidos de folhelho pertencem a série "White Store" e foram classificados como Vertic Hapludult, fine, mixed, thermic. A fração argila destes solos é dominada por caulinita ou haloisita, minerais interestratificados e montmorilonita cuja percentagem cresce com a profundidade.

Os Ultissolos desenvolvidos de arenito e siltito, segundo os autores, apresentavam a percentagem de caulinita igual ou pouco maior que a de vermiculita, a ilita estava presente em quase todos os horizontes e a esmectita ocorria nos horizontes C e R. Foi constatada, ainda a presença da gibbsita nos horizontes superficiais desses solos. Os solos foram classificados como Typic Hapludult, fine-loamy, siliceous, thermic e Typic Hapludult, clayey, kaolinitic, thermic.

Todavia, em clima subtropical os Podzólicos Álicos têm recebido bastante atenção e muitos dados importantes para o seu estudo tem sido acrescentados.

Em 1960, solos originados de folhelhos e argilitos foram descritos e analisados no decorrer do levantamento de solos do Estado de São Paulo, pela então Comissão

de Solos do Ministério da Agricultura (COMISSÃO DE SOLOS, 1960). Esses solos foram classificados como Podzólico Vermelho-Amarelo-variação Piracicaba, sendo solos moderadamente drenados, ácidos, com baixa saturação de bases, teores elevados de alumínio trocável e média a alta capacidade de permuta de cátions. A mineralogia da fração argila revelou presença de caulinita, montmorilonita, gibbsita e quartzo.

DEMATTE (1970) estudando várias classes de solos originados de folhelhos, constatou que o Podzólico Vermelho-Amarelo-variação Piracicaba com argila de atividade baixa apresentava a fração argila dominada pela caulinita com teores entre 42 e 76%, acompanhada da mica, vermiculita e materiais "amorfos" com percentagens em torno de 10%. Foi ainda detectada a presença de montmorilonita, argilo-minerais interestratificados em quase todos os horizontes do solo, e da gibbsita nos horizontes superficiais. O solo foi classificado como Typic Paleudult, clayey, kaolinitic, isothermic.

SOUZA (1971) constatou que a fração argila do Podzólico Vermelho-Amarelo-variação Piracicaba apresentava caulinita (36 a 46%), mica (12%), vermiculita (18%), montmorilonita (15%) e materiais amorfos (14%) e gibbsita nos quatro primeiros horizontes com valores em torno de 1,0%. Ressaltando, através de micrografia, que a caulinita era mal cristalizada no horizonte BC(B3). O solo foi classificado como Oxid Tropudult, clayey, kaolinitic, isothermic.

Mais ao sul do Brasil, solos semelhantes ao Podzólico Álico foram constatados nos levantamentos de solos realizados pelo SNLCS-EMBRAPA, nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Tendo sido classificados como Podzólico Bruno-Acinzentado Álico, Podzólico Vermelho-Amarelo Álico argila de atividade alta e Rubrozens, destes o último encontrado, principalmente, no Paraná acha-se melhor estudado.

LIMA (1974) mostrou que a fração argila dos Rubrozens era composta por caulinita (40%), seguida de montmorilonita (21%), mica (20%), vermiculita (10%), "amorfos" (6%) e gibbsita (3%) somente nos horizontes superficiais. Ocorrendo, ainda, a clorita e minerais interestratificados. Segundo o autor, alguns pedons foram classificados como Typic Paleudult, muito argiloso, misto (mixed), térmico.

VOLKOFF & MELFI (1980) estudando a mineralogia dos Rubrozens constataram que a partir de um material de origem essencialmente esmectílico, desenvolve-se um solo com horizonte Bt vermelho, rico em ilita, caulinita e hematita. Os horizontes superiores apresentavam a fração argila constituída de caulinita, vermiculita aluminosa, goetita aluminosa e gibbsita.

De acordo com CIAT (1983) na região tropical da América do Sul, os Ultissolos estão distribuídos numa área aproximada de 214 milhões de hectares, sendo relativamente jovens e não tão meteorizados como os oxissolos. Tais solos associados com climas quentes e úmidos, apresentam uma

estação seca definida, localizam-se principalmente em vegetação de floresta. No Brasil os trabalhos de levantamento de solos desenvolvidos em diversos Estados tais como Acre, Alagoas, Pernambuco e Bahia pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos de EMBRAPA, os Podzólicos Vermelho-Amarelo-Álico, foram caracterizados, dentre os principais atributos citam-se a baixa saturação de bases, os elevados teores de alumínio trocável e alta capacidade de permuta de cátions.

Na Amazônia do Perú (Yurimaguas) e Colômbia (Florência), estudos de TANAKA *et alii* (1983) mostraram que a composição mineralógica da fração argila apresenta caulinita, vermiculita, illita, como minerais dominantes, podendo ocorrer também quartzo, montmorillonita, ilmenita, goetita, lepidocrocita e gibbsita. De acordo com os critérios de GALLETZ *et alii* (1978), tais Ultissois, são categorizados como sendo solos de argila de alta atividade, devido ao fato de que os valores da CTC da fração argila serem superiores a 14 mg/100 g. Normalmente, os horizontes superficiais são sempre mais arenosos do que os horizontes de subsuperfície. Tal fato favorece a infiltração rápida da água na camada superficial, porém na camada abaixo a infiltração é mais restrita, devido ao maior teor de argila e a pobre estruturação (DEMATTE, 1988).

2.2. Transformações Mineralógicas

As micas presentes nos solos, normalmente são herdadas dos materiais de origem dos mesmos (FANNING & KERAMIDAS, 1977). Micas dioctaédricas, como a muscovita, são geralmente muito mais resistentes ao intemperismo que as micas trioctaédricas, como as biotitas, e a liberação de potássio pelas primeiras é bem mais lenta.

JACKSON *et alii* (1952) estudando a decomposição da mica, encontraram a seguinte sequência de alteração: mica → illita → vermiculita → esmectita.

KELLER (1964) relatou que o primeiro estágio na intemperização da mica é caracterizado quimicamente pela remoção, por dissolução, de potássio e magnésio e do ferro por oxidação. Ocorrendo expansão do mineral para formar interestratificados illita-esmectita e/ou vermiculita. A vermiculita pode ser relativamente estável, mas nas frações mais finas é transformada em esmectitas, sendo a transformação um processo tipicamente de dessilicatização. A transformação das micas em argilo-minerais 2:1 expansíveis ocorrem assim, pela troca de potássio por cátions hidratados e é uma transformação simples porque a estrutura da mica é mantida nos produtos de transformações. Todavia, essas transformações podem sofrer outras alterações, particularmente em meios ácidos, onde pode ocorrer a destruição dos argilo-minerais expansíveis formados e/ou a precipitação de polímeros de alumínio nas intercamadas das vermiculitas e esmectitas

dando origem a cloritas pedogénicas e/ou argilo-minerais aluminosos.

A vermiculita no solo pode ser um produto de alteração da biotita, muscovita ou clorita. No solo a vermiculita dioctaédrica é mais comum que a trioctaédrica (JACKSON, 1959). Isto se deve provavelmente a maior estabilidade da estrutura da muscovita em relação a biotita e/ou á estabilidade produzida pela precipitação de polímeros de alumínio nas intercamadas desses argilo-minerais. A transformação da muscovita em vermiculita tem sido constatada em solos.

RICH & OBSENSHAIN (1955) concluíram que a vermiculita aluminosa, presente nos Ultissolos por eles estudados, era proveniente do intemperismo da muscovita através da perda do potássio e a sua substituição pelo alumínio.

Segundo DELVIGNE (1982) a transformação da biotita em vermiculita ocorre em várias etapas. A primeira etapa na transformação é a substituição parcial dos íons potássios por moléculas de água, dando formação a hidrobiotita. O ferro ferroso é geralmente oxidado. Numa segunda etapa o restante do potássio é eliminado, assim como os íons de ferro e titânio. Os folhetos da biotita não sendo mais unidos pelos íons trocáveis se alogem entre eles e, assim, tem-se em expansão apreciável na transformação da biotita em vermiculita. O aumento de volume criado pela formação da vermiculita provoca o aparecimento de uma fissura autígena intermineral e transmineral acelera a alteração dos minerais vizinhos à vermiculita e dela própria.

Em condições de pH menor que 6,0 a vermiculita pode se transformar diretamente em caulinita (ISMAIL, 1970).

KITTRICK (1973) considerou a vermiculita um produto intermediário instável no intemperismo das micas, que desaparece do solo dando formação a esmectita e/ou caulinitas.

A presença da vermiculita em solos tropicais, como produto intermediário da alteração da mica em caulinita, já foi constatada por vários autores (MONIZ & JACKSON, 1967; ESCOBAR *et alii*, 1972; DEMATTÊ *et alii*, 1977; LIMA *et alii*, 1977).

A transformação de esmectitas é bem provável em solos sob intensa lixiviação (WEAVER *et alii* 1971).

Tem sido constatado que certas formas de alumínio podem ser adsorvidas pela vermiculita nas suas intercamadas e que esses íons não são facilmente trocáveis (RICH & OBSENSHAIN, 1955).

JACKSON (1963), concluiu que os argilo-minerais expansivos no solo tendem a evitar a formação da gibbsita, através da precipitação dos polímeros de alumínio nas suas intercamadas, o que foi chamado por ele de efeito "anti-gibbsítico".

HSU & BATES (1964) em experimentos realizados concluíram que a vermiculita pode funcionar como um ânion que tem forte afinidade pelos polímeros de alumínio, podendo assim inibir ou mesmo evitar a formação da gibbsita, nos solos onde ela está presente.

RICH (1968) concluiu que os vários argilo-minerais expansivos podem reter polímeros de alumínio hidroxolados. Ele relatou que as condições mais favoráveis para ocorrer a formação destes interestratificados cloritizados são: pH entre 4,6 e 5,8, repetidas fases de umedecimento e secamento e baixo teor de matéria orgânica no solo.

CARSTEA *et alii* (1970) em experimentos conduzidos em laboratório mostraram que condições ácidas favorecem a precipitação do alumínio e ferro nas intercamadas das esmectitas e só do alumínio no caso da vermiculita. A precipitação do ferro nas intercamadas da vermiculita só aconteceu em condições alcalinas.

T'SERSTEVENS *et alii* (1978) em experimentos realizados em laboratório, mostraram que durante o intemperismo da muscovita, realizado por água destilada, o potássio e a sílica eram perdidos e que as muscovitas ficaram espontaneamente recobertas por polímeros de alumínio, semelhante àqueles encontrados nas intercamadas dos argilo-minerais cloritizados em condições naturais. Por outro lado, a medida que o ataque prosseguia a relação K/Si da solução de alteração decrescia indicando que o processo de pura vermiculização era menos favorecido em relação à acumulação relativa do alumínio.

VOLKOFF & MELFI (1980) concluíram que a aluminização superficial transforma as ilitas residuais da alteração em vermiculita aluminosa.

Assim o intemperismo químico em solos ácidos onde ocorrem argiloso-minerais expansíveis se faz, preferencialmente, pela retenção por estes argilo-minerais do alumínio trocável e polímeros de alumínio hidroxilados, em lugar de levar a formação da gibbsita. Assim, vermiculitas e esmectitas aluminosas, principalmente sob a forma de interstratificados, ocorrem nos solos como produto do intemperismo em condições ácidas.

Devido ao fato da capacidade de troca de cátions de um solo estar bastante concentrada nos argilo-minerais 2:1, um efeito prático que resulta da precipitação dos polímeros de alumínio nas intercamadas dos mesmos é a diminuição na capacidade de troca de cátions e na fixação de potássio.

WEED & NELSON (1962) mostraram que a capacidade de troca de cátions é bastante reduzida ou bloqueada pela presença de alumínio e/ou ferro nas intercamadas dos argilo-minerais. Assim, a capacidade de troca dos argilo-minerais aluminosos pode variar bastante e vai depender do grau de aluminização das intercamadas destes minerais, podendo estar próximos da CTC (capacidade de troca de cátions) das cloritas, vermiculitas ou esmectitas.

Segundo LIU & THOMAS (1961) a adsorção de ânions não acontece só na superfície dos hidróxidos de alumínio livres, mas também nas intercamadas aluminizadas dos argilo-minerais, que contribui como fonte para uma maior adsorção de ânions como fosfato e sulfatos.

JUO & KAMPRATH (1979) concluíram que os solos que contêm clorita aluminosa, vermiculita aluminosa, ou minerais interestratificados aluminosos apresentam uma fitotoxidade potencial, devido a presença do alumínio nas intercamadas.

WADA (1980) relatou que a presença do alumínio ativo no solo pode ser constatada:

- a. Nos silicatos aluminosos não cristalinos;
- b. Nos polímeros de alumínio hidroxilados presentes nas intercamadas dos argilo-minerais 2:1 e 2:1:1;
- c. Nos complexos formados por humus e alumínio;
- d. E nos alumínios trocáveis (Al^{3+}) retidos pelos argilo-minerais.

O alumínio ativo, segundo o autor, determina ou modifica a característica de carga do complexo de troca, cria acidez, e reage com ânions como fosfatos e sulfatos contribuindo para sua maior adsorção pelo solo.

McCALEB (1959) trabalhando com Ultissolo mostrou que o feldspato transformou-se em caulinita e haloisita, e que a biotita e muscovita transformaram-se em vermiculita que dava origem depois à caulinita.

LOUGHNAM (1969) relatou que a caulinita e haloisita são os produtos mais comuns no intemperismo dos feldspatos, todavia ele chamou a atenção para o fato de que

os feldspatos potássicos podem dar origem a illita ou esmec-titas em determinadas condições de intemperismo.

Segundo DELVIGNE (1982) a caulinita na pseudo-morfose do feldspato aparece sempre após uma fase intermedi-ária de degradação, constituída por um gel amorfo incolor. Durante esta evolução lenta, o ferro oriundo da alteração dos minerais vizinhos pode penetrar na pseudomorfose, mas não é aceito na rede cristalina da caulinita, concentrando-se entre ou sobre os cristais de caulinita colorindo de vermelho ou bruno as suas superfícies.

A hematita e a goetita são os compostos de ferro mais comuns nos solos bem drenados.

Segundo SCHWERTMANN (1971) a hematita é instável na presença de matéria orgânica e umidade e se transforma em goetita. Esta transformação pedogénica pode ser facilmente detectada no campo, pois, é acompanhada por uma mudança da cor vermelha, presente nos horizontes onde predomina a hematita, para uma cor amarelada onde passa a predominar a goetita (SCHWERTMANN, 1971; BIGHAM *et alii*, 1978b; MONIZ *et alii*, 1983).

SCHWERTMANN & TAYLOR (1977) relataram que sendo a ferridrita precursora da hematita, esta só será formada em ambientes que favoreçam a estabilidade da primeira. A solubilidade da ferridrita aumenta com a diminuição do pH o que favorece a formação da goetita sobre a hematita. Por outro lado, os compostos orgânicos complexam o ferro liberado pelo intemperismo evitando, ou dificultando, a formação da

ferridrita favorecendo, deste modo, a formação da goetita.

A goetita formada em um meio rico em alumínio acarreta a substituição do ferro pelo alumínio na sua estrutura (NORRISH & TAYLOR, 1961). Essa substituição resulta em um menor grau de cristalinidade, partículas de tamanho menores, e um significativo aumento na superfície específica desse mineral. Este aumento na superfície específica vai acarretar uma maior carga dependente do pH, assim como uma maior capacidade de adsorção de fosfato pela goetita.

BIGHAM *et alii* (1978a) mostraram que solos goetíticos, geralmente, adsorvem mais fósforo do que os seus similares hematíticos.

2.3. Formação do Horizonte Argílico

McCALEB (1959) estudando a gênese do Podzólico Vermelho-Amarelo concluiu que a alteração dos minerais "in situ" no horizonte C e no solum era responsável por grande parte da argila presente nestes horizontes. Concluiu ainda, que o movimento de argila do horizonte A para o B, era significativo e realizado por processos físicos, onde a variação no teor de umidade promovia o transporte, deposição e orientação das partículas de argila no solo.

BREWER (1968) estudando os Podzólicos concluiu que nos solos examinados a proporção de argila iluvial era pouca e, assim, outros processos deveriam estar envolvidos na formação dos horizontes com acúmulo de argila, os quais

poderiam ser intemperismo diferencial entre os horizontes A e B e/ou presença de extratos com diferentes texturas no material originário.

OERTEL (1968) sugeriu que a variação no teor de argila que aumenta do horizonte A para o B, poderia ser explicada pela perda de argila pelo horizonte A no processo de intemperismo. Todavia, segundo o autor a hipótese mais aceitável é a da eluviação da argila através do transporte pela água. O autor mostrou várias razões contrárias a esta hipótese e argumentou que todos os dados conduziam à conclusão de que o processo dominante nesta diferença, no teor de argila, era o intemperismo "in situ" ocasionando maior destruição das partículas mais finas no horizonte A.

SOIL SURVEY STAFF (1975) na gênese do horizonte argílico enfatizou que ele representa um horizonte iluvial no qual houve significante acúmulo de argila através do processo de iluviação, com a argila deslocando-se, de um horizonte para outro ou de um local para outro dentro de um mesmo horizonte. Foi assumido que a argila é transportada pela água como argilo-mineral ao invés de seus produtos de decomposição, e que milhares de anos são necessários para se formar um horizonte argílico. Os autores, ressaltaram que o clima e a vegetação são fatores importantes na evolução do horizonte, porque em regiões onde ocorre alternância de períodos úmidos e secos e vegetação de floresta há melhor desenvolvimento desse horizonte. Em climas perúmidos as evidências de migração de argila são poucas.

O umedecimento de um solo seco aliado ao teor de matéria orgânica concorrem para a dispersão da argila. Assim, segundo os autores anteriores, para que haja movimento da argila no solo, o material de origem deve conter argila dispersa (argila muito fina normalmente tem tendência para se dispersar) ou o intemperismo deve promover a dispersão da mesma. Uma vez dispersa, a argila parece translocar-se com a água que percola no solo depositando-se no local em que a água seca. Foi ressaltado que o horizonte argílico deve representar a dominância do processo de translocação de argila sobre os processos que promovem a destruição e/ou remoção da mesma do solo, e sobre os processos que realizam a mistura do material no solo, dentro dos horizontes, como o realizado por animais e contração e expansão do solo. Reconhecem os autores, que a argila que se translocou representa uma pequena parcela da argila total e que a maioria da mesma é formada "in situ" ou herdada do material de origem. Chamar, ainda, a atenção para o fato de que um horizonte subsuperficial pode apresentar um teor maior de argila que o subjacente sem ser por isso caracterizado como argílico, pois, esta diferença de textura pode ser devida à uma estratificação do material de origem, a perda de argila pelo horizonte subjacente sem uma significativa iluviação, e à destruição ou formação diferencial da argila.

