CARLOS LAERTE ROTTA

**MINERALOGIA DE SOLOS DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA
DE ATIBAIA, S P**

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005486

Orientador
Prof. Dr. Umberto G. Cordani

SÃO PAULO
1975

*A Suely, Viviane e Renato
ofereço*

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO	1
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1 - CONCEITO DE TOPOSSEQUÊNCIA	3
2.2 - MINERALOGIA DA FRAÇÃO AREIA	8
3 - CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO	11
3.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	11
3.2 - RELEVO	11
3.3 - GEOLOGIA GERAL	12
4 - MATERIAL E MÉTODO	17
4.1 - SOLOS	17
4.2 - MÉTODOS	24
4.2.1 - PRÉ TRATAMENTO E SEPARAÇÕES PARA AS ANÁLISES DAS AMOSTRAS	24
4.2.2 - ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA	29
4.2.3 - ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MINERAIS DA FRAÇÃO AREIA	40
4.2.4 - MÉDIA DE INTEMPERISMO COM BASE NA FRAÇÃO ARGILA	40
4.2.5 - MÉDIA DE INTEMPERISMO COM BASE NA FRAÇÃO AREIA	42

5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
6 - CONCLUSÕES	75
7 - RESUMO	78
8 - BIBLIOGRAFIA	80
9 - AGRADECIMENTOS	87

LEGENDA DAS FIGURAS

Figura 1 - Localização do município de Atibaia	13
Figura 2 - Carta de solos do município de Atibaia, estando assinalada a linha A-B que corta os solos da topossequência estudada	20
Figura 3 - Secção esquemática mostrando a distribuição no relevo e a sequência das unidades de solos	21
Figura 4 - Carta das formações superficiais do município de Atibaia	22
Figura 5 - Fluxograma das análises mineralógicas	26
Figura 6 - Curva de calibração para caulinita por análise térmica diferencial	33
Figura 7 - Curva de calibração para gibbsita por análise térmica diferencial	34
Figura 8 - Difratogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Itapetinga, perfil 1011	49
Figura 9 - Difratogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Rio Acima, perfil 1037	50
Figura 10 - Difratogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Samambaia, perfil 1032	51
Figura 11 - Termogramas da fração argila da unidade Itapetinga	52
Figura 12 - Termogramas da fração argila da unidade Rio Acima	53

Figura 13 - Termogramas da fração argila da unidade Samambaia	54
Figura 14 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Rosário, perfil 1055	56
Figura 15 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Cachoeira, perfil 1034	57
Figura 16 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Cachoeira, perfil 1054	58
Figura 17 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Caetetuba, perfil 1064	59
Figura 18 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Caetetuba, perfil 1052	60
Figura 19 - Termogramas da fração argila da unidade Rosário, perfil 1055	61
Figura 20 - Termogramas da fração argila da unidade Cachoeira, perfil 1034	62
Figura 21 - Termogramas da fração argila da unidade Cachoeira, perfil 1054	63
Figura 22 - Termogramas da fração argila da unidade Caetetuba, perfil 1064	64
Figura 23 - Termogramas da fração argila da unidade Caetetuba, perfil 1052	65
Figura 24 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Piqueri, perfil 1051	69

Figura 25 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Piqueri, perfil 1031	70
Figura 26 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Tanque, perfil 1063	71
Figura 27 - Termogramas da fração argila da unidade Piqueri, perfil 1051	72
Figura 28 - Termogramas da fração argila da unidade Piqueri, perfil 1031	73
Figura 29 - Termogramas da fração argila da unidade Tanque	74

LEGENDA DOS QUADROS

Quadro 1 - Composição mineralógica da fração argila e cálculo médio do perfil do intemperismo médio (IM) segundo JACKSON & SHERMAN(1953) de alguns perfis de solos do município de Atibaia, SP	30
Quadro 2 - Teores de material amorfo do solo livre de matéria orgânica determinados pelo teste rápido de FIELDS & PERROTT, 1966	36
Quadro 3 - Composição mineralógica da fração areia(0,1-0,05mm) e razão de intemperismo dos minerais leves (RIL) segundo RUHE(1956) de alguns perfis de solos do município de Atibaia, SP	41

1 - INTRODUÇÃO

O estudo em topossequências reveste-se de grande importância pelas informações que dá para relacionar a associação de diferentes unidades de solos dentro da paisagem.

Quando associado a estudos de Geologia, Geomorfologia e Mineralogia, o estudo de topossequências, permite verificar o grau de intemperismo relativo entre solos desenvolvidos em partes altas e baixas. Permite também, evidenciar tendências de formação de minerais secundários, dependendo da posição do solo na topografia, do clima, do material de origem e outros fatores.

A maioria dos estudos de topossequências tem sido realizados em solos de rochas ígneas básicas e sedimentares.