Segundo ESWARAN & SYS (1979) os três processos envolvidos na formação do horizonte argílico são: dispersão, translocação e acumulação da argila. A dispersão e flocula-

ção são propriedades eletroquímicas da argila, sendo influenciada pelo pH do meio, concentração eletrolítica, e natureza dos argilo-minerais presentes. Estando, também, relacionadas à ação dos vários agentes cimentantes como os sesquióxidos e matéria orgânica. O teor de argila dispersa em água nos dá uma idéia do comportamento do argilo-mineral no solo. Em solos com pH abaixo de 5,0 o alumínio promove a floculação da argila, bloqueando os sítios de carga permeamente dos argilo-minerais. A translocação da argila é realizada pela água e sua acumulação pode ocorrer por deposição física e/ou floculação. Os autores chamaram à atenção para o fato de que a argila depositada por floculação deve apresentar um arranjo ao acaso, sem mostrar uma orientação definida.

MONIZ *et alii* (1983) estudando a gênese dos horizontes argílicos e óxico em Itatiba e Mogi-Guaçu concluíram que as diferenças relacionadas com o fluxo lateral e o basal da água são os dois fatores mais importantes na formação e desenvolvimento desses horizontes. Segundo esses autores, a saturação do solo pela água, seguida sempre de períodos de secamento proporciona condições favoráveis para o desenvolvimento de uma estrutura em blocos, pois, os materiais do solo são comprimidos devido à pressão causada pela tensão da água nos poros durante o processo de secamento. Após desenvolvimento da estrutura em blocos a concentração de plasma que se forma na superfície dos agregados, no horizonte argílico, foi atribuída à migração das partículas grosseiras para o anterior do agregado. Ocorrendo depois uma reorienta-

ção das partículas mais finas, dando formação a argilans nos quais a fração argila apresenta-se orientada, devido às altas pressões exercidas nas superfícies dos agregados nos processos alternados de umedecimento e secagem do solo. A formação do horizonte A foi explicada por uma degradação da estrutura em blocos quando a parte superficial do solo torna-se saturado com água e a coesão aparente é neutralizada. Isto acarretaria a desestabilização dos agregados com consequentes perdas de argila, a qual seria eliminada em parte do sistema através do fluxo lateral da água.

2.4. Mudanças nas Propriedades do Solo Após a Remoção de Cobertura Vegetal

Com a remoção da floresta, uma série de mudança nas propriedades do solo ocorre principalmente na camada mais superficial. Normalmente para a limpeza utiliza-se o fogo, prática que irá resultar em efeitos benéficos principalmente nas propriedades químicas. Entretanto, as propriedades físicas podem ser deterioradas ou beneficiadas dependendo das características dos solos.

Para o estudo de tais modificações SANCHES (1976) sugere que o ideal seria partir-se de um solo virgem, e submete-lo às operações agrícolas que seriam objeto de interesse e, periodicamente, analisarem-se os parâmetros escolhidos. Outra opção, que seria facilitada pelo menor tempo de realização da pesquisa, também é citada por esse

autor, a qual se baseia na escolha de um solo virgem e um cultivado, ambos semelhantes no que diz respeito à classificação e situação topográfica, que seriam comparados através da análise de parâmetros selecionados.

2.4.1. Efeito do manejo sobre as propriedades físicas do solo

O desenvolvimento vegetal é dependente, em maior ou menor grau das condições físicas do solo, principalmente estrutura, potencial de água e resistência mecânica ao desenvolvimento radicular (BAVER *et alii*, 1956).

Algumas propriedades físicas do solo podem ser facilmente modificadas pelo manejo. Outras técnicas de cultivo, de acordo com suas peculiaridades, têm a capacidade de alterar parte de perfil de solo, assim como a disponibilidade de água, como reflexos sobre as plantas aí cultivadas (GAVANDE, 1972).

A textura do solo é praticamente estável, sofrendo pequenas modificações causadas pelo manejo, principalmente na camada superficial (BRANDY, 1979). Segundo GAUCHER (1971), não se pode dizer que uma determinada textura é boa ou má apenas pelo conhecimento da proporção das partículas nela contidas; deve-se conhecer, também, a intensidade de influência com que cada constituinte atua no solo. Dentre as frações granulométricas, aquela que determina de maneira mais específica o comportamento físico-químico do solo é a fração argila.

De acordo com BAVER *et alii* (1956) e BRADY (1979), a argila dispersa em água parece ter mais dinamismo no solo do que as demais frações determinadas pela análise textural. O seu percentual pode ser alterado pela simples mudança de vegetação, a qua; proporcionará alterações na quantidade e qualidade do material orgânico produzido, assim como em certos constituintes químicos do solo. Estudos realizados na Amazonia não tem indicado alteração da textura do solo com o uso do fogo (SANCHEZ, 1976).

Um solo pode apresentar-se compactado devido a causas naturais ou através de su uso e manejo. De acordo com BAVER *et alii* (1956), compactação é o aumento da densidade aparente do solo, oriunda de pressão ou sobrecarga aplicada. Seus efeitos, no sistema solo-planta, são notados pela dificuldade de penetração e distribuição do sistema radicular, pela menor drenagem, aeração deficiente e aumento de suscetibilidade à erosão hídrica (VEIHMEYER *et alii* 1948), além da diminuição dos valores da condutibilidade hídrica (CORSINI, 1974). Em decorrência desse problema, pode ser sentir, a deficiência de elementos essenciais, sendo neste caso os íons movimentados por fluxo de massa os mais afetados.

As forças externas que resultam do tráfego animal causa sérios problemas de compressão na superfície dos solos especialmente quando são de textura fina e o conteúdo de água é alto. Observações (ICA, 1985) na área de pastagem evidenciaram que por efeito do pisoteio a compactação resultante atinge profundidades ao redor de 10 a 15 cm,

ficando a drenagem mais impedida e em geral cores de redução começaram a se formar tanto na superfície como na sub superfície dos solos. É provável que a compactação em algumas áreas de pastagem seja crítica em razão a que raízes pivotantes de árvores nativas sofrem desvio lateral.

Cabe ressaltar a ação de fatores genéticos derivados da evolução do solo que podem causar compactação (MONIZ, 1981). Materiais muito finos são arrastados da superfície do solo e preenchem parte dos poros das camadas inferiores. O processo de secagem e umedecimento de subsolo nas encostas podem causar compactação na superfície e no subsolo.

Quanto aos parâmetros que podem ser usados na caracterização de compactação, sugerem-se medidas, como densidade do solo, distribuição dos poros por tamanho, condutividade hidráulica e resistência à penetração. Entretanto, grande parte dos pesquisadores ligados ao assunto preferiu apenas verificar em condições controladas, as causas do impedimento à penetração do sistema radicular. CINTRA *et alii* (1983) testando o potencial de diferentes espécies vegetais na recuperação dos solos degradados fisicamente, mostraram que as raízes de *Brassica napus* e *Lupinus albus*, têm bom desenvolvimento em solos até com 11 kg cm^{-2} de resistência, e com 18 kg cm^{-2} de resistência, a raiz sofreu desvio lateral.

2.4.2. Efeito do manejo sobre a matéria orgânica do Solo

O carbono orgânico do solo é uma característica muito dinâmica e modifica-se a cada novo equilíbrio ao qual o solo é submetido. É normal a redução do carbono com a profundidade, bem como a intensidade de cultivo do solo. As análises de perfis de solos mostraram essa redução, à medida que a profundidade é aumentada (COSTA, 1975; ACHÁ PANOSO *et alii*, 1980; CARVALHO, 1984). Entretanto, os maiores teores encontrados na superfície do solo são observados em razão da maior deposição e incorporação de materiais orgânicos nesta parte do perfil (SALGADO, 1979).

Algumas conjecturas são tentadas, a fim de explicar porque os sistemas de usos mais intensos acarretam maiores perdas de carbono. De acordo com KONONOVA (1966), deve ser considerada a combinação rítmica dos fatores que produzem atividade microbiológica (quando há formação de novas substâncias húmicas) e a subsequentes depressão (inibição da decomposição das substâncias húmicas). Isto quer dizer que, quando há maior produção do que consumo, há acúmulo, e vice-versa. Assim sendo, quando os solos são cultivados, o equilíbrio é deslocado no sentido de maior consumo, para atingir novo equilíbrio, onde os níveis de carbono orgânico do solo são menores do que os dos originais.

Além disso, muitos compostos orgânicos interagem com as argilas, formando complexos que variam em estabi-

lidade (ALLISON, 1973). Na interação com as argilas, alguns tipos de compostos orgânicos funcionam como pontes, ligando partículas de argila vizinha, o que dá origem a agregados relativamente estáveis. Essa interação, por outro lado, protege os compostos orgânicos contra a oxidação, via degradação biológica (KONONOVA, 1966; MORTLAND, 1970).

CERRI (1986), estudando num oxissolo de Piracicaba - SP (Brasil) a dinâmica da matéria orgânica da mata natural e comparando com cultivos de cana de 12 e 50 anos mostrou que nos primeiros vinte centímetros do solo o total de carbono orgânico decresce com o tempo de cultivo. Na mata natural, há estocados 71,9 t C/ha; na área cultivada por doze anos, restam 44,6 t C/ha e na área cultivada por cinquenta anos existem 38,5 t C/ha. Estes valores representam respectivamente perdas de 38% e 46% de carbono.

2.4.3. Efeito do manejo sobre componentes químicos do solo

Normalmente, quando é quebrado o equilíbrio natural entre nutrientes encontrados na biomassa, com aqueles encontrados no solo, o que ocorre, quando se dá o desmatamento, a queima e posterior cultivo, são verificadas mudanças significativas nesses solos. Pode-se constatar, então, a grande importância da cobertura vegetal sobre a grande maioria das propriedades físicas e químicas do solo SANCHES (1976).

A grandeza das mudanças no pH do solo principalmente no horizonte A com a prática da queima e a troca da vegetação são de magnitudes diferentes e dependem das características dos solos, dos resíduos orgânicos (excreções radiculares alcalinas ou ácidas) dos aumentos das bases e diminuição do alumínio trocável.

Observações sobre os efeitos de várias espécies introduzidas em solos ácidos do Brasil são fatos mencionados por PRIMAVESI (1982) citando treze espécies entre leguminosas e gramíneas forrageiras, as quais adaptam-se melhor ao solos ácidos porque suas excreções radiculares são de tipo alcalino, o qual é determinante para poder solubilizar e mobilizar os nutrientes.

AYARZA (1987) relata mudanças favoráveis no pH e diminuição na saturação de alumínio, em um Ultissolo na Amazônia Peruana (Yurimaguas), com o processo de queima da mata. A seguir foi estabelecida cinco associações de leguminosas e gramíneas durante quatro anos de rotação.

Trabalhando 510 amostras superficiais de Ultissolos da Amazônia Colombiana, sob pastagem, ESCOBAR & LORA (1987) verificou 45% das amostras tinham pH em água entre 4,5 e 5,0, 5% maior de 5 e as restantes o pH ficou menor de 4,5. O pH no solo da mata regra geral é inferior a 4,5.

A amplitude de variação do teor de alumínio trocável obtida por ESCOBAR & LORA (1987), para os Ultissolos da bacia alta do Amazonas na Colômbia, vai de 1,0-10 meq. Al^{+++} /100 g de solo, sob pastagem. Tal variação

está associada ao tipo de manejo empregado.

Vários autores têm reportado diferenças nos teores de elementos essenciais para as plantas, através do uso do solo. DADALTO (1983) observou que, no solo Podzólico Vermelho-Amarelo Equivalente Eutrófico, sob pastagens, os teores de Ca^{++} , Mg^{++} e K^+ trocáveis e P disponível eram mais elevados que sob condições de vegetação natural e atribuiu tal efeito à queima dessas pastagens.

ESCOBAR & LORA (1987) afirmam que um dos elementos mais limitantes nos solos da Amazônia Colombiana (sob pastagem) é o fósforo, sendo que 84% das amostras analisadas tinham menos que 5 ppm de P. Segundo esses autores 66% das amostras analisadas tinham menos que 1,0 meq. Ca^{+++} /100 g de solo, 40% tinham teores inferior a 0,2 meq. Mg^{+++} /100 g de solo e 59% delas tinham menos que 0,15 meq. K^+ /100 g de solo. Disso, pode-se concluir que as limitações, em termos nutricionais, destes solos são severas.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização da Área

A área trabalhada pertence ao Centro de Pesquisa Agropecuária "Macagual" do Instituto Colombiano Agropecuária ICA., situado a 20 kms ao sul da cidade de Florência estado do Caquetá-Colômbia (Figura 1), sendo suas coordenadas geográficas $1^{\circ} 37'N$ e $75^{\circ} 36'W$. (ARELLANO, 1972). Esses solos têm sido classificados como Ultissolos (TANAKA *et alii*, 1984). Apresentam diferença de textura entre A e B, sendo medianamente profundos à profundos, textura argila siltosa, bem à imperfeitamente drenados. No horizonte B há ocorrência de cerocidade, a estrutura são blocos subangulares médios a finos e a cor é geralmente vermelho-amarelado.

3.2. Geologia-Geomorfologia

Estes solos são originados de material sedimentar de natureza lamítico do Terciário superior. Se faz referência à geologia de superfície.

De maneira geral vários pesquisadores estão de acordo em afirmar que o material parental da extensa planície amazônica está constituído por sedimentos aluviais misturados e depositados provavelmente durante a última parte do Terciário e Pleistoceno (SOMBROCK, citado por CORTÉS, 1973), como resultado de um grande período de erosão iniciado pela elevação da Cordilheira Andina (FAO, 1965; GUERRERO, 1971; MALAGÓN, 1973, citados por JIMÉNES *et alii* 1975) e pela denudação tanto desta como do maciço das Guayanas.

OPENBEIM (1942) citado por JIMÉNEZ *et alii* (1975), afirma que os agentes responsáveis no transporte de grandes quantidades de sedimentos desprendidos da Cordilheira Andina e depositados na planície do Oriente Colombiano, foram os rios. Esta deposição corresponde aos estratos da cordilheira, porém em ordem inverso, isto é os sedimentos superiores foram depositados primeiro e a maior profundidade que os estratos inferiores erodados e depositados mais tarde recobrando os anteriores.

A área ondulada do estado de Caquetá, está caracterizada por uma sequência de sedimentos fluviais compactados que constam de lamitos, siltitos e arenitos, com algumas interlações de camadas de calhaus. Esta sequência per-

tence possivelmente ao Plio-Pleistoceno e esta ligeiramente pregada e falhada.

A cordilheira ergueu-se nos finais do Plioceno. Movimentos post-orogénicos produziram ligeiros dobramentos e falhamentos nas camadas do Plio-Pleistoceno da Bacia do Caquetá, (Colômbia) dando como resultado uma paisagem ondulada que caracteriza-se por uma série de zonas altas (superfícies de diferentes níveis) paralelas à Cordilheira Oriental. Ao mesmo tempo iniciou-se uma rede hidrográfica local nas zonas altas, dissecando as camadas ligeiramente dobradas e falhadas. Entretanto, encontram-se ainda grandes superfícies (terraces) altas ainda não dissecadas e relativamente planas, caracterizadas por solos vermelhos, típicos de uma meteorização tropical úmida (E. van Es. 1973), citado por Jiménez.

Geomorfologicamente os solos fazem parte do grupo das superfícies de denudação sendo, que estas superfícies representam aproximadamente a 90% da área da região. Os interflúvios são geralmente convexos e o entalhe das vertentes têm aspecto côncavo, dando origem a um modelado de dissecção fluvial homogêneo. O relevo resultante nas áreas de estudo, é topos arredondados e planos (declividade de 1 à 3%), variando de espaçoso à estreito, e forte ondulado na média encosta (declividade de 20 à 45%), e plano abaixo da escarpa, com altitudes entre 20 e 60 metros em relação ao nível dos rios circunvizinhos.

Geograficamente os Ultissolos predominam no amplo vale de sedimentação que ocupa a metade ocidental da região Amazônica e em consequência tais solos ocupam superfícies geológicas mais recentes que os Oxissolos da região (CIAT, 1983).

Figura 2a - Esquema dos perfis estudados na área da mata.

Figura 2b - Esquema dos perfis estudados na área da pastagem.

Através de estudos de campo foram selecionados e descritos seis perfis cuja localização ser visualizada na Figura 2a e 2b. Três perfis designados por P_1 , P_2 e P_3 , correspondem à descrição de uma topossequência de vegetação de floresta natural. O perfil 1 se localiza na parte mais alta da sequência enquanto que o 2 na meia encosta e o 3 na parte baixa. Os outros perfis correspondem à outra topossequência desmatado. Faz mais de 15 anos e implantado gramínea. O perfil 4 corresponde a parte alta da sequência, enquanto que o perfil 5 é parte intermediária e o perfil 6 é parte baixa.

3.3. Caracterização Climática

A caracterização climática das áreas de estudo foi estabelecida de acordo com informação de estação meteorológica localizada no Centro Regional de Pesquisa "Macagual". Na Tabela 1 tem-se uma idéia das condições climáticas reinantes nas áreas em foco.

Tabela 1 - Informação climática CRI Macagual - Florência estado de Caquetá - Colômbia. Período 1977-1987.

MÊS	TEMPERATURA °C			PRECIPITAÇÃO mm	EVAPORAÇÃO POTENCIAL mm
	MÁXIMA	MÍNIMA	MÉDIA		
Janeiro	33.0	21.0	26.4	91.3	145.2
Fevereiro	32.0	21.2	26.1	179.4	89.6
Março	31.0	21.6	25.8	279.0	139.5
Abril	29.9	21.6	25.1	434.4	102.0
Maio	30.4	21.7	25.2	451.4	99.2
Junho	28.8	21.0	24.1	426.3	60.0
Julho	29.0	20.9	24.1	417.4	92.1
Agosto	30.0	20.4	24.6	314.1	108.9
Setembro	30.8	20.8	25.0	293.0	118.3
Outubro	31.0	21.1	25.3	308.3	127.8
Novembro	31.0	21.2	25.5	238.8	121.1
Dezembro	32.1	21.2	25.9	141.0	131.0

De acordo com classificação de Köppen tem-se que: no estado do Caquetá as áreas de ocorrência dos solos em estudo se enquadram no tipo de clima Af que são tropicais chuvosos onde o mês mais seco têm precipitação igual o superior a 60 mm (Figura 3).

Figura 3 - Balanço hidrológico registrado na estação Meteorológica do Centro de Pesquisas "Macagual" estado do Caquetá - Colômbia, para o período 1977-1986. Fonte: Instituto Colombiano Agropecuário.

3.3.1. Regimes térmicos e hídrico dos solos

Baseando-se na Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1975) pode-se arbitrar que somando-se 2°C à temperatura média anual do ar ter-se à uma idéia da temperatura média anual do solo à profundidade de 50 cm. Assim procedendo para todas as áreas chega-se a conclusão que a temperatura média anual dos solos à 50 cm de profundidade atingem valores entre 26°C e 29°C. Como a diferença entre as médias de verão e as de inverno é inferior a 5°C, tem que o regime térmico dos solos é isohipertérmico.

O regime hídrico do solo é uma importante propriedade do mesmo. Levando-se em conta que o regime térmico dos solos é isohipertérmico e procedendo-se o estudo do balanço hídrico da estação meteorológica mais próxima das áreas em foco, (Tabela 1) chega-se á conclusão que o regime hídrico dos solos, de acordo com a Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1975), é perúdico.

3.4. Vegetação

A mata é uma floresta Equatorial Perúmida. É uma formação arbórea, de porte considerável apresentando árvores como alturas que variam entre 10 e 30 metros, muito rica em epífitas, musgos, líquens e bromeliáceas. O folhagem é sempre verde em todos os estratos durante o ano. Há 30 espécies arbóreas, pode-se citar algumas das famílias: Rubi-

aceas, Ochnaceae, Mimosaceae, Solanaceae, Tiliaceae, Meliaceae, Bombacaceae, Vochysiaceae, Euphorbiaceae e Palmaceae.

Na área com pastagem (> 15 anos) a vegetação é constituída por 80% de gramíneas (*Paspalum* sp.), e 20% entre Cyperaceae e *Homolepsis atuluensis*. A área foi desmatada manualmente, sendo que as árvores economicamente importantes foram removidas. O restante do material foi queimado no próprio local. Depois do desmatamento foi feito um plantio de milho e logo em seguida inicia-se o estabelecimento da pastagem. A seguir a área foi sendo utilizada como pastagem.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Descrição e Coleta dos Solos

A descrição e coleta dos perfis foram realizadas em trincheiras de 1 x 1 m de superfície e 2 m de profundidade, tendo seguidas as normas do SOIL SURVEY MANUAL (1951) e do Manual de Métodos de Trabalho no campo SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO (1976). Para a designação dos horizontes e camadas do solo foram adotados métodos dos SNLCS (EMBRAPA, 1984).

Coletou-se 1 kg de terra por horizonte, num total de 34 amostras. Em todos os locais foram feitas coletas de amostras de teores para determinação de densidade do solo, assim como de amostras indeformadas dos principais horizontes e rocha, para análises micromorfológicas. Na Figura 3 apresentou-se os diagramas dos perfis estudados.

4.2. Análise Rotinira de Laboratório

As amostras dos diversos horizontes coletadas foram secas ao ar, destorradas e passadas e passadas através de peneiras com malha de abertura de 2 mm. A fração inferior

a 2 mm que constitui a terra fina seca ao ar, foi usada para as determinações físicas, químicas e mineralógicas.

4.2.1. Análises físicas

- a. Análise granulométrica - por sedimentação em cilindros Koettgem, usando NaOH como agente dispersante e agitando em alta rotação. Quatro frações foram separadas de acordo com o método de classificação Internacional. Eles são 2.0 -0.2, 0.2 -0.05, 0.0002 e menores de 0.0002 mm.
- b. Argila dispersa em água - é a porcentagem de argila obtida por agitação com água destilada.
- c. Densidade aparente - o método empregado na determinação foi do torrão impermeabilizado com parafina fundida, KIEHL (1979).
- d. Compactação - foi determinada pelo método penetrometro de impacto, cujas dimensões foram padronizadas pela "American Society of Agricultural Engineers". Para a determinação da resistência a penetração, foi utilizada a fórmula proposta por BILLOT (1982).

4.2.2. Análises químicas

As determinações de rotina, foram realizadas de acordo como os métodos de Análise Química do Solo para fins de Fertilidade, do Instituto Agronômico, CPA, Sa. Sp. UNESP. (FUNDAÇÃO CARGILL, 1977): pH em água, KCl N e CaCl_2 0.01M (potenciometricamente suspensão 1:2,5); matéria orgânica (método Walkley-Black). Bases trocáveis (método acetado de amônio 1N pH 7), alumínio trocável (método KCl 1N); teor de H^+ + Al^{+++} (método acetato de cálcio pH 7); fósforo disponível (método da resina trocadora de anions, tipo forte).

O carbono total foi determinado por combustão da amostra em um forno a resistência a (1100°C), sob fluxo de oxigênio. Através de um sistema de bombas, o CO_2 e CO liberados são enviados para um segundo forno (700°C), onde uma reação com CuO completa a oxidação de CO. Em seguida, os gases são enviados a uma célula com soda 0,05N. A diferença na condutividade elétrica entre a soda de referência e a soda carbonatada com o CO_2 da amostra é medida, e o resultado é registrado diretamente em mg de carbono (Manual de Aulas Práticas Sobre Matéria Orgânica USP/CENA).

4.3. Outras Determinações químicas

4.3.1. Ataque sulfúrico

O SiO_2 foi determinado no resíduo resultante do ataque da amostra com ácido sulfúrico ($d = 1,47$) e, no

filtrado, Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2 . O índice k_i , obtido pela relação molecular entre o SiO_2 e Al_2O_3 , determinados no ataque sulfúrico. Índice k_r , calculado pela relação molecular entre o SiO_2 e Al_2O_3 , determinados no ataque sulfúrico.

✓ 4.3.2. Ferro e alumínio pelo citrato-bicarbonato-ditionito (CBD)

A extração foi feita de acordo com o método de JACKSON (1973), a partir de 1 g de terra fina. Uma alíquota do extrato do CBD, foi submetida ao tratamento do HNO_3 mais H_2SO_4 concentrados para destruição do citrato. Após o que determinou-se o ferro livre pelo método colorimétrico com ortofenantrolina e o alumínio com o aluminon.

✓ 4.3.3. Ferro e alumínio pelo oxalato de amônio

Utilizou-se 0,5 g de terra fina e a extração foi feita com oxalato de amônio 0,2 M a pH 3,0 por um período de 4 horas de agitação (McKEAGUE & DAY, 1966). A determinação do ferro e alumínio, após tratamento de uma alíquota com HNO_3 e H_2SO_4 concentrados, foi feita colorimetricamente do mesmo modo que no método anterior.

4.3.4. Determinação do potássio total

O potássio total da fração argila ($< 0,002 \text{ mm}$) foi extraído por digestão com ácido fluorídrico mais ácido

perclórico, de acordo como IRATT (1965). Utilizou-se 0,1 g de argila e na determinação do teor de potássio emprega-se o fotometro de chama. A percentagem de mica presente na amostra foi determinada assumido que 1% de K_2O corresponde a 10% de itita (JACKSON, 1973).

4.4. Análises Mineralógicas

O estudo mineralógico dos solos foi feito com o auxílio de métodos óticos, usando-se o microscópio polarizante e estereoscópico, da infiltração de raios-X, da análise térmica diferencial, e de análises químicas com o intuito de se proceder a análise qualitativa e semi-quantitativa dos diversos minerais presentes nos solos coletados.

4.4.1. Preparo do material

No preparo do material foram eliminados os sais solúveis, matéria orgânica e "ferro livre" de todas as amostras. Os métodos empregados foram os propostos por JACKSON (1973). Sendo os sais solúveis removidos por acetato de sódio pH 5,0, a matéria orgânica por H_2O_2 30% e o ferro livre pelo método citrato-bicarbonato-ditionito. Após esses tratamentos as amostras foram saturadas com sódio, usando o NaCl 1N. A seguir, procedeu-se o fracionamento das mesmas por tamizagem via úmida, centrifugação e sedimentação, sendo separadas as seguintes frações: areia (2-0, 05 mm), silte (0,05-0,002 mm) e argila (< 0,002 mm).

Tendo em vista o estudo mineralógico dos óxidos de ferro, novas amostras foram submetidas aos tratamentos anteriores sem a eliminação do "ferro livre". Essas amostras, sem a remoção do "ferro livre", foram dispersas com NaOH 1N e fracionadas do mesmo modo anterior. As frações argila ($< 0,002$ mm) foram tratadas com NaOH 5M à quente para concentração dos óxidos de ferro (NORRISH & TAYLOR, 1961), para posteriores análises mineralógicas dos mesmos.

4.4.2. Métodos óticos

Utilizados na identificação e determinação quantitativa dos componentes mineralógicos das frações areia fina (0,05-0,20 mm), fração essa separada durante a análise granulométrica dos solos. Essas determinações foram realizadas seguindo os métodos constantes do Manual de Análises de Solos (EMBRAPA, 1979).

A identificação das espécies minerais realizada de acordo com WINCHELL & WINCHELL (1959), mediante o uso de microscópio estereoscópico, microscópio polarizante e microtestes químicos (PARFENOFF *et alii*, 1970). Para exame no microscópio polarizante foi feita montagem do material com líquidos de índice de refração conhecido (métodos SNLCS 4.22, 4.3.1., 4.3.2., 4.5.1., 4.5.2. e 4.5.3.).

A determinação quantitativa consistiu na avaliação volumétrica mediante exame do material sob microscópio estereoscópico, para averiguação das percentagens estimadas em papel milimetrado (métodos SNLCS 4.2.2. e 4.4.1.).

4.4.3. Difração de raios-X

Os estudos qualitativos dos minerais por difração de raios-X foram realizados nas amostras das frações silte (0,05-0,002 mm) e argila (< 0,002 mm) das amostras de solos coletados.

As amostras da fração silte desferrificadas foram analisadas, por difração de raios-X, em forma de pó (não orientadas), usando-se uma lâmina especial de alumínio. Essas amostras irradiadas no intervalo de 2 a 62° e, utilizando-se um aparelho de raios-X de marca Rigaku, com radiação de cobre, filtro de níquel, corrente do tubo de 40 kw e 20 m. A variação do ângulo 2θ é de 2°/min. e velocidade do registrador de 10 mm/min. A identificação qualitativa dos minerais presentes foi realizada através de suas reflexões mais intensas de acordo com BROWN (1961), JACKSON (1973), WARSHAW & ROY (1961) e JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS (1974).

O estudo qualitativo dos principais óxidos de ferro presentes nos solos, foram realizados em amostras da fração argila, que não sofreram a remoção do "ferro livre", após tratamento com NaOH 5M à quente (KAMPF & SCHWERTMANN, 1982). Analisou-se essas amostras do mesmo modo anterior, isto é, em forma de pó (não orientada), utilizando-se uma lâmina especial de alumínio. A irradiação foi no intervalo de 20 a 60° 2θ , usando-se o mesmo aparelho anterior.

A identificação qualitativa dos minerais presentes na fração argila desferrificada foi feita baseando-se na saturação das amostras com potássio e magnésio, glicolação e efeitos do aquecimento em diversas temperaturas. Os métodos seguiram as recomendações de JACKSON (1973). Na saturação da amostra com magnésio utilizou-se o $MgCl_2$ 1N e na saturação com potássio o KCl 1N. A glicolação foi realizada com uma solução de etileno-glicol a 10%, em amostras previamente saturadas com magnésio.

A partir desses tratamentos foram confeccionadas lâminas orientadas das amostras com o auxílio de uma pipeta. Essas lâminas foram secas à temperatura ambiente (25°C). As lâminas saturadas com potássio secas à 25°C, após irradiadas foram submetidas a sucessivos tratamentos térmicos. Tendo sido aquecidas à 110°C, 350°C e 550°C por um tempo de duas horas e novamente irradiadas ao raio-X.

Para a obtenção dos difratogramas de raios-X dos diversos tratamentos empregados utilizou-se do mesmo aparelho anterior com tubo de cobre e filtro de níquel. Todas as amostras foram irradiadas no intervalo de 2 a 40° 2 θ e a identificação dos minerais baseou-se nos espaçamentos basais de acordo com os autores anteriormente citados.

4.4.4. Análise térmica diferencial

A análise térmica diferencial foi usada para a determinação quantitativa da caulinita na fração argila

(< 0,002 mm). O método utilizado foi o preconizado por DIXON (1966), sendo empregado o Al_2O_3 calcinado como material inerte para a diluição das amostras. Analisou-se os padrões de caulinita diluídas a 10, 20, 30 e 40%. Determinou-se então as áreas dos picos da caulinita padrão pelo método da pesagem e traçou-se um gráfico com as percentagens conhecida da caulinita padrão versus as áreas dos picos (Figura 4).

A fração argila desferrificada e saturada com magnésio foram diluídas a 50%, com Al_2O_3 calcinado, e aquecidas da temperatura ambiente até 700°C . Determinou-se depois as áreas dos picos das diversas amostras por pesagem e por comparação destas áreas com a da curva padrão de caulinita, foram determinadas as percentagens da caulinita presentes nas amostras.

Figura 4 - Curva padrão para determinação das percentagens de caulinita.

O aparelho utilizado nessas análises foi da marca Rigaku com registrador gráfico e a velocidade de aquecimento foi de $10^{\circ}/\text{min.}$, em atmosfera normal.

4.5. Análises Micromorfológicas

Para a análise micromorfológica foram coletadas amostras indeformadas dos horizontes A, B e C, tendo sido anotada a posição vertical original das amostras no perfil. Foram ainda, coletada amostra da rocha material de origem dos solos.

Na impregnação dessas amostras seguiu-se o método proposto por MENDES *et alii* (1973), com algumas modificações e adaptações, utilizando-se como solução impregnante uma mistura da resina Polylite T-208 diluída em duas porções de monômero de estireno e como catalizador foi utilizado 3 a 4 gotas de Peroxol G-10, para cada 150 ml da mistura.

As amostras foram previamente secas ao ar e depois colocadas em estufa à uma temperatura de 40°C por três ou quatro dias; a impregnação foi realizada em vácuo à uma pressão de 27 polegadas de mercúrio, através do uso de uma bomba elétrica, que foi mantida durante todo o processo de adição da solução impregnante o que foi realizado lentamente gota à gota. Terminada a adição da solução as amostras foram deixadas no vácuo por determinado tempo e depois à temperatura ambiente até completar as reações de polimerização, após o que as amostras impregnadas foram levadas à estufa a uma temperatura de 40°C por dois dias.

Foram feitos cortes horizontais e verticais nas amostras impregnadas e scas, tendo-se conseguido secções que foram polidas em uma face e fixadas sobre uma lâmina de vidro, utilizando-se o bálsamo do Canadá. Estas amostras sofreram novo corte ficando com a espessura de 1 mm. Proce- deu-se então o desgaste e polimento das mesmas com o emprego de óxido de alumínio até se conseguir a espessura de 30 μ m.

O estudo das lâminas delgadas foi feito com o auxílio do microscópio polarizante e seguiu-se as recomendações de BREWER (1976).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Características Morfológicas

Os resultados morfológicos dos 3 perfis da mata, P_1 , P_2 e P_3 e dos três perfis sob pastagem, P_4 , P_5 e P_6 estão indicados na Tabela 2. Independente da topossequência, as condições de drenagem pioram do topo (perfis P_1 e P_4) para a base da encosta (perfis P_3 e P_6). A menor drenagem dos perfis da base das sequências se deve ao maior fluxo lateral e a posição mais elevada do lençol freático.

Morfológicamente desenvolvem-se horizontes argílicos nas duas topossequências, caracterizados principalmente pelo gradiente textural, grau moderado de estrutura e pequena quantidade de cerosidade.

De maneira geral, os horizontes inferiores principalmente dos perfis da base da topossequência desenvolvem a formação de lateritas, diagnosticada pelas concreções ferreginosas e do intenso mosqueado vermelho, cinza e pardo. A drenabilidade dos perfis sob mata decresce do P_1 para o P_3 .

Tabela 2 - Principais características morfológicas dos solos.

HORIZONTES	PROFUNDIDADE (cm)	COR ÚMIDA		ESTRUTURA ⁽¹⁾		FRAGMENTOS DE ROCHA (%)	OBSERVAÇÕES ⁽²⁾
		MATRIZ	MOSQUEADO	GRAU	TIPO		
Perfil 1 (Mata parte alta)							
A ₁	0-6	10 YR 5/3		Fr-Mod	BSC úmido)	-	
BA	6-60	7,5 YR 4/4		Fr-Mod	BSC úmido)	-	
Bt	60-100	5 YR 5/6		Mod	BSC úmido)	2	Cutans
BC	100-118	5 YR 5/6		Fr	BSC úmido)	3	Cerosidade por segregação
Cr	118-144	5 YR 7/3	2,5 YR 3/6		Ma *	10	Plintita
Rr	144-200	2,5 YR 7/2	2,5 YR 4/4		Ma *	-	Plintita - semiconcreções 30%
Perfil 2 (Mata parte média)							
A ₁	0-6	10 YR 3/3		Fr-Mod	BSC úmido)	-	
BA	6-56	7,5 YR 5/6		Fr-Mod	BSC úmido)	-	
Bt	56-98	5 YR 5/6		Mod	BSC úmido)	-	Cutans pouco
BC	98-158	5 YR 5/6		Fr	BSC úmido)	5	Cutans comum
Cr	158-200	2,5 YR 5/6	10 YR 7/2	Fr	BSC úmido)	10	
Perfil 3 (Mata parte baixa)							
A ₁	0-10	10 YR 4/3		Fr-Mod	BSC úmido)	-	
AB	10-26	10 YR 5/4	10 YR 8/2	Fr-Mod	BSC úmido)	-	Cutans pouco a comum
Bt	26-58	7,5 YR 5/6	7,5 YR 7/2	Mod	BSC úmido)	-	Lençol freático
Cr	58-95	5 YR 5/4	5 YR 7/3		Ma *	10	Concreções ferruginosas 1%
Rr	95-150	5 YR 5/3	5 YR 7/2		Ma *	-	
Perfil 4 (Pastagem parte alta)							
A _{1P}	0-3	10 YR 4/3	7,5 YR 4/4	Fr-Mod	BS-Gr(úmido)	-	
ABg	3-10	10 YR 5/3	7,5 YR 4/4	Fr-Mod	Ma *	-	Cutans pouco a comum
Bt	10-39	7,5 YR 5/6	10 YR 6/3	Mod-Ft	BSC úmido)	-	Plintita 5 a 10%
BC	39-58	5 YR 4/3	10 YR 8/2	Mod	Ma *	-	
Cr	58-96	10 YR 5/6	2,5 YR 4/4		Ma *	-	
Rr ₁	96-160	7,5 YR 7/0	5 YR 6/2		Ma *	-	
Rr ₂	160-200	7,5 YR 7/0			Ma *	-	
Perfil 5 (Pastagem parte média)							
A _{1P}	0-5	10 YR 4/2	10 YR 5/8	Fr-Mod	BS-Gr(úmido)	-	
A _{2g}	5-13	10 YR 5/2	7,5 YR 5/6	Fr-Mod	Ma *	-	
BA	13-30	7,5 YR 5/4	7,5 YR 4/4	Fr	BSC úmido)	-	Cutans pouco a comum
Bt	30-92	7,5 YR 5/6	10 YR 5/2	Mod	BSC úmido)	-	Cangalattentica 3%
Cr ₁	92-152	7,5 YR 6/8	10 YR 7/1	Fr	BSC úmido)	-	
Cr _{2ir}	152-200	10 YR 6/8	2,5 YR 3/4	Fr	BSC úmido)	-	
			10 YR 7/4				
Perfil 6 (Pastagem parte baixa)							
A _{1P}	0-4	10 YR 5/2	5 Y 4/6	Fr-Mod	BSC úmido)	-	
A _{2g}	4-14	10 YR 6/2	7,5 YR 4/4	Fr-Mod	BSC úmido)	5	Cutans pouco a comum
Bt	14-44	10 YR 6/3	7,5 YR 7/6	Mod	BSC úmido)	-	Lençol freático
CR	44-114	5 Y 7/3	7,5 YR 5/6	Mod	Ma *	-	
Rr	114-170	5 YR 5/3	2,5 YR 5/2		Ma *	-	
			10 YR 7/2				

(1) Estrutura: Fr = fraca; Mod = moderada; BS = blocos subangulares;
Ma = maciça; Gr = granular; Ft = forte

* Desfaz-se em umido.

(2) Presença de fendas, principalmente nos perfis 4, 5 e 6, devido ao
ao processo de expansão e contração.

A estrutura nos perfis da mata, apresenta-se em blocos subangulares de grau fraco a moderado nos horizontes superficiais. Nos horizontes B ela apresenta-se maior e de grau mais acentuado, moderado a forte. Nos horizontes mais inferiores a estrutura é regra geral maciça. Quanto aos perfis com pastagem há acentuada variação no aspecto estrutural dos solos. No horizontes superficial o tipo permanece o mesmo porém os agregados são maiores, passando para uma estrutura maciça no 2^o horizonte. No horizonte argílico não há alteração da estrutura. A tendência da modificação da estrutura de blocos subangulares para maciça reflete o tipo de manejo que está sendo empregado. O pisoteio do gado, associado a um ambiente perúdic de umidade, tende a desenvolver camadas densas e conseqüentemente de menor drenagem, vinda daí a variação de estrutura.

Os horizontes de transição, associado com horizontes C ou R apresentam estrutura maciça, o que não deixa de ser uma herança do próprio material de origem.

De maneira geral, o grau de estrutura assim como o tamanho da estrutura é função de uma série de fatores, entre os quais o teor e natureza da argila são primordiais. Solos originados de folhelhos no Brasil têm desenvolvido estrutura nos horizontes B de grau forte e muito forte (GOMEZ, 1985), raramente desenvolvem estrutura maciça.

Aparentemente o regime hídrico perúdic da região de estudo, associado a uma material de origem rico em silte não têm favorecido o desenvolvimento da estrutura e

pelo contrário, ao sofrer um manejo intensivo de pisoteio o solo torna-se compacto e impermeável.

A presença de cerosidade nos horizontes inferiores dos solos das duas sequências, indica que a fração argila sofre translocação parcial. Os fragmentos de rocha encontrados principalmente nos horizontes mais inferiores, e constituídos por minerais resistentes ao intemperismo e alguns minerais intemperisáveis evidenciam um contrasenso. Apesar das condições severas de intemperismo, com uma elevada taxa de lixiviação e sem estação seca definida ainda ocorre minerais intemperisáveis, tais como os plagioclásios.

Como foi salientado, a ação do manejo alterou a estrutura e conseqüentemente a drenagem dos horizontes dos solos dos perfis sob pastagem. Evidências deste fato, além da estrutura, pode ser visto pela variação da cor dos solos. A presença de mosqueados dos perfis sob mata ocorre apenas nos horizontes inferiores para os perfis 1 e 2. No caso do P_3 , devido a posição que ocupa no relevo, base da topossequência, influenciado pelo intenso fluxo lateral e oscilação do lençol freático, a gleização se manifesta desde o horizonte AB. Por outro lado, todos os perfis sob pastagem apresentam sinais de gleização desde a superfície do solo até a rocha, inclusive para o perfil 5, basicamente o de melhor drenagem. O horizonte A de transição AB é o que mais desenvolve características de redução.

Teoricamente o P_3 deveria ter a melhor drenagem da topossequência se comparado com a topossequência sob

mata onde o P_2 , perfil da meia encosta é o de melhor drenagem. Devido a ação do manejo houve modificação das características de drenabilidade destes solos.

Os solos desta pesquisa mostram uma perceptível contração expansão, como demostram as fendas dos mesmos, principalmente nos solos sob pastagens. Isto indica que em determinados períodos do ano tais solos estão sujeitos a secamento, mesmo em pleno regime perúdicico.

5.2. Características Físicas

Os solos estudados são originados de material sedimentar de natureza argila-siltosa. Estes dois separados prefazem mais de 70% de todos os horizontes dos solos (Tabela 3). O gradiente textural está presente em todos os perfis o que indica presença de horizonte argílico quando associado a cerosidade. Aparentemente, os 15 anos de pastagem não alteram a variação textural. O elevado teor de silte destes solos não deixa de ser interessante, pois nas condições atuais de intemperismo tais solos deveriam ter baixíssimo teor de silte. Aliás, VAN VAMBEKE (1974) utilizou o teor de silte como indicador de intemperismo, sendo que para solos tropicais o teor deste separado deve ser baixo. De acordo com esta regra, os 6 perfis estudados são considerados pouco intemperizados. Este elevado teor de silte, também faz com que estes solos sejam distintos dos Ultissois e Alfissois, originados de folhelho das diversas regiões do Brasil. A participação das frações mais grossas é muito pequena.

Tabela 3 - Composição granulométrica (em %), argila dispersa em água e relação silte/argila.

HORIZONTES	PROFUNDIDADE (cm)	FRAÇÕES (EM mm)				ARGILA DISPERSA EM ÁGUA (%)
		AREIA GROSSA	AREIA FINA	SILTE	ARGILA	
		(2-0,20)	(0,20-0,05)	(0,20-0,05)	(<0,002)	
Perfil 1 (Mata parte alta)						
A _s	0-6	1	5	55	39	13
BA	6-60	-	5	46	49	23
Bt	60-100	-	4	38	58	1
BC	100-118	-	3	44	53	1
Cr	118-144	-	3	29	68	1
Rr	144-200	1	2	50	47	2
Perfil 2 (Mata parte média)						
A _s	0-6	3	24	47	26	11
BA	6-56	1	20	41	38	18
Bt	56-98	-	17	35	48	8
BC	98-158	1	21	31	47	3
Cr	158-200	-	26	37	37	3
Perfil 3 (Mata parte baixa)						
A _s	0-10	2	9	66	23	8
AB	10-26	2	8	67	23	9
Bt	26-58	1	7	53	39	19
Cr	58-95	-	5	43	52	4
Rr	95-150	-	3	38	59	2
Perfil 4 (Pastagem parte alta)						
A _{1P}	0-3	1	9	55	35	13
ABg	3-10	1	9	50	40	18
Bt	10-39	-	6	41	53	3
BC	39-58	-	7	27	66	1
Cr	58-96	1	16	46	38	2
Rr ₁	96-160	-	4	60	36	2
Rr ₂	160-200	-	2	64	34	1
Perfil 5 (Pastagem parte média)						
A _{1P}	0-5	3	22	50	25	16
A _{2g}	5-13	3	21	50	26	4
BA	13-50	1	20	49	30	8
Bt	50-92	1	14	40	45	2
Cr ₁	92-152	-	40	24	36	2
Cr ₂ ir	152-200	4	17	43	36	1
Perfil 6 (Pastagem parte baixa)						
A _{1P}	0-4	3	10	65	22	15
A _{2g}	4-14	3	11	64	22	9
Bt	14-44	1	11	51	37	5
CR	44-114	-	6	52	42	6
Rr	114-170	-	3	41	54	2

A argila dispersa em água segue uma mesma tendência P_{54} para todos os perfis, ou seja decrescendo em profundidade. Os maiores valores encontrados estão associados aos horizontes superficiais, devido a ação dispersante da matéria orgânica. Comparando-se os perfis das duas topossequências, nota-se que os perfis sob pastagem apresentam menor teor de argila dispersa nos horizontes superficiais, principalmente nos perfis 5 e 6. Tal fato pode ser atribuído ao maior decréscimo do teor de matéria orgânica destes perfis. Por outro lado, os baixos valores de argila dispersa em água dos demais horizontes indicam a pequena mobilidade dos constituintes coloidais destes solos.

Os elevados valores de densidade do solo (Tabela 4) nos horizontes inferiores, principalmente BC, C e R, refletem um material argiloso pouco poroso, vindo daí a restrição do drenagem nestas camadas. O folhelho ou lamito, material de origem destes solos, é extremamente coeso quando comparado com os folhelhos e argilitos das diversas regiões brasileiras, inclusive Amazônia (PROYETO RADAM, 1976). A resistência a penetração (Tabela 4) apresenta as mesmas tendências do que a densidade. Comparando-se tanto a densidade como os valores da compactação dos solos das duas topossequências, nota-se que tais valores são ligeiramente superiores para os perfis sob pastagem, principalmente para os horizontes superficiais. Tal fato se deve a ação do manejo, que através do pisoteio do gado compactou ligeiramente a superfície do solo, porém suficiente para causar transtornos no drenagem.

Tabela 4 - Densidade aparente e resistência a penetração dos solos.

HORIZONTE	DENSIDADE g/cm ³	RESISTÊNCIA À PENETRAÇÃO kg/cm ²	UMIDADE %
P E R F I L 1 (M A T A P A R T E A L T A)			
A ₁	1,1	4,9	38
BA	1,4	5,5	39
Bt	1,4	-	
BC	1,6	-	
Gr	1,6	-	
Rr	-	-	
P E R F I L 2 (M A T A P A R T E M É D I A)			
A ₁	1,2	4,0	35
BA	1,5	5,0	34
Bt	1,7	-	
BC	1,7	-	
Gr	1,7	-	
P E R F I L 3 (M A T A P A R T E B A I X A)			
A ₁	1,1	4,0	35
BA	1,3	5,7	25
Bt	1,7	6,5	24
BC	1,8	-	
Gr	1,7	-	

Tabela 4 - Continuação.

HORIZONTE	DENSIDADE g/cm ³	RESISTÊNCIA À PENETRAÇÃO kg/cm ²	UNIDADE %
P E R F I L 4 (P A S T A G E M P A R T E A L T A)			
A _{1P}	1,1	7,8	35
ABg	1,2	8,5	35
Bt	1,5	7,0	36
BC	1,4	6,5	38
Cr	1,6	-	
Rr ₁	1,6	-	
Rr ₂	1,6	-	
P E R F I L 5 (P A S T A G E M P A R T E M É D I A)			
A _{1P}	1,2	8,4	27
A _{3g}	1,4	9,0	24
BA	1,4	10,5	25
Bt	1,6	-	
Cr ₁	1,6	-	
Cr ₂ ir	1,7	-	
P E R F I L 6 (P A S T A G E M P A R T E B A I X A)			
A _{1P}	1,4	6,0	31
A _{3g}	1,5	7,8	25
Bt	1,7	11,8	25
Cr	2,0	-	
Rr	1,9	-	

Segundo estudos conduzidos por Pfeffer, citado por GILL & BOIT (1955), as raízes das plantas podem exercer pressões axiais entre 7 e 25 bares (6,86 a 24,51 kg/cm²)

e radiais de 4 a 7 bares (3,92 a 6,86 kg/cm²). EVIS *et alii* (1969) obtiveram valores máximos de pressão axial de crescimento em torno de 13 bares (12,74 kg/cm²) para raízes de algodão e amendoim. Esta capacidade das raízes de exercer pressão pode ser menor sob condições de suprimento deficiente de oxigênio. Portanto, é possível que em algumas áreas da pastagens o nível de compactação cause impedimento à penetração de raízes de muitas espécies.

5.3. Características Químicas

Todos os solos apresentam reação fortemente ácida com valores de pH em H₂O, variando de 3,9 à 5,9, com uma tendência de aumento em profundidade, (Tabelas 5 e 6). Isso sugere que a diminuição do pH na parte superior do perfil se deva à maior influência do ambiente orgânico, principalmente na floresta. Nota-se que os perfis com pastagem (P₄, P₅ e P₆) apresentam valores com menor amplitude de variação (4,9 à 5,9) do que os perfis com floresta (3,9 à 5,7).

O pH em KCl é bem mais baixo que o pH em H₂O e praticamente permanece inalterado com a profundidade do solo, apresentando valores entre 3,5 e 4,0. As diferenças entre o pH em KCl e em H₂O (Δ pH) desses solos apresentam valores indo de 0,2 à 1,8. Os valores mais baixos ocorrem nos horizontes superiores principalmente dos solos da mata. Segundo UEHARA & GILLMAN (1981) um valor de Δ pH elevado e

com carga líquida negativa, associado a altos teores de alumínio trocável é indicativo de solos ricos em minerais onde predominam cargas permanentes. Caso contrário indica solos com carga variável.

O pH em CaCl_2 é geral mais baixo que o pH em H_2O e em KCl . Os menores valores estão nos horizontes superficiais e há um pequeno aumento nos horizontes inferiores dos solos com floresta; o contrário ocorre nos solos com pastagens.

Tabela 5 - Algumas características químicas dos solos.

HORIZONTE	PROFUNDIDADE (cm)	pH (1:2,5)			Aph	Meq/100 g								CTC	V	N	
		H ₂ O	KCl	CaCl ₂		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	S	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	SATURACAO Al ⁺⁺⁺	CARBONO ORGANICO				
Perfil 1 (Mata parte alta)																	
A ₁	0-5	4,0	3,5	3,3	-0,5	0,2	0,4	0,3	0,9	11,4	19,9	32,2	3	93	4,1		
BA	5-50	4,7	3,8	3,6	-0,9	0,1	0,1	0,2	0,4	11,7	19,6	31,7	1	97	1,4		
BL	50-100	5,1	3,8	3,6	-1,3	0,2	0,1	0,2	0,5	14,0	20,7	35,2	1	96	0,6		
BC	100-118	5,3	3,9	3,6	-1,4	0,1	0,1	0,2	0,4	13,5	19,2	35,1	1	97	0,4		
Cr	118-144	5,4	3,8	3,6	-1,6	0,3	0,1	0,3	0,7	20,9	17,7	39,3	2	97	0,1		
Pr	144-200	5,3	3,8	3,7	-1,4	0,1	0,1	0,4	0,6	22,2	20,7	43,4	1	47	0,1		
Perfil 2 (Mata parte média)																	
A ₁	0-5	3,9	3,5	3,4	-0,4	0,1	0,2	0,5	0,8	8,7	22,6	32,1	2	92	2,8		
BA	5-50	4,5	3,9	3,8	-0,6	0,1	0,1	0,1	0,3	7,9	17,5	25,7	1	96	1,2		
BL	50-98	5,4	3,9	3,8	-1,5	0,1	0,1	0,1	0,3	11,1	20,2	31,6	1	96	0,7		
BC	98-158	5,6	3,9	3,8	-1,7	0,1	0,1	0,1	0,3	12,0	19,3	31,6	1	96	0,6		
Cr	158-200	5,7	3,9	3,8	-1,8	0,1	0,0	0,1	0,2	10,7	20,5	31,6	1	98	0,5		
Perfil 3 (Mata parte baixa)																	
A ₁	0-10	4,0	3,4	3,3	-0,6	0,5	0,3	0,3	1,1	7,1	18,2	25,4	4	67	3,2		
AB	10-28	4,0	3,8	3,6	-0,2	0,1	0,1	0,2	0,4	7,9	17,4	25,7	2	95	1,4		
BL	28-58	5,2	3,9	3,7	-1,3	0,2	0,1	0,1	0,4	10,0	21,3	31,7	1	96	0,9		
Cr	58-93	5,3	3,8	3,8	-1,5	0,1	0,1	0,2	0,4	13,5	21,1	35,1	1	97	0,6		
Pr	93-150	5,4	3,8	3,7	-1,6	0,0	0,1	0,4	0,5	21,1	21,8	43,4	1	96	0,5		
Perfil 4 (Pastagem parte alta)																	
A ₁	0-3	4,8	3,9	3,8	-1,0	4,4	1,1	0,4	5,0	5,2	17,5	28,7	21	47	4,1		
AB _g	3-10	4,8	3,8	3,7	-1,0	3,0	0,8	0,4	4,2	9,7	16,4	32,3	13	70	2,8		
BL	10-39	5,2	3,8	3,6	-1,4	0,4	0,2	0,3	0,9	18,7	19,9	39,6	2	95	0,9		
BC	39-58	5,2	3,8	3,6	-1,4	0,2	0,2	0,4	0,8	24,2	14,4	39,4	2	97	0,5		
Cr	58-95	5,3	4,0	3,7	-1,5	0,2	0,2	0,2	0,5	14,3	17,0	31,9	2	98	0,3		
Pr ₁	95-100	5,9	4,1	3,7	-1,8	0,2	0,1	0,1	0,4	11,9	19,5	31,7	1	97	0,1		
Pr ₂	100-200	5,7	4,0	3,6	-1,7	0,1	0,1	0,2	0,4	14,4	18,9	31,8	1	97	0,1		
Perfil 5 (Pastagem parte média)																	
A ₁	0-5	5,2	4,0	4,0	-1,2	2,4	0,88	0,24	3,8	2,5	9,3	14,4	24	42	2,9		
A ₂	5-13	5,1	4,0	3,9	-1,1	0,2	0,7	0,21	3,1	3,7	9,8	15,6	19	54	2,1		
BA	13-50	5,5	4,0	3,7	-1,5	0,5	0,1	0,15	0,8	9,0	17,3	26,1	3	91	1,4		
BL	50-92	5,6	4,0	3,7	-1,6	0,3	0,1	0,2	0,6	11,1	17,0	28,7	2	93	1,1		
Cr ₁	92-152	5,8	4,0	3,7	-1,8	0,1	0,1	0,20	0,4	10,5	17,5	28,5	1	95	0,9		
Cr ₂	152-200	5,8	4,0	3,8	-1,8	0,1	0,1	0,2	0,4	12,5	22,1	35,1	1	97	0,5		
Perfil 6 (Pastagem parte baixa)																	
A ₁	0-4	4,0	4,0	4,0	-0,5	1,9	0,7	0,4	3,0	2,7	9,4	15,1	20	47	2,9		
A ₂	4-14	5,0	3,9	3,9	-1,1	1,4	0,4	0,2	2,0	5,6	14,8	22,4	9	74	1,7		
BL	14-44	5,2	3,9	3,8	-1,3	0,4	0,1	0,1	0,5	9,8	18,3	28,7	2	94	0,8		
Ck	44-114	5,7	3,9	3,7	-1,8	0,2	0,1	0,1	0,4	13,6	17,7	31,7	1	97	0,5		
Er	114-170	5,5	3,7	3,7	-1,8	0,1	0,1	0,4	0,6	24,2	18,7	43,8	1	98	0,5		

$$Aph = pH_{KCl} - pH_{H_2O}$$

$$S = Ca^{++} + Mg^{++} + K^{+}$$

$$V = \frac{100 \times S}{\gamma}$$

$$\text{Saturacao com Al}^{+++} = \frac{100 \times Al^{+++}}{Al^{+++} + S}$$

Os teores de cálcio nos solos são baixos, menores que 2 meq/100 g, a exceção dos perfis com pastagens cujos valores nos horizontes superficiais, são mais elevados. Os teores de potássio diminuem em profundidade e apresentam valores médios, entre 0,13 e 0,45 meq/100 g. Os teores magnésio são regra geral baixos, mas nos solos com pastagens os valores são relativamente maiores. Nos solos da mata a relação $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ atinge valores inferiores a 1,0 nos horizontes superficiais.

Segundo BARSHAD (1960) o íon hidrogênio adsorvido na superfície dos minerais pode ser substituído por alumínio e/ou magnésio. Assim, o magnésio e o alumínio trocáveis ocorrem nesses solos em consequência da acidez elevada que promove a dissolução destes elementos e minerais que os contenham. O magnésio e o alumínio passam então a ocupar parte das posições de troca que eram bloqueadas pelo hidrogênio, além de ligarem-se as cargas negativas permanentes dos solos.

Esta talvez seja a explicação para os maiores teores de magnésio nos horizontes superficiais desses perfis.

A soma de bases (S) nos horizontes superficiais é baixa nos perfis da mata e maiores nos perfis de pastagens. Em todos os solos tais valores diminuem com a profundidade, evidenciando a ação intensa da lixiviação, prevalecendo o alumínio e hidrogênio como íons dominantes do complexo de troca.

A saturação de bases (V) é inferior a 25% para todos os perfis, sendo entretanto mais elevada nos horizontes superficiais dos solos com pastagens. Tal fato, é atribuído principalmente aos efeitos da queima da mata original e a reciclagem de bases através da pastagem e esterco do gado.

O alumínio trocável e consequentemente a saturação com alumínio aumentam com a profundidade do solo (Tabela 5). O alumínio trocável é muito elevado nesses solos, variando de 2,5 a 24,2 meq/100 g. Os menores valores são encontrados nos horizontes superficiais nos solos com pastagens. Isto se deve ao efeito do sistema de manejo empregado ao longo destes anos.

Ainda que o método do KCl N extraiu uma certa quantidade de alumínio amorfo "não trocável" (AMEDEE & PEECH, 1976). O teor de alumínio nestes solos é extremamente elevado conferindo um alto potencial de toxicidade (WADA, 1980).

Os maiores valores do Al trocável correspondem aos ApH mais negativos principalmente nos solos da mata. Isto significa que as maiores fontes de alumínio de Al trocável corresponde aos minerais de argila 2:1 e não a óxidos de Al.

Este elevado teor de Al trocável destes solos está relacionado ao tipo de mineralogia e do ambiente. Material de origem rico em minerais de argila 2:1, como é o presente caso, associado a uma elevada taxa de lixiviação tende

a liberar Al trocável. Os minerais 2:1 num ambiente ácido como o atual são mais instáveis do que a gibbsita (CLINDSAY, 1979), liberando assim enormes quantidades de Al que permanecem no sistema. Resultados semelhantes aos aqui encontrados foram também obtidos por outros autores entre os quais estão: HSU & BATES (1964), RICH (1968), CARSTEA *et alii* (1970), T'SERSTEVENS *et alii* (1978), WOLKOFF & MELFI (1980).

A saturação com alumínio é elevada, mas com tendência de aumento em profundidade. Valores de saturação superiores a 50% chegando até 98% no horizonte B definem o caráter álico para estes solos.

Os solos estudados apresentam teores de carbono orgânico superiores a 0,6% até a profundidade que coincide geralmente com o horizonte Bt. (Tabelas 5 e 6).

A Figura 5 compara os valores acumulados de carbono orgânico no perfil P_1 da mata e no perfil P_4 da pastagem. Observa-se, até 1 m de profundidade, perdas ao redor de 57,5 t/ha de carbono orgânico no sistema com pastagem. Estas perdas estão associadas a maior erosão e mudanças pelo manejo, das áreas com pastagem.

CONTEÚDO DE CARBONO ACUMULATIVO t/ha.

Figura 5 - Distribuição do carbono acumulado no perfil 1 da mata e no perfil 4 da pastagem.

Nos solos da mata é possível que altos teores de alumínio trocável desses solos estejam contribuindo para uma maior estabilização da matéria orgânica, pela formação de complexos organometálicos estáveis, como observado por TOKSHIRI & WADA (1975).

A capacidade de troca cationica (CTC) foi determinada pelo método da soma das bases e inclui cargas per-

manentes e dependentes do pH, e representa a CTC efetiva (soma de $S + Al^{+++}$) e dá uma idéia aproximada da CTC em condições naturais (pH de campo) dos solos.

A CTC (pH 7,0) apresenta valores mais baixos nos horizontes superficiais (14,4 à 32,2 meq/100 g solo), os quais aumentam com a profundidade para valores entre 28,7 e 43,4 meq/100 g solo (Tabelas 5 e 6).

A CTC (pH 7,0) da fração argila, apresenta valores elevados nos horizontes superficiais dos perfis da mata que decrescem nos horizontes Bt e voltam novamente a aumentarem nos horizontes mais inferiores. Esta distribuição das cargas evidencia a influência de dois componentes, a saber:

- matéria orgânica concentrada na superfície do solo;
- argilo-minerais de maior atividade concentrados nos horizontes inferiores.

Os perfis da pastagens apresentam menores valores de CTC principalmente na superfície e têm uma distribuição diferente. No P_4 (topo) os valores aumentam com a profundidade, nos perfis P_5 (média encosta) e P_6 (parte baixa), os valores crescem de A_1 para A_{3g} e BA_9 , diminuem em Bt e aumentam em Cr e Rr. Os menores valores das cargas nos horizontes superficiais da pastagens se deve aos efeitos negativos de redução, do teor da matéria orgânica e de erosão. Entretanto, nos horizontes inferiores não há mudanças importantes.

Tabela 6 - Capacidade de Troca de Cátions (CTC) e teores de carbono e argila dos solos.

HORIZONTE	PORCENTAGEM		Meq/100 g DE SOLO		Meq/100 g DE ARGILA	
	CARBONO	ARG. TOTAL	CTC *	CTC **	CTC *	CTC **
P E R F I L 1 (M A T A P A R T E A L T A)						
A ₁	4,1	39	32,2	12,3	82,6	31,5
BA	1,4	49	31,7	12,1	64,7	24,7
Bt	0,6	58	35,2	14,5	60,7	25,0
BC	0,4	53	35,1	15,9	66,2	30,0
Cr	0,1	68	39,3	21,6	57,8	31,8
Rr	0,1	47	43,4	22,7	92,3	48,3
P E R F I L 2 (M A T A P A R T E M É D I A)						
A ₁	2,84	26	32,1	9,5	123,5	36,5
BA	1,16	38	25,7	8,2	67,6	21,6
Bt	0,75	48	31,6	11,4	65,8	23,7
BC	0,64	47	31,6	12,3	67,2	26,2
Cr	0,52	37	31,5	10,9	25,1	29,5
P E R F I L 3 (M A T A P A R T E B A I X A)						
A ₁	3,19	23	26,4	8,2	114,8	35,6
AB	1,39	23	25,7	8,3	111,8	36,1
Bt	0,81	39	31,7	10,4	81,3	26,7
Cr	0,64	52	35,1	14,0	67,5	26,9
Rr	0,52	59	43,4	21,6	73,6	36,6

Tabela 6 - Continuação.

HORIZONTE	PORCENTAGEM		Meq/100 g DE SOLO		Meq/100 g DE ARGILA	
	CARBONO	ARG. TOTAL	CTC *	CTC **	CTC *	CTC **
P E R F I L 4 (P A S T A G E M P A R T E A L T A)						
A _{1P}	4,15	25	28,7	11,1	82,0	31,7
ABg	2,85	40	32,3	13,9	80,8	34,7
Bt	0,95	53	39,5	19,6	74,5	37,0
BC	0,46	66	39,4	25,0	59,7	37,9
Cr	0,31	38	31,9	14,9	83,9	39,2
Rr ₁	0,11	36	31,7	12,2	88,0	33,9
Rr ₂	0,11	34	31,8	14,9	93,5	43,8
P E R F I L 5 (P A S T A G E M P A R T E M É D I A)						
A _{1P}	2,95	25	14,4	6,1	57,6	24,4
A _{3g}	2,14	26	16,6	6,8	63,8	26,1
BA	1,39	30	26,1	8,8	87,0	29,3
Bt	1,10	45	28,7	11,7	63,8	26,0
Cr ₁	0,93	36	28,5	10,9	79,2	30,3
Cr ₂ ir	0,52	36	35,1	13,0	97,5	36,1
P E R F I L 6 (P A S T A G E M P A R T E B A I X A)						
A _{1P}	2,95	22	15,1	5,7	68,6	25,9
A _{3g}	1,68	22	22,4	7,6	101,8	34,5
Bt	0,81	37	28,7	10,4	77,6	28,1
Cr	0,52	42	31,7	14,0	75,5	33,3
Rr	0,46	56	43,5	24,8	77,7	44,3

* (pH 7,0).

** EFETIVA.

Fazendo a correção da CTC do solo para 100 gramas de argila e descontando a participação de matéria or-

gânica, verifica-se que esses solos têm valores de CTC superiores a 24 meq/100 g de argila caracterizando as argilas de alta atividade (SOIL TAXONOMY, 1975). A CTC efetiva de argila (Tabela 6) apresenta uma distribuição análoga a CTC (pH 7,0). Estes valores são maiores que 23,8 meq/100 g argila nos horizontes Bt.

Os resultados da análise química pelo ataque sulfúrico, as relações moleculares K_i e K_r encontram-se na Tabela 7. Os valores de K_i e K_r variam, respectivamente de 2,2 à 3,7 e de 2,0 à 2,8 para esses solos. Os valores relativamente altos do índice K_i , induzem a afirmar trata-se de solos pouco alterados, onde é de se esperar assim a participação expressiva de argilo minerais do tipo 2:1 (VERDADE, 1972). Nos perfis tanto a relação K_i como a K_r tendem à diminuir em profundidade, o que, segundo TAN e TROTH (1982), sugere a movimentação de ferro e alumínio associado a migração de argila. A relação K_r é relativamente uniforme dentro de cada perfil.

Tabela 7 - Resultados de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , MnO_2 , do ataque sulfúrico da terra fina seca no ar.

HORIZONTE	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂	Ki	Kr
	%						
P E R F I L 1 (M A T A P A R T E A L T A)							
A ₁	20,8	10,8	4,5	0,01	0,8	3,3	2,6
BA	22,9	13,3	5,4	0,01	0,7	2,9	2,3
Bt	26,7	16,1	6,9	0,01	0,8	2,8	2,2
BC	26,9	15,9	6,5	0,01	0,9	2,9	2,3
Cr	34,0	20,8	9,8	0,01	1,1	2,8	2,1
Rr	30,4	16,7	6,7	0,01	0,7	3,1	2,5
P E R F I L 2 (M A T A P A R T E M É D I A)							
A ₁	15,5	8,4	4,2	0,03	0,6	3,1	1,4
BA	17,5	10,8	4,9	0,01	0,6	2,7	2,1
Bt	21,5	13,8	5,5	0,02	0,7	2,6	2,1
BC	22,4	14,3	6,5	0,06	0,4	2,6	2,0
Cr	21,6	13,3	4,7	0,02	0,7	2,8	2,2
P E R F I L 3 (M A T A P A R T E B A I X A)							
A ₁	14,2	7,7	4,5	0,01	0,5	3,1	2,3
AB	14,8	8,2	4,1	0,04	0,6	3,1	2,3
Bt	16,7	10,3	5,1	0,01	0,6	2,7	2,1
Cr	23,3	15,1	5,5	0,03	0,7	2,6	2,1
Rr	33,3	18,7	7,2	0,02	0,8	3,0	2,4

Tabela 7 - Continuação.

HORIZONTE	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂	Ki	Kr
	%						
P E R F I L 4 (P A S T A G E M P A R T E A L T A)							
A _{1P}	22,0	10,4	4,6	0,03	0,6	3,6	2,8
ABg	23,3	11,1	5,3	0,02	0,6	3,6	2,7
Bt	30,6	15,9	6,3	0,01	0,7	3,3	2,6
BC	35,1	18,9	7,8	0,01	0,9	3,9	2,5
Cr ₂	20,1	10,7	7,8	0,01	0,6	3,2	2,2
Rr ₁	16,0	8,2	2,2	0,01	0,3	3,3	2,9
Rr ₂	19,0	9,3	2,4	0,01	0,5	3,5	3,0
P E R F I L 5 (P A S T A G E M P A R T E M É D I A)							
A _{1P}	15,6	7,1	3,5	0,04	0,5	3,7	2,8
A _{3g}	15,8	8,1	3,1	0,03	0,6	3,3	2,7
BA	17,1	9,9	3,6	0,01	0,6	2,9	2,4
Bt	20,7	12,6	4,7	0,01	0,7	2,8	2,2
Cr ₁	19,2	10,8	3,3	0,01	0,7	3,0	2,5
Cr ₂ ir	19,1	11,7	6,3	0,01	0,5	2,8	2,1
P E R F I L 6 (P A S T A G E M P A R T E B A I X A)							
A _{1P}	13,7	7,20	2,7	0,04	0,5	3,2	2,6
A _{3g}	15,3	8,64	3,4	0,02	0,5	3,0	2,4
Bt	19,3	11,39	4,2	0,01	0,7	2,8	2,3
CR	17,6	10,24	3,6	0,01	0,7	2,9	2,4
Rr	33,4	17,95	7,9	0,02	0,7	3,2	2,7

Os valores de Si O₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e Ti O₂ aumentam com a profundidade com poucas exceções. Os maiores teores correspondem aos perfis de topos tanto na floresta

como na pastagem, das topossequências estudadas. Os menores teores apresenta-se nos solos com drenagem mais impedida, e valores intermédios na meia encosta.

5.4. Mineralogia

5.4.1. Distribuição do Ferro e Alúminio Extraídos pelo Ditionito-citrato-bicarbonato de Sódio e pelo Oxalato de Amônio

Os valores de ferro extraído pelo citrato-bicarbonato ditionito de sódio (Fe-CED), e pelo oxalato do amônio (Fe-Ox), apresentam-se, na Tabela 8. Tais valores são bem menores que o ferro extraído pelo ataque sulfúrico (Tabela 7) devido aos seguintes fatos:

- compostos de ferro "livre" que resistem à extração pelo CED;
- ao ferro que faz parte da estrutura dos silicatos;
- e ao ferro que se encontra nas intercamadas dos argilo-minerais 2:1.

Tabela 8 - Ferro e Alumínio extraído pelo CBD pelo oxalato de amônio.

HORIZONTE	CBD		OXALATO DE AMÔNIO		FERRO "ATIVO"	ALUMÍNIO "ATIVO"
	Fe_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	X 1000	
	%	%	%	%		
P E R F I L 1 (M A T A P A R T E A L T A)						
A ₁	1,7	0,6	0,7	-	412	-
BA	2,0	0,6	0,7	0,2	233	333
Bt	3,3	1,0	0,3	0,5	91	500
BC	2,9	1,5	0,3	0,6	103	400
Cr	3,3	1,9	0,1	0,8	30	421
Rr	3,1	2,4	0,1	1,1	32	458
P E R F I L 2 (M A T A P A R T E M É D I A)						
A ₁	1,9	0,6	0,5	0,4	263	667
BA	2,1	1,4	0,5	0,8	238	571
Bt	2,9	2,3	0,2	1,1	68	478
BC	2,9	2,8	0,2	1,9	68	678
Cr	2,2	2,8	0,2	1,7	90	607
P E R F I L 3 (M A T A P A R T E B A I X A)						
A ₁	1,4	0,9	0,6	0,6	428	666
AB	1,6	2,5	0,7	1,3	437	520
Bt	1,9	2,8	0,4	1,5	210	535
Cr	2,3	1,4	0,3	0,4	130	285
Rr	2,3	2,9	0,1	1,9	43	655

Tabela 8 - Continuação.

HORIZONTE	CBD		OXALATO DE AMÔNIO		FERRO "ATIVO"	ALUMÍNIO "ATIVO"
	Fe O 2 2	Al O 2 3	Fe O 2 2	Al O 2 3	X 1000	
	%	%	%	%		
P E R F I L 4 (P A S T A G E M P A R T E A L T A)						
A _{1P}	1,9	2,4	1,3	1,9	684	791
ABg	2,1	2,1	1,5	1,5	714	714
Bt	2,4	2,8	0,6	1,5	250	535
BC	2,4	2,8	0,2	1,3	83	464
Cr	2,7	1,2	0,1	0,8	37	666
Rr ₁	0,2	1,2	0,1	0,8	500	666
Rr ₂	0,0	1,4	0,0	1,1	-	785
P E R F I L 5 (P A S T A G E M P A R T E M É D I A)						
A _{1P}	1,2	1,2	1,2	0,8	1000	666
A _{3g}	1,2	1,4	1,2	0,6	1000	428
BA	1,4	1,9	0,8	1,1	571	579
Bt	1,7	2,1	0,4	0,8	235	380
Cr ₁	1,2	2,0	0,2	0,6	166	300
Cr ₂ ir	2,1	2,0	0,2	0,6	95	300
P E R F I L 6 (P A S T A G E M P A R T E B A I X A)						
A _{1P}	1,1	1,7	1,1	1,3	1000	764
A _{3g}	1,4	1,8	1,2	1,1	857	611
Bt	1,7	1,8	0,6	1,3	352	722
Cr	1,1	2,0	0,2	1,5	181	750
Rr	2,5	2,3	0,1	1,1	40	478

A distribuição do ferro (Fe-CED) em profundidade tende a aumentar ligeiramente, com pequenas alterações observadas nessa tendência. De maneira geral, esses resulta-

dos acompanharam aqueles do ataque sulfúrico. Com relação a posição no relevo, os maiores valores do Fe-CBD apresentam-se nos topos, tanto do P_1 como do P_4 . Os valores intermédios são encontrados na meia encosta (perfis P_2 e P_5) e os menores valores nas baixadas (perfis P_3 e P_6). Os maiores valores do Fe-CBD apresentam-se na mata. Isto sugere que há uma perda de ferro livre nos solos com pastagens. Tal fato se verifica, pois foi observado que os perfis 4, 5 e 6, apresentam drenagem mais restrita, com processo de redução em todo o perfil.

Quanto ao Fe-Ox, os valores são menores do que o Fe-CBD, principalmente, nos solos da mata. Nos solos da pastagens, as diferenças entre Fe-CBD e Fe-Ox são mais pequenas, e nos perfis P_5 e P_6 os valores no horizonte A são semelhantes. Pode-se deduzir portanto, que o ferro cristalino esta-se transformando rapidamente em ferro amorfo, nos solos sob pastagem.

A distribuição do Fe-CBD acompanha de maneira geral, os valores da fração argila. Tais resultados, sugerem que a lessivagem deve ser um processo atuante na formação do horizonte B desses solos.

As formas de ferro amorfo (mais ativas) são preferencialmente solúveis em oxalato de amônio, ao passo que o CBD extrai tanto formas amorfas quanto cristalinas. Assim, a razão Fe-Ox/Fe-CBD (ferro ativo) vem sendo proposta como indicativa do grau de cristalinidade dos óxidos de ferro nos solos. O "ferro ativo" tende a decrescer em profundi-

dade em todos os solos estudados. Entretanto, os perfis sob pastagens apresentam valores mais elevados do ferro ativo, principalmente, nos horizontes superficiais o que vem evidenciar a influência do manejo nestes solos. Em outras palavras, nos perfis da mata há dominância de ferro cristalino, enquanto que nos perfis sob pastagem, há predominância de ferro amorfo, que foi formado por indução do manejo.

O alumínio amorfo (Al-oxalato) nos perfis da mata aumentam no sentido P_1 (topo) para P_9 (baixada) e nos perfis da pastagens os maiores teores apresentam-se nas áreas de drenagem mais impedida P_4 (topo) e P_6 (baixada).

5.4.2. Mineralogia da fração areia

Os resultados mineralógicos da fração areia fina encontram-se na Tabela 9. Dentre os minerais leves há dominância do quartzo, para todos os solos estudados. Os granulos de quartzo são da forma subangulares e subarredondados. Os subarredondados sugere a existência de transporte deste material, o que é perfeitamente possível devido a própria origem do sedimento. Os feldspatos correspondem ao segundo mineral leve em abundância. São regra geral feldspatos potássicos cujos granulos em sua maioria, apresentam-se corroídos pelo intemperismo, do mesmo modo as micas. Há uma ligeira tendência de concentração dos feldspatos nos horizontes mais inferiores, o que pode-se afirmar que os feldspatos de ocorrência nos horizontes superiores são devidos à

herança. Aparentemente não há nenhuma distinção entre os minerais leves com relação aos perfis estudados. A contribuição de minerais magnéticos é muito pequena para tais solos.

Dentre os minerais pesados verifica-se dominância dos não magnéticos para todos os perfis estudados, e dentre eles os opacos. Além destes minerais, ocorre uma boa contribuição do rutilo e zircão.

Tabela 9 - Análise mineralógica da fração areia fina (0,20 a 0,05 mm) dos solos estudados.

HORIZONTES	LEVES			MAGNETICOS	PESADOS									
	QUARTZO	FELDSPATOS %	MICA		ILMENITA-MAGNETITA %	AUGITA	EPIDOTO	ESTAUROL	APATITA	GRANADA %	TURMALINA	RUTILO	ZIRCON OPACOS	
Perfil 1 (Mata parte alta)														
A ₁	99	1		Tr	"	"	"	"	"	2	3	6	89	
BA	97	3			"	"	"	"	"	"	1	2	14	83
Bt	95	4	1		"	"	"	"	"	"	1	3	1	95
BC	95	4	1		"	"	"	"	"	"	1	1	5	93
Cr	89	9	2		"	"	"	"	"	"	1	4	1	94
Rr	90	4			"	"	"	"	"	1	2	1	96	
Perfil 2 (Mata parte média)														
A ₂	96	4		Tr	"	"	"	"	4	1	5	8	82	
BA	94	6			"	"	"	"	"	5	5	8	10	72
Bt	92	6	2		"	"	"	"	"	2	2	3	5	88
BC	92	6	2		"	1	"	"	"	"	3	2	5	89
Cr	90	8	2		"	1	"	"	"	"	2	5	10	82
Perfil 3 (Mata parte baixa)														
A ₁	99	1		Tr	"	"	"	"	"	2	3	6	89	
AB	99	1			"	"	"	"	"	"	1	2	3	94
Bt	96	2	2		"	"	"	"	"	"	1	1	1	97
Cr	95	3	2		"	"	"	"	"	"	1	4	3	91
Rr	97	1	2		"	"	"	"	"	"	1	1	1	97
Perfil 4 (Pastagem parte alta)														
A _{1P}	98	1		Tr	6	"	"	"	"	4	4	8	78	
ABg	98	2			3	"	"	"	"	"	1	3	3	90
Bt	96	3	1		1	"	"	"	"	"	2	4	2	92
BC	89	8	3		1	"	"	"	"	"	2	1	3	94
Cr	87	10	3		4	"	"	"	"	"	2	1	4	93
Rr ₁	91	6	3		"	"	"	"	"	"	2	2	2	94
Rr ₂	90	8	2		"	"	"	"	"	"	2	7	5	81
Perfil 5 (Pastagem parte média)														
A _{1P}	99	1		Tr	"	"	"	"	"	1	2	1	95	
A _{2P}	98	2			"	"	"	"	"	"	2	2	6	90
BA	96	4			3	"	"	"	"	"	3	5	8	81
Bt	95	3	2		1	"	"	"	"	"	3	9	8	79
Cr ₁	90	8	2		"	"	"	"	"	"	4	4	6	86
Cr ₂	93	6	1		"	"	"	"	"	"	3	7	2	88
Perfil 6 (Pastagem parte baixa)														
A _{1P}	100	-		Tr	14	"	"	"	"	"	2	6	78	
A _{2P}	96	4			6	2	1	1	"	"	1	1	5	83
Bt	89	10	1		2	1	"	"	"	"	1	3	6	87
CR	90	6	4		"	1	"	"	"	"	"	2	3	84
Rr	80	20			"	1	"	"	"	"	"	2	1	96

* Não se encontra neste estudo, porém e pode estar presente nesses solos.

5.4.3. Mineralogia da fração silte

Os difratogramas de raios-X da fração silte estão indicados nas Figuras 6 e 7. De maneira geral, ocorre uma grande uniformidade em relação a composição mineralógica desta fração. O quartzo, identificado pelos picos de maior intensidade, a 4,25 Å, 2,46 Å e 2,28 Å, ocorre em todos os perfis, sendo o mineral dominante nesta fração.

Outro mineral primário que ocorre nesta fração, porém em pequena quantidade se refere aos plagioclásios (espaçamento de 3,22 a 3,12 Å) e também as micas (espaçamento a 10,0, 5,0 e 3,3 Å). A dominância destes minerais principalmente as micas, ocorrem nos horizontes mais inferiores.

Como mineral secundário ocorre a caulinita, identificada com os picos 7,2 e 3,5 Å, porém em pequena quantidade. Aparentemente não há distinção na composição mineralógica entre os perfis das duas topossequências.

ESPAÇAMENTO INTERPLANAR d EM Å

Figura 6 - Difrátogramas de raios - X da fração silte (0,05-0,002 mm), sem óxidos de ferro, do perfil 1.

Figura 7 - Difractogramas de raios - X da fração silte (0,05-0,002 mm), sem óxidos de ferro, do perfil 4.

5.4.4. Mineralogia da fração argila

As Figuras de 8 a 15 mostram os difratogramas de raios-X dos principais horizontes dos solos. Os minerais identificados nesta fração foram a caulinita, micas, minerais interestratificados, vermiculita, montmorilonita e aparecendo em menores proporções o quartzo. A caulinita foi identificada pelos picos nas regiões de 7,10 a 7,37 Å (1ª ordem) e nas regiões de 3,57 a 3,60 Å (2ª ordem). Tais espaçamentos desaparecem as amostras saturadas com K e aquecidas a 550°C (Figuras 8 a 13). A mica foi identificada pelos picos na região dos 10,0, 5,0 e 3,3Å. Tais picos não sofrem alteração quando as amostras são glicoladas e/ou aquecidas. Os minerais interestratificados foram identificados pela ocorrência de uma profusão de picos entre 10 e 15Å nas amostras saturadas com K, Mg e Mg-glicoladas. O quartzo foi identificado pelo pico estreito na região de 4,3Å (Figuras 8 a 13). Os seus picos são de baixa intensidade. Picos na região de 12Å que se transloca para a região dos 14Å com glicolação e colapsa e para 10Å com o aquecimento a 350°C, foram identificados como sendo vermiculita. A esmectita nos perfis estudados está na forma de mineral interestratificado mica-esmectita.

Figura 8 - Difrátogramas de raios - X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte AB do perfil 1.

ESPAÇAMENTO INTERPLANAR d EM Å

Figura 9 - Difrátogramas de raios - X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte AB do perfil 2.

ESPAÇAMENTO INTERPLANAR d EM Å

Figura 10 - Difratoigramas de raios - X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte Bt do perfil 3.

ESPAÇAMENTO INTERPLANAR d EM Å

Figura 11 - Difratogramas de raios - X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte ABg do perfil 4.

Figura 12 - Difrátogramas de raios - X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte A₁ do perfil 5.

ESPÇAMENTO INTERPLANAR d EM Å

Figura 13 - Difrátogramas de raios - X da fração argila (< 0,002 mm), sem óxidos de ferro, do horizonte Bt do perfil 6.

Figura 14 - Difrátogramas de raios - X da fração argila (0,002 mm), tratada com NaOH 5M para concentração dos compostos de ferro, dos horizontes BC do perfil 1, Bt dos perfis 3 e 4, Rr do perfil 6.

Figura 15 - Termogramas da fração argila (< 0,002 mm), des-ferrificada e saturada com Mg^{++} , dos principais horizontes dos seis perfis estudados.

A goethita e hematita foram identificadas nas amostras da fração argila que sofreram concentração de ferro com NaOH 5M. A goethita foi detectada pelos picos 4,18 Å; 2,70 a 2,71 Å e 2,43 a 2,45 Å. A hematita foi identificada pelos picos 3,68 a 3,70 Å, 2,70 Å e 2,51 a 2,57 Å (Figura 14). Os picos são mais evidentes nos perfis da mata (P_1 , P_2 e P_3) e nos horizontes inferiores da pastagens. Nos horizontes superiores da pastagem, praticamente desaparecem, devido a condições redutoras.

A Tabela 10 mostra a composição mineralógica semiquantitativa da fração argila dos seis perfis. As percentagens da vermiculita e esmectita, que ocorrem na forma de interestratificados com a ilita e os amorfos foram calculados somando-se os teores de caulinita e ilita e completando-se para 100% com os minerais anteriores. A análise térmica diferencial utilizada na identificação (Figura 15) e determinação quantitativa da caulinita, em alguns perfis, não acusou a presença de gibbsita.

Tabela 10 - Composição mineralógica semi-quantitativa (%) da fração argila (< 0,002 mm) dos solos.

HORIZONTE	CAULINITA	MICAS	2:1 + AMORFO
	%		
P E R F I L 1 (M A T A P A R T E A L T A)			
A ₁	35	18	47
BA	42	20	38
Bt	35	15	50
BC	40	20	40
Cr	42	22	36
Rr	31	25	44
P E R F I L 2 (M A T A P A R T E M É D I A)			
A ₁	33	21	46
BA		19	
Bt		18	
BC	36	22	42
Cr		24	
P E R F I L 3 (M A T A P A R T E B A I X A)			
A ₁	31	20	49
AB		25	
Bt		19	
Cr		17	
Rr	31	17	52

Tabela 10 - Continuação.

HORIZONTE	CAULINITA	MICAS	2:1 + AMORFO
	%		
P E R F I L 4 (P A S T A G E M P A R T E A L T A)			
A _{1P}		20	
ABg	36	21	43
Bt	33	20	47
BC		18	
Cr		23	
Rr ₁		23	
Rr ₂	31	24	45
P E R F I L 5 (P A S T A G E M P A R T E M É D I A)			
A _{1P}	31	22	45
A _{3g}		22	
BA		21	
Bt	35	15	60
Cr ₁		23	
Cr _{2ir}		24	
P E R F I L 6 (P A S T A G E M P A R T E B A I X A)			
A _{1P}		18	
A _{3g}		18	
Bt		18	
Cr	33	20	47
Rr	24	24	52

Os perfis apresentam teores de caulinita variando de 24 a 42% com os maiores teores correspondentes ao perfil P₁ (mata parte alta). Em geral, os teores de caulini-

ta são relativamente uniformes ao longo do solo, com uma ligeira tendência de decrescer de acordo com a profundidade do solo.

A percentagem de mica, determinada através do teor potássio total, varia de 15 a 25% e de maneira geral aumenta em profundidade. Concentrações de mica nos horizontes Bt, como no P₁, pode ser atribuída ao processo de lessivagem FANNING & KERAMIDAS (1977).

Aparentemente a análise mineralógica da fração argila com exceção da hematita e goethita não varia significativamente em relação as duas topossequências estudadas. Tal fato denota a homogeneidade elevada do material de origem destes solos.

5.5. Micromorfologia

As análises micromorfológicas em seções delgadas dos horizontes dos seis perfis são apresentadas nas Tabelas 11 a 16.

Os grãos do esqueleto dos seis perfis são formados principalmente, por quartzo, feldspato e mica. O esqueleto constitui entre o 7 e 35% da matriz dos solos (S. matriz). Os maiores valores se apresentam nos perfis da meia encosta com conseqüente diminuição do plasma nesses perfis. Os feldspatos e as micas, são maiores nos horizontes Cr e Rr, e diminui nos horizontes Bt e BC, indicando que a intemperização destes minerais vai dar formação ao plasma.

Tabela 11 - Descrição micromorfológica perfil 1 (mata parte alta).

HORIZONTES	A	BA
Esqueleto*	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (98%) outros minerais não identificáveis (2%).	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (98%) outros minerais não identificáveis (2%).
Plasma*	Constitui 65% da matriz do solo. Cor bruno-forte (7,5 YR 5/8), estrutura plasmática silassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.	Constitui 75% da matriz do solo. Cor vermelho-amarelado (5 YR 5/8), amarelo-brunado (10 YR 6/8), estrutura plasmática silassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.
Vazios*	Ocupam 25% da matriz do solo. Pedovazios transagregados, alguns biovazios.	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados.

Tabela 11 - Continuação.

HORIZONTES	Bt	BC
Esqueleto*	Constitui 27% da matriz do solo. Formado por quartzo (96%), feldspatos (2%), mica (1%), outros minerais (1%).	Constitui 7% da matriz do solo. Formado por quartzo (96%), feldspatos (2%), micas (1%) e outros minerais não identific. (1%).
Plasma*	Constitui 58% da matriz do solo. Cor vermelho-amarelado (5 YR 5/6), estrutura plasmática massépica, distribuição relatada porfirósquéllica.	Constitui 78% da matriz do solo. Cor vermelho (2,5 YR 4/8), amarelo-brunado (10 YR 6/8), estrutura plasmática argilassépica, distribuição relatada aglomeroplásmica.
Vazios*	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios intragregados e transagregados.	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios intragregados e transagregados.
Feições Pedalóg.	Argilans de iluviação e segregação.	Poucos argilans de iluviação de segregação e alguns silans.

* As percentagens do esqueleto e seus componentes, do plasma e vazios foram avaliadas de maneira aproximada e expressa em % por volume. A cor do plasma foi determinado sem nicóis.

Tabela 12 - Descrição micromorfológica perfil 2 (mata parte média).

HORIZONTES	A	BA
Esqueleto*	Constitui 25% da matriz do solo. Formado por quartzo (98%) outros minerais não identificáveis (2%).	Constitui 25% da matriz do solo. Formado por quartzo (97%) outros minerais não identificáveis (3%).
Plasma*	Constitui 50% da matriz do solo. Cor bruno-forte (7,5 YR 5/8), estrutura plasmática silassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.	Constitui 63% da matriz do solo. Cor amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/8), estrutura plasmática silassépica, distribuição relatada profirosquéllica.
Vazios*	Ocupam 25% da matriz do solo. Pedovazios transgregados e intragregados, alguns biovazios.	Ocupam 12% da matriz do solo. Pedovazios transgregados e intragregados.

Tabela 12 - Continuação.

HORIZONTES	Bt	BC
Esqueleto*	Constitui 20% da matriz do solo. Formado por quartzo (96%), feldspatos (2%), mica (1%), outros minerais (1%).	Constitui 35% da matriz do solo. Formado por quartzo (95%), feldspatos (3%), mica (1%), outros minerais (1%).
Plasma*	Constitui 65% da matriz do solo. Cor vermelho-amarelado (5 YR 5/8), estrutura plasmática silassépica-argilassépica, distribuição relatada porfirosquelica.	Constitui 50% da matriz do solo. Cor bruno-forte (2,5 YR 5/8), estrutura silassépica-argilassépica, distribuição relatada aglomeroplásmica.
Vazios*	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios intragregados e transagregado.	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios intragregados e transagregados.
Feições Pedológ.	Argilans de iluviação e segregação.	Poucos argilans de iluviação de segregação e alguns silans.

Tabela 12 - Continuação.

HORIZONTES	Cr
Esqueleto*	Constitui 35% da matriz do solo. Formado por quartzo (94%), feldspatos (3%), mica (2%), opacos (1%).
Plasma*	Constitui 50% da matriz do solo. Cor bruno-forte (7,5 YR 5/8), estrutura plasmática argilassépica, distribuição relatada aglomero-plásmica.
Vazios*	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e litovazios.

* As percentagens do esqueleto e seus componentes, do plasma e vazios foram avaliadas de maneira aproximada e expressa em % por volume. A cor do plasma foi determinado sem nicóis.

Tabela 13 - Descrição micromorfológica perfil 3 (mata parte baixa).

HORIZONTES	A	AB
Esqueleto*	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (93%) outros minerais não identificáveis (7%).	Constitui 15% da matriz do solo. Formado por quartzo (95%) outros minerais não identificáveis (5%).
Plasma*	Constitui 70% da matriz do solo. Cor bruno-forte (10 YR 6/8), estrutura plasmática silassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.	Constitui 70% da matriz do solo. Cor amarelo-brunado (10 YR 6/8), bruno-forte (7,5 YR 5/8), estrutura plasmática silassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.
Vazios*	Ocupam 20% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados, alguns biovazios.	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados.

Tabela 13 - Continuação.

HORIZONTES	Bt	Cr
Esqueleto*	Constitui 15% da matriz do solo. Formado por quartzo (93%), feldspatos (3%), mica (2%), outros minerais (1%).	Constitui 30% da matriz do solo. Formado por quartzo (92%), feldspatos (4%), mica (2%), opacos (2%).
Plasma*	Constitui 70% da matriz do solo. Cor vermelho-amarelado (5 YR 5/8), amarelo-brunado (10 YR 6/8), estrutura plasmática argilassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.	Constitui 58% da matriz do solo. Cor vermelho (2,5 YR 5/8), amarelo-brunado (10 YR 6/8), estrutura plasmática argilassépica, distribuição relatada aglomero-plásmica.
Vazios*	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios intragregados.	Ocupam 12% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e litovazios.

* As percentagens do esqueleto e seus componentes, do plasma e vazios foram avaliadas de maneira aproximada e expressa em % por volume. A cor do plasma foi determinado sem nicóis.

Tabela 14 - Descrição micromorfológica perfil 4 (pastagem parte alta).

HORIZONTES	A _{1P}	ABg
Esqueleto*	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (98%) outros minerais não identificáveis (2%).	Constitui 12% da matriz do solo. Formado por quartzo (98%) outros minerais não identificáveis (2%).
Plasma*	Constitui 75% da matriz do solo. Cor amarelo brunado (10 YR 5/8), vermelho amarelado (5 YR 4/6), estrutura plasmática argilassépica-silassépica, distribuição relatada porfirosquelica.	Constitui 78% da matriz do solo. Cor amarelo (10 YR 7/8 vermelho-amarelado (5 YR 5/6), estrutura plasmática bimasépica, distribuição relatada porfirosquelica.
Vazios*	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados, alguns biovazios.	Ocupam 10% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados.
Feições Pedológ.	Frequentes organs e argilas-organs.	Papulas formadas por fragmentos de argilans.

Tabela 14 - Continuação.

HORIZONTES	Bt	BC
Esqueleto*	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (95%), feldspatos (3%), mica (2%).	Constitui 7% da matriz do solo. Formado por quartzo (90%), feldspatos (5%), mica (3%), outros minerais (2%).
Plasma*	Constitui 70% da matriz do solo. Cor amarelo-brunado (10 YR 6/8), estrutura plásmica bimassépica, distribuição relatada porfirosquelica.	Constitui 83% da matriz do solo. Cor bruno-amarelado escuro (10 YR 3/4), estrutura plásmica isótica e argilassépica, distribuição relatada aglomeroplásmica.
Vazios*	Ocupam 20% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados.	Ocupam 10% da matriz do solo. Pedovazios intragregados.
Feições Pedológ.	Poucos ferri-argilans-argilans de segregação com duas orientações-nódulos frequentes cor amarelo-avermelhado com limites difusos e claros.	Poucos argilans de iluviação e segregação.

Tabela 14 - Continuação.

HORIZONTES	Cr	Rr ₁
Esqueleto*	Constitui 30% da matriz do solo. Formado por quartzo (70%), feldspatos (15%), mica (4%), opacos (11%).	Constitui 20% da matriz do solo. Formado por quartzo (90%), feldspatos (5%), mica (3%), outros minerais (2%).
Plasma*	Constitui 45% da matriz do solo. Cor amarelo (10 YR 7/8), estrutura plásmica argilassépica, distribuição relatada aglomeroplásmica.	Constitui 60% da matriz do solo. Cor bruno forte (7,5 YR 5/8), estrutura plasmática isótica, amarelo (2,5 YR 8/8), argilassépica, distribuição relatada aglomeroplásmica.
Vazios*	Ocupam 25% da matriz do solo. Pedovazios transgregados e litovazios.	Ocupam 20% da matriz do solo. Litovazios de esforço.

* As percentagens do esqueleto e seus componentes, do plasma e vazios foram avaliadas de maneira aproximada e expressa em % por volume. A cor do plasma foi determinado sem nicóis.

Tabela 15 - Descrição micromorfológica perfil 5 (pastagem parte média).

HORIZONTES	A _{1P}	A _{2g}
Esqueleto*	Constitui 25% da matriz do solo. Formado por quartzo (98%) outros minerais não identificáveis (2%).	Constitui 25% da matriz do solo. Formado por quartzo (97%) outros minerais não identificáveis (3%).
Plasma*	Constitui 55% da matriz do solo. Cor amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/8), vermelho (2,5 YR 5/8), estrutura plásmica argilassépica-silassépica, distribuição relatada porfirosquéllica.	Constitui 60% da matriz do solo. Cor amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/8), vermelho (2,5 YR 5/8), estrutura plásmica silassépica-massépica, distribuição relatada porfirosquéllica.
Vazios*	Ocupam 20% da matriz do solo. Pedovazios transgregados e intragregados, alguns biovazios.	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios transgregados e intragregados.
Feições Pedológ.	Frequentes organs e argilas-organs.	Papulas formadas por fragmentos de argilans.

Tabela 15 - Continuação.

HORIZONTES	BA	Bt
Esqueleto*	Constitui 23% da matriz do solo. Formado por quartzo (93%), feldspatos (4%), mica (2%), outros minerais (1%).	Constitui 15% da matriz do solo. Formado por quartzo (95%), feldspatos (3%), mica (1%), outros minerais (1%).
Plasma*	Constitui 60% da matriz do solo. Cor amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/8), estrutura plásmica silassépica-argilassépica, distribuída porfirosquelica.	Constitui 70% da matriz do solo. Cor bruno-forte (7,5 YR 5/8), estrutura plásmica silassépica-argilassépica, distribuição relatada porfirosquelica.
Vazios*	Ocupam 17% da matriz do solo. Pedovazios transgregados e intragregados.	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios intragregados.
Feições Pedológ.		Argilans de iluviação e segregação.

Tabela 15 - Continuação.

HORIZONTES	Cr ₁
Esqueleto*	Constitui 40% da matriz do solo. Formado por quartzo (90%), feldspatos (7%), mica (2%), outros minerais (1%).
Plasma*	Constitui 35% da matriz do solo. Cor amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/8), vermelho (2,5 YR 5/8), estrutura plásmica silassépica-bimassépica, distribuição relatada aglomeroplásmica.
Vazios*	Ocupam 25% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados e litovazios.
Feições Pedológ.	Algumas argilans de possível Pedológicas segregação.

* As percentagens do esqueleto e seus componentes, do plasma e vazios foram avaliadas de maneira aproximada e expressa em % por volume. A cor do plasma foi determinado sem nicóis.

Tabela 16 - Descrição micromorfológica perfil 6 (pastagem parte baixa).

HORIZONTES	A _{1P}	A _{3g}
Esqueleto*	Constitui 7% da matriz do solo. Formado por quartzo (% outros minerais não identificáveis (%).	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (% outros minerais não identificáveis (%).
Plasma*	Constitui % da matriz do solo. Cor bruno-amarelado (10 YR 5/8), vermelho (2,5 YR 5/8), estrutura plásmi-argilassépica-silassépica, distribuição relatada por-firosquélica.	Constitui % da matriz do solo. Cor bruno-amarelado (10 YR 5/8), vermelho (2,5 YR 5/8), estrutura plásmi-ca silassépica-massépica, distribuição porfirosquélica.
Vazios*	Ocupam 15% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados, alguns biovazios.	Ocupam 12% da matriz do solo. Pedovazios transagregados e intragregados.
Feições Pedológ.	Frequentes organs e argilas-organs.	Papulas formadas por fragmentos de argilans.

Tabela 16 - Continuação.

HORIZONTES	Bt	CR
Esqueleto*	Constitui 10% da matriz do solo. Formado por quartzo (90%), feldspatos (7%), mica (2%), outros minerais (1%).	Constitui 30% da matriz do solo. Formado por quartzo (90%), feldspatos (7%), mica (2%), outros minerais (1%).
Plasma*	Constitui 80% da matriz do solo. Cor bruno-forte (7,5 YR 5/8), vermelho-amarelado (5 YR 5/8) estrutura aguilassépica-massépica, relatada porfirosquéllica.	Constitui 65% da matriz do solo. Cor oliva-claro-acinzentado (5 YR 6/4), vermelho (2,5 YR 5/8) estrutura esquelssépica distribuição relatada aglomeroplásmica.
Vazios*	Ocupam 10% da matriz do solo. Pedovazios intragregados.	Ocupam 15% da matriz do solo. Litovazios de esforço.
Feições Pedológ.	Alguns stress cutans.	

Tabela 16 - Continuação.

HORIZONTES	Rr
Esqueleto*	Constitui 5% da matriz do solo. Formado por quartzo (80%) e outros minerais (1%).
Plasma*	Constitui 85% da matriz do solo. Cor vermelho (2,5 YR 5/8), oliva-claro-acinzentado (5 YR 5/8), estrutura plásmica isótica.
Vazios*	Ocupam 10% da matriz do solo. Litovazios de esforço.
Feições Pedológ.	Fracos cutans e silans.

* As percentagens do esqueleto e seus componentes, do plasma e vazios foram avaliadas de maneira aproximada e expressa em % por volume. A cor do plasma foi determinado sem nicóis.

O plasma desses solos no horizonte Bt varia de 58 a 80%. A coloração do plasma no horizonte Bt desses solos é vermelho-amarelado nos perfis 1, 2 e 3, amarelo-brunado no perfil 4, bruno-forte nos perfis 5 e 6.

A estrutura do plasma dos seis perfis é silassépica, argilassépica e bomassépica. A intemperização dos feldspatos dá origem a um plasma incolor que torna-se amarelo com o recobrimento do ferro liberado pelo intemperismo das micas. A distribuição relatada (plasma x esqueleto) é porfiric, evidenciando um plasma quase contínuo com grânulos isolados dentro do mesmo.

As feições pedológicas que aparecem nesses perfis são nódulos, cutans e pápulas. Os nódulos aparecem em pequena quantidade nos horizontes B e C, sendo férrico e de cor vermelho. O processo pedogenético mais significativo nesses solos é a translocação de argila, evidenciada pela presença de argilans, ferri-argilans de iluviação nos horizontes Bt e C.

Os argilans e ferri-argilans de iluviação ocorrem principalmente nos canais e cavidades. As pápulas são formadas por fragmentos de micas intemperizadas e por fragmentos de argila.

5.6. Considerações a Respeito da Pedogenese

Os perfis das duas topossequências possuem características em comum em relação a mineralogia o que leva a serem tratadas de maneira semelhante.

Os solos foram desenvolvidos a partir de material sedimentar de origem argila-siltosa. Os processos erosivos que têm atuado sobre este sedimento originam as superfícies atuais que apresentam relevo ondulado à forte ondulado.

O material de origem é constituído por quartzo, feldspatos e micas, principalmente muscovita, ocorrendo ainda a caulinita e illita na fração argila.

O esqueleto e o plasma nos horizontes inferiores dos perfis sob mata estão praticamente recobertos por concentrações de ferro de cor pardo avermelhado, onde predomina a hematita. No caso dos perfis sob pastagem as cores são mais pardo amarelo com predomínio de goethita. A estrutura plasmática é silassepica e a distribuição do plasma em relação aos esqueletos é chitonic. Nesta estrutura plasmática as áreas ligeiramente anisotrópicas são devidas a concentração de plasma atribuído ao intemperismo "in situ" das micas e plagioclásio na forma de pápulas.

Na evolução do horizonte C ou R para o solum a estrutura plasmática evolui a insépica, massépica e o plasma apresenta uma distribuição relatada porfiric.

Ocorre ainda uma remobilização do ferro colorindo o novo plasma formado e originando sesquans que preenchem as rachaduras do plasma. Nessa evolução plasmática há um acompanhamento da própria alteração mineralógica. O plasma se organiza melhor e as áreas de concentrações plasmática são maiores e mais nítidas devido ao intemperismo dos mine-

e o esqueleto tende a diminuir ainda mais no solo onde é constituído essencialmente por quartzo, ocorrendo em percentagens menores as micas e feldspatos.

A estrutura plasmática é mais ativa nos horizontes inferiores onde é essencialmente esquelsépica, ou em certos casos bimassépicas, estruturas estas associadas a minerais 2:1.

Os argilans iluviais estão regra geral associados a vazios e ao esqueleto, não sendo abundantes, ocorrendo nos horizontes Bt. Associados aos argilans podem ser encontrados sesquans, cuja presença na massa de argilans pode ser atribuída ao mesmo evento genético. Algumas cavidades são preenchidos com silans indicando translocação e posterior concentração de sílica. A lessivagem é um processo presente nestes solos como evidenciam a formação de horizonte Bt e a presença de argilans de iluviação.

É comum observar nas lâminas delgadas dos horizontes Bt fragmentos de argilans ou pápulas, devido à destruição dos argilans originais no processo de expansão e contração dos solos.

A caulinita nos horizontes inferiores pode ter sido formada a partir de feldspatos, como constatado por ESWARAN & BIN (1978). Tal mineral possivelmente ocorre sob a forma de pseudomorfos de feldspato. No solum com o aumento do grau de intemperismo este mineral transforma-se em caulinita mineral mais estável nas atuais condições.

A illita, herdada do material de origem, transforma-se nos horizontes inferiores no interestratificado illita-esmectita. A permanência da esmectita, em meio ácido, pode ser explicada como resultante da percolação lenta da água nesses solos, devido a textura argilosa e presença de altos teores de argilo-minerais de estrutura 2:1, mica e vermiculita. A biotita transforma-se em vermiculita.

Entretanto, nos horizontes superficiais a esmectita é desestabilizada e destruída a partir do horizonte Bt. Os produtos de decomposição das esmectitas podem se precipitar e formar a caulinita ou óxidos e hidróxidos de diversos minerais (FANNING & KERAMIDAS, 1977).

A caulinita foi em grande parte herdada do material de origem. Entretanto, o clima quente e úmido dessas áreas e as condições ácidas dos solos são propícias à formação das caulinitas a partir dos feldspatos e minerais de estrutura 2:1. Constata-se nesses solos que a diminuição no teor de feldspatos e micas corresponde a um aumento na percentagem de caulinita, indicando a alteração do feldspatos em caulinita.

A evolução mineralógica que se processa nos solos, onde feldspatos e micas sofrem alterações que conduzem à formação de caulinita, envolve uma forte dessilificação. Esta dessilificação decresce com a profundidade do solo, como indicam as percentagens e tipos de argilo-minerais presentes. A presença de minerais alteráveis nas frações areia e silte, como os plagioclásios num clima perúdicó é

explicada pela proteção devido ao capeamento dos óxidos sobre os minerais primários.

A hematita, em grande parte herdada do material de origem, sofre dissolução nos horizontes superficiais desses perfis, como evidenciado pelas análises de raios-X e micromorfológica. Segundo SCHWERTMANN (1971) a umidade e os compostos orgânicos atuam nessa reação pela redução e/ou complexação do ferro. A subsequente oxidação e/ou precipitação deste elemento vai formar a goethita. Nos horizontes onde isto ocorre há mudança da cor vermelha para amarelada, como na sequência sob pastagem.

A aluminização intensa que ocorre nesses solos é resultante da ação das água de drenagem que remove as bases trocáveis para fora dos perfis, tornando-os dessaturados e ácidos. O alumínio, proveniente da alteração dos feldspatos e micas, passa a ocupar o lugar dos cátions básicos nas superfícies dos colóides.

A alta percentagem de argila presente nos horizontes Bt é em parte herdada do material de origem, como no caso dos solos desenvolvidos de folhelho. Todavia as alterações "in situ" dos feldspatos e micas no horizonte C e no solum são responsáveis por uma grande percentagem de argila total.

Os mosqueados presentes principalmente no contato entre os horizontes A e B indica condições de redução o que associada a forte acidificação dos horizontes superficiais pode favorecer destruição de minerais de argila e

contribuir para diminuição do teor de argila do horizonte A.

5.7. Classificação dos Solos

As características de cor, dos horizontes superficiais com a tonalidade e a intensidade mais alta do que 3,5 associada ao elevado teor de matéria orgânica, permite classificar epipedom ócrico para todos os perfis estudados. A variação textural entre os horizontes A e B, associado a ocorrência de cutans de iluviação permitem classificar horizonte argílico para os perfis (SOIL TAXONOMY, 1975).

Os dados climáticos associado aos regime iso-hipertérmico e perúdic, e ao teor de matéria orgânica permitem classificar os solos sob pastagem como Humults e aos solos sob mata como Udults. Os três perfis sob pastagem são classificados como Epiaquic Tropohumults e os sob mata como Typic Tropudult para os perfis 1 e 2 Epiaquic Tropudult para o perfil 3.

No sistema brasileiro de classificação como Podzólico Vermelho Amarelo álico de argila de alta atividade.

6. CONCLUSÕES

As principais conclusões baseando-se nos resultados e discussões são a seguir relatados.

Morfológicamente desenvolve-se horizonte argílico nas duas topossequências, caracterizados principalmente pela gradiente textural, grau moderado de estrutura e pequena quantidade de cerocidade. Nos perfis sob pastagem apresentam sinais de redução em todos os horizontes, o que contrasta com os perfis sob mata que somente os apresenta nos horizontes inferiores, fator este devido ao manejo empregado o que motivou uma redução da porosidade e consequentemente encharcamento temporário, condição que influi para que na área de pastagem se apresente dominância de ferro amorfo, entretanto que na área da mata há dominância de ferro cristalino.

Tomando a mata natural como referência, pode-se dizer que a pastagem com *Paspalum* sp., nos cem centímetros superficiais do solo, apresenta-se uma diminuição de matéria orgânica. Na mata natural, há estocados 165.5 t C/ha; na área da pastagem por 15 anos, há 108 t C/ha. Comparando estes valores observam-se perdas de 35% de carbono na área da pastagem.

O complexo de troca, nos horizontes B e C, desses solos dessaturados é marcado pela presença do alumínio trocável (Al-KCl N) cujos teores são maiores que 10,0 meq/100 g de solo no horizonte B textural, teores estes que aumentam com a profundidade do solo. Estes elevados teores de alumínio trocável são provenientes, principalmente, da alteração de feldspatos e muscovita, e da destruição das esmectitas. A CTC da fração argila de uma maneira geral decresce do horizonte C para os horizontes superficiais, devido ao aumento na percentagem de caulinita acompanhado da diminuição no teor de argilo-minerais 2:1, à medida que se aproxima da superfície dos solos. A CTC efetiva da fração argila é superior a 23,8 meq/100 g de argila na maior parte do horizonte B textural. Em consequência de sua mineralogia os solos apresentam no horizonte B argila de atividade alta.

Os perfis sob mata, foram classificados como Typic Tropudult para os perfis 1 e 2, e Epiaquic Tropudult para o perfil 3. Enquanto que os perfis sob pastagem foram classificados como Epiaquic Tropohumults. Na classificação brasileira, os perfis foram classificados como Podzólico Vermelho-Amarelo álico, argila de alta atividade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACHÁ PANOSO, L.; SANTOS, H.L.; SIQUEIRA, C.; SARAIVA, O.F.; FERREIRA, M.B.; SANS, L.M.A.; AVELAR, B.C. Levantamento semi-detalhado de solos de área do Centro Nacional de Pesquisa de Gado de Leite, Coronel Pacheco, M.G. Rio de Janeiro, EMBRAPA/SNLCS, 252 p., 1980.
- ALLISON, F.E. Soil organic matter and its role in crop production. Elsevier Scientific, New York, 637 p., 1973.
- AMEDEE, G. & PEECH, M. The significance of KCL-extractable Al (III) as an index to lime requirements of soils of the humid tropics. Soil Science, Madison, 121: 227-233. 1976.
- ANDREUX, F.E.; BECERRA, S.P. Fraccionamiento y caracterización del material húmico de algunos suelos de sabana de la orinoquia colombiana. Turrialba. 25: 191. 1975.
- ARELIANO, M.T. Estudio de suelos C.R.I., Macagual, 60 p., 1972.
- AYARZA, M.; DEXTRE, R.; ARA, M.; SHAUS, R.; REATEGUI, K.; SANCHEZ, P. Producción Animal y cambios en la fertilidad del suelo en cinco asociaciones bajo pastoreo en un Ultisol de Yurimaguas, Perú. Revista de la Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá, 2: 204-108, vol. XVII. 1987.
- BARNHISEL, R.I. Chlorites and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. In: DIXU, J.B. & WEED, S.B. eds. Mi-

nerals in soil environments. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp. 331-356. 1977.

BARSHAD, I. Significance of the presence of exchangeable magnesium ions in acidified clays. *Science*, 131: 988-990. 1960.

BAVER, L.D.; GARDNER, W.H. & GARDNER, W.R. *Soil Physics*. New York, John Wiley & Sons. 3 ed. 459 p., 1956.

BIGHAM, J.M.; GOLDEN, D.C. & BOWEN, L.H. Iron oxide mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols: II. Influence on Color, Surface area, and Phosphate retention. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 42: 825-830. 1978a.

BIGHAM, J.M.; GOLDEN, D.C.; BOWEN, L.H.; BUOL, S.B.; WEED, S.B. Mossbauer and X-ray evidence for the pedogenic transformation of hematite to goetite. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 42: 979-981. 1978b.

BILLOT, J.F. Les applications agronomiques de la penetrométrie à l'étude de la structure des sols travaillés. *C.N.E.E.M.A. B.I.* 237: 187-202. 1977.

BLUME, H.P. & SCHWERTMANN, U. Genetic evaluation of profile distribution of aluminum, iron and manganese oxides. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 33: 438-444. 1969.

BORCHARD, G.A. Montmorillonite and other smectite minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. eds. *Mineral in soil environments*. Soil Science Society of America, Wisconsin, pp. 293-330. 1977.

- BRADY, N.C. Natureza e propriedades dos solos. Freitas Bastos S.A. Rio de Janeiro, 647 p., 1979.
- BRASIL. Pedologia. Departamento Nacional Produção Mineral, Rio de Janeiro. Projeto Radam. Folha SC. 19, Rio Branco. vol. 2, pp. 169-312. 1976.
- BREWER, R. Clay illuviation as a factor in particle size differentiation in soil profiles. Trans 9 th. Int. Cong. Soil Sci., 4: 489-499. 1968.
- BREWER, R. Fabric and mineral analysis of soils. New York, John Willey & Sons, 470 p., 1976.
- BROWN, G. The X-ray identification and crystal structure of clay minerals. Mineralogical Society, London, 544 p., 1961.
- CARSTEA, D.D.; HARWARD, M.E. & KNOX, E.G. Comparison of iron and aluminum hydroxy interlayers in montmorillonite and vermiculite. I. Formation. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 34(3): 517-521. 1970.
- CARVALHO, E.J.M. Efeito de sistemas de manejo sobre algumas propriedades físicas e químicas de um podzólico Vermelho Amarelo Câmbico Distrófico, fase terraço e sobre a produção de soja. Viçosa, UFV. 73 p., 1984. (Tese M.S.).
- CERRI, C.C. Dinâmica de matéria orgânica do solo no agrossistema cana-de-açúcar. ESALQ/USP., 1986. (Tese de Livre Docência).
- CIAT. Oxisoles y Ultisoles en América Tropical Cali-Colombia. 53 p., 1983.
- CINTRA, F.L.D. & MIELNICZUK, J. Potencial de algumas espécies vegetais para a recuperação de solos com proprieda-

des físicas degradadas. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 7: 197-201. 1983.

COLEMAN, N.T.; WEED, S.B. & McCracken, R.J. Cation Exchange capacity and exchangeable cations in Piedmont soils of North Carolina. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 23(2): 146-149. 1959.

COMISSÃO DE SOLOS. Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado de São Paulo. CNEPA/SNPA. Ministério de Agricultura. Rio de Janeiro - Brasil. 634 p., 1980.

COSTA, L.M. Caracterização das propriedades físicas e químicas dos solos de terraços fluviais, na região de Viçosa e sua interpretação para uso agrícola. Viçosa, UFV. 44 p., 1973. (Tese M.S.).

DELVIGNE, J. Micromorfologia das alterações minerais. Instituto de Geociências - USP, São Paulo, 149 p., 1982. (mimeografado).

DEMATTE, J.L.I. Gênese e classificação de solos originados do grupo geológico Estrada Nova, município de Piracicaba. ESALQ/USP. Piracicaba, 123 p., 1970. (Tese de Livre Docência).

DEMATTE, J.L.I.; MONIZ, A.C. & PESSOTTI, J.E.S. Solos originados de sedimentos do grupo geológicos Estrada Nova, município de Piracicaba. I - Análise mineralógica quantitativa de fração argila. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 1: 43-47. 1977.

DEMATTE, J.L.I. Manejo de solos ácidos dos trópicos úmidos, região Amazônica. Fundação Cargill, Campinas - SP., Brasil. 215 p., 1988.

- DIXON, J.B. Quantitative analysis of kaolinite and gibbsite in soils by differential thermal and selective dissolution methods. *Clays and Clay Minerals Proc.* 14 th. Conf. Pergamon Press, New York, pp. 83-89. 1966.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro. 1979.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Paraná, Rio de Janeiro. 1980.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Estudo Expediente de Solos do Estado de Santa Catarina, para fins de classificação, correlação e legenda preliminar. Rio de Janeiro, 155 p., 1980. (Boletim Técnico, 65).
- ESCOBAR, C.J. & LORA, R. Estado de la fertilidad de algunos suelos del Caquetá. *Revista de la Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo*. Bogotá, 1: 215-220, vol. XVII. 1987.
- ESCOBAR, E.H.; DEMATTE, J.L.I. & MONIZ, A.C. Genesis y clasificación de algunos suelos de la cuenca del arroyo Tijucu Preto, município de Rio das Pedras - SP. Análises mineralógico quantitativo de la fracción arcilla. *Rev. Inv. Agropec., INTA*, Buenos Ayres, Argentina, Série 3, IX: 89-108. 1972.
- ESWARAN, H. & BIN, W.C. A study of a deep weathering profile on granite in peninsular Malaysia: III. Alteration of Feldspars. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 42: 154-158. 1978.

- ESWARAN, H. & SYS, C. Argillic horizon in LAC soils: formation and significance to classification. *Pedologie*, 29: 175-190. 1979.
- EVIS, B.W.; RATLIFF, L.F. & TAYLOR, H.M. Use of dead load technique to determine axial root growth pressure. *Agronomy Journal*, 61: 640-643. 1969.
- FANNING, D.S. & KERAMIDAS, V.Z. Micas. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. eds. *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp. 195-258. 1977.
- FEIGENBAUM, S. & SHAINBERG, I. Dissolution of illite a possible mechanism of potassium release. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 39: 985-990. 1975.
- FOLLETT, E.A.C.; MCHARDY, W.J.; MITCHELL, W.J.; SMITH, B.F.L. Chemical dissolution technique in the study of soils clays. *Clay Minerals*, 6: 35-43, 1965.
- FUNDAÇÃO CARGILL. *Análise Química do Solo para fins de Fertilidade* 170 p., 1987.
- GALLEZ, A.; HERBILLION, A.J. & JUO, A.S.R. The indexes of silica saturation and silica reactivity as parameters to evaluate the surface properties of tropical soils. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 41: 1146-54. 1978.
- GAUCHER, G. *El suelo y sus características agronómicas*. Barcelona, ed. OMEGA, S.A., 647 p., 1971.
- GAVANDE, S.A. *Física de suelos*. Centro Regional de Ayuda Técnica (A.I.D.), México, 351 p., 1972.

- GILL, R.W. & BOLT, G.H. Pfeffer's studies of root growth pressure exerted by plants. *Agronomy Journal*, 47(4): 166-168. 1955.
- GOMEZ, I.A. Caracterização e gênese do Podzólico Vermelho Amarelo Álico de argila de atividade alta da região úmida do Nordeste Brasileiro. Piracicaba - SP. ESALQ/USP., 198 p., 1985. (Tese de Doutorado).
- HERBILLON, A.J. Mineralogy of Oxisls and Oxic materials. In: THENG, B.K.G., eds. *Soils with variable charge*. Soil Science Society, Lower Hutt, New Zealanda, pp. 109-126. 1980.
- HSU, P.H. & BATES, T.F. Fixation of hydroxy-aluminum polymers by vermiculite. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 28: 763-769. 1964.
- ICA. Informe de Progreso. Programa de Suelos, CRI. Macagual. Florência Caquetá Colômbia. 1985.
- ISMAIL, F.T. Biotite weathering and clay formation in arid and humid regions. *Soil Science*, California, 109: 257-61. 1970.
- JACKSON, M.L. Aluminum bonding in soils: unifying principle in Soil Science. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 27(1): 1-10. 1963.
- JACKSON, M.L.; HSEUNG, Y.; COREY, R.B.; EVANS, E.J.; VANDEN HEUVEL, R.C. Weathering sequence of clay size mineral in soils and sediments: II. Chemical weathering of layer silicates. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 16: 3-6. 1952.

JACKSON, M.L. Frequency distribution of clay minerals in major great soils groups as related to the factors of soil formation. *Clays and Clay Mineral*, 6 th. Conf. Pergamon Press, London, pp. 133-143. 1959.

JACKSON, M.L. Soil chemical analysis-advanced course. Published by the author. Dept. of Soils, Univ. Wisconsin, Madison, 895 p., 1973.

JIMENEZ, J.R.; MALAGON, D. & CORTES, A. Características, Manejo y Conservacion de algunos suelos de la Amazonia Colombiana (Región del Igara-Paraná). Bogotá, 200 p., 1975.

JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS. Selected Powder Diffraction data for Minerals. First Edition, JCPDS, Pennsylvania, USA. 1974.

JUO, A.S.R. & KAMPRATH, E.J. Copper chloride as an extractant for estimating the potentially reactive Al pool in acid soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 43: 35-38. 1979.

KAMPF, N. & SCHWERTMANN, U. The 5M NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. *Clays and Clay Minerals*, 30: 401-408. 1982.

KELLER, W.D. Processes of origin and alteration of clay minerals. In: *Soil Clay Mineralogy: A symposium*, RICH, D.I. and KINZE, G.W. eds. University of North Carolina Press, Chapel Hill, pp. 3-76. 1964.

KIEHL, E.J. *Manual de Edafologia*. 262 p., 1979.

KITTRICK, J.A. Mica derived vermiculites as unstable intermediates. *Clays and Clay Minerals*, 21: 479-488. 1973.

- KLAGE, M.G. & WHITE, J.L. A chlorite-like mineral in Indian soils. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 21: 16-20. 1957.
- KONONOVA, M.M. Soil organic matter; its nature role in soil formation and in fertility 2 ed. New York. 544 p., 1966.
- LEPSCH, I.F.; BUOL, S.W. & DANIELS, R.B. Soil-landscape relations hips in the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil: II. Soil morphology, genesis, and classification. Soil Science Society of America Journal, Madison, 41: 109-115. 1977.
- LIMA, V.C. Estudo pedológico de perfis de solos do grande grupo Rubrozen da bacia Curitiba. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. Piracicaba - SP. 119 p., 1974.
- LIMA, V.C.; DEMATTÊ, J.L.I. & MONIZ, A.C. Mineralogia da argila do Rubrozem (*Palehumult*), Bacia de Curitiba, Paraná. Revista Brasileira de Ciências do Solo, 1: 81-85, 1977.
- LINDSAY, W.L. Chemical Equilibria in soils. New York, John Wiley & Sons. Inc., 449 p., 1979.
- LIU, M. & THOMAS, G.W. Nature of sulphate retention by acid soils. Nature, 192: 384. 1961.
- LOUCHNAN, F.C. Chemical weathering of the silicate minerals. American Elsevier Publ. Co., Inc., New York, 154 p., 1969.
- McCALEB, S.B. The genesis of the Red Yellow Podzolic Soil. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 23(2): 164-168. 1959.

- McKEAGUE, J.A. & DAY, J.H. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Science*, Ottawa, 46: 13-22. 1966.
- MENDES, A.C.T.; FALCI, S.C. & DEMATTE, J.L.I. Seções delgadas de solos: método de impregnação. *Anais da ESALQ/USP*, Piracicaba - São Paulo, 30: 35-48. 1973.
- MONIZ, A.C. & JACKSON, M.L. Quantitative mineralogical analysis of Brazilian soils developed from basic rock and silte. *Soil Science Report 212*, Wisconsin, 74 p., 1983.
- MONIZ, A.C.; BUOL, S.W. & WEED, S.B. Lateral water movement in Oxisol-Ultisol transtion. *Agronomic Economic Research on Soil of the Tropics. 1980-1981. Technical Report*, Raleigh, Carolina, pp. 120-129. 1983.
- MORTLAND, M.M. Clay-organic complexes and interactions. *Advance Agronomy*, 22: 75-177. 1970.
- MUNSELL COLOR COMPANY INC. Munsell soil color charts. Baltimore, Maryland, 22 p., 1954.
- NORRISH, K. & TAYLOR, R.M. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. *J. Soil Science*, Ottawa, 12: 294-306. 1961.
- OERTEL, A.C. Some observation incompatible with clay illuviation. *Int. Cong. Soil Science Trans. 9 th.*, Adelaide, Austrália, pp. 481-487. 1968.
- PARFENOFF, A.; POMEROL, C. & TOURENG, J. Les minéraux en grains: méthodes d'étude et determinations. Masson, Paris 578 p., 1970.

- PRATT, P.F. Digestion with hydrofluoric and perchloric acids for total potassium and sodium. In: BLACK, C.A. (ed.). Methods of soil analysis. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin. Part 1 (Agronomy 9), pp. 1019-1021. 1965.
- PRIMAVESI, A. Manejo ecológico del suelo. Traducción de la quinta edición. Editorial el Ateneo. Buenos Aires, 499 p., 1982.
- RICH, C.I. Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia Piedmont. Clays and Clay Minerals. Natl. Acad. Sci. Matl. Res. Council, 566: 203-212. 1958.
- RICH, C.I. Hydroxy interlayers in expansibl layers silicate. Clays and Clay Minerals, 16: 15-30. 1968.
- RICH, C.I. & OBENSHAIN, S.S. Chemical and mineral properties of a Red-Yellow Podzolic soil derived from sericite. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 19: 334-339. 1955.
- SALGADO, J.S. Efeito de sistemas de aradura e manejo da palhada do milho em propriedades físicas e químicas do solo e em características das plantas. Viçosa, UFV. 61 p., 1979. (Tese M.S.).
- SANCHES, P.A. Properties and management of soil in the tropics. New York, John Wiley, 617 p., 1976.
- SCHWERTMANN, W. Transformation of hematite to goethite in soil. Nature, Londres. 232: 624-625. 1971.
- SCHWERTMANN, W. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. eds. Minerals in soils environments. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp. 145-180. 1977.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO. Comissão de Método de Trabalho de Campo. Manual de Método de Trabalho de Campo, Campinas, 36 p., 1978.

SOIL SURVEY STAFF, Soil Traxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making a Interpreting Soil Survey. U.S.D.A., Soil Conservation Service. Agriculture Handbo-
ok, 436: 754. 1975.

TANAKA, A. & SAKUNA, T. Agro-ecological condition of the o-
xisol-ultisol área of the amazon river system. Faculty of
Agriculture, Hokkaido University, Sapporo. 060 Japan. 101
p., 1984.

TOKASHIKI, Y. & WADA, K. Weathering implications of the mi-
neralogy of clay fractions of two Andosols. Amsterdam,
Geoderma, 14: 47-62. 1975.

T'SERSTEVESN, A.; ROUXHET, P.G. & HERBILLON, A.J. Alteration
of muscovite surface by water and electrolyte solutions.
Clay Minerals, 13: 401-410. 1978.

UEHARA, G. & GILLMAN, G.P. Mineralogy, chemistry, and phy-
sics of tropical soils with variable charge clays. West-
view Press, Boulder, 170 p., 1981.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA
"LUIZ DE QUEIROZ" - CENA. Manual de aulas práticas de
Matéria Orgânica. Curso de Pós-graduação. 1988.

VAN WAMBEKE, A. Management Properties of Ferrosols. Rome,
FAO, 129 p., 1974.

VEIHMEYER, F.J. & HENDRICKS, A.H. Soil Density and root pe-
netration. Soil Science, Baltimore, 65(6): 487-493. 1948.

- ✓ VERDADE, F.C. Análise Química Total. In: MONIZ, A.C., coord., elementos de pedologia. São Paulo, Ed. Universidade de São Paulo, pp. 200-209. 1972.
- VETTORI, L. Métodos de análise de solo. Equipe de pedologia e Fertilidade do Solo. Escritório de Pesquisa e Experimentação. Ministério da Agricultura. Rio de Janeiro. (Boletim Técnico, 7), 24 p., 1969.
- VOLKOFF, B. & MELFI, A.J. Transformações mineralógicas em Rubrozens da bacia sedimentar de Curitiba - PR. Revista Brasileira de Ciências do Solo, 4: 173-181. 1980.
- WADA, K. Mineralogical characteristics of Andisols. In: THENG, B.K.G. ed. Soils with variable charge. Soil Science Society, Lower Hutl, New Zeland, pp. 87-197. 1980.
- WARSHAW, C.M. & ROY, R. Classification and scheme for the identification of layer silicates. Bull. Geol. Soc. Am. 72: 1455-1492. 1961.
- WEAVER, R.M.; JACKSON, M.L. & SYERS, J.K. Magnesium and silicon activities in matrix solutions of montmorillonite-containing soils in relation to clay mineral stability. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 35: 823-830. 1971.
- WEED, S.B. & NELSON, L.A. Ocurrence of chlorite. Like intergrade clay minerals in Coastal Plain, Piedmont and Mountain soils of North Carolina. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 26: 393-398. 1962.