O objetivo deste trabalho foi o de realizar um estudo de topossequência em uma região de predominância de solos desenvolvidos de rochas ácidas, provenientes principalmente de granitos, gnaisses e em escala menor granitos/gnaisses, micaxisto e sedimentos modernos (CARVALHO & ROTTA, 1974). Este estudo, que complementa o levantamento pedológico do município de Atibaia, em nível de ordem de solos (CARVALHO et al., 1972), dá ênfase a estudos mineralógicos da fração argila e classificação dos solos ao nível de família por critérios modernos (EUA, 1970).

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Com a presente revisão bibliográfica pretendeu-se efetuar um levantamento dos principais trabalhos realizados em topossequências de solos com base nos dados mineralógicos das frações argila e areia.

2.1 - CONCEITOS DE TOPOSSEQUÊNCIA

MILNE citado por RUHE (1960) define catena como uma sequência de solos encontrada entre o topo de morros baixos e a baixada, sequência essa desenvolvida de acordo com as condições de drenagem e com a história passada da superfície, onde os solos se desenvolvem atualmente.

MILNE considera ainda que podem ser distinguidas duas variações: em uma delas a topografia é modelada por denudação ou outros processos em uma formação

originalmente similar quanto ao caráter litológico. Assim, solos diferentes são consequências de condições de drenagem, diferente transporte do material erodido e lixiviação, translocação e redeposição dos constituintes químicos móveis. Na outra variação, a topografia foi entalhada em duas ou mais formações supostas litologicamente diferentes. A uniformidade do material de origem foi tido por MILNE de interesse secundário. Ao mesmo tempo excluiu de catena padrões de solos repetitivos, subordinados a afloramentos rochosos mas não relacionados com diferenças de níveis.

Discute-se bastante, WATSON (1965), se os solos componentes de uma catena precisam estar associados geograficamente em uma sequência contínua. MILNE usou o conceito de catena como uma unidade de mapeamento, consequentemente os solos se encontravam fisicamente juntos. Entretanto, BUSHNELL (1942) redifiniu o termo catena para incluir solos de todas as situações hidrológicas possíveis de um dado material de origem, sob um clima uniforme estando ou não os solos associados juntos em uma sequência contínua. Verificou ainda que em áreas com grande uniformidade topográfica e semelhança na drenagem, o conceito de catena de MILNE é difícil de ser aplicado. BUSHNELL (1942) considera portanto que o termo catena deva ser usado para a sequência de solos sobre um mesmo material de origem.

WATSON (1965) considera ainda que as duas defi

nições de catena tem diferentes aplicações e ambas são largamente usadas. Atualmente, catena é apenas um de um número de associações topográficas de solo para uso de classificação e mapeamento.

RUHE (1960) propõe as seguintes denominações para os elementos da catena de MILNE: terras altas (upland), pedimento de encosta (pediment backslope), pedimento de sopé (pediment footslope) e aluvião (alluvial toeslope). Considera ainda que ocorre um maior desenvolvimento dos solos em direção a região do aluvião. FRANS MEYER et al., (1969), estudando os efeitos que o aspecto e a posição da encosta exercem nas propriedades do solo, incluindo a temperatura do solo, chegaram as seguintes conclusões: os solos em posição intermediária da encosta, apresentam maior quantidade de material grosso do que nas partes superiores ou inferiores; os situados nas partes baixas são mais frios e com maior saturação de bases, teor de argila mais elevado com predominância da caulinita.

BIDWELL & PAGE (1950) em seus estudos das argilas da catena de Miami em Ohio, concluíram que as diferenças de drenagem tiveram pouco efeito nos tipos de argila encontrado. Do mesmo modo MARTIN & RUSSEL (1952) estudando solos de Nova York concluíram que as argilas contidas naquela catena não foram suficientemente intemperizadas para alterar o folhelho original.

Diferenças em condições hidrológicas sob clima

uniforme geralmente são associadas a diferenças no relevo e na morfologia do solo. TEDROW (1951) separou solos em regiões de escarpas de solos com morfologia idêntica de áreas mais baixas devido a diferenças de umidade e potencial agrícola.

GREENE (1947) realça o valor da catena MILNE no estudo da formação do solo em virtude desse conceito implicar na drenagem da água morro abaixo.

A sugestão apresentada por autores como BUSHNELL (1942) no sentido de limitar o conceito de catena a uma sequência de solos derivados de um mesmo material de origem foi combatida por GRIFFTH (1952).

A catena definida por BUSHNELL (1942) não tem valor para a classificação e mapeamento de solos em regiões onde a drenagem varia mais que o material de origem. Tais condições são encontradas, por exemplo, na Escócia e Canadá, WATSON (1965).

JOHNSON & JEFFRIES (1957), estudaram o efeito da drenagem no intemperismo dos minerais de argila na catena de Allenwood, Pensilvânia e verificaram que a mineralogia da fração argila era semelhante em todos os solos, porém a variação se dava na taxa de intemperismo. Constataram ainda que esta variação era devida a drenagem.

MONIZ & CARVALHO (1973) apresentam tentativamente uma correlação dos solos formados a partir do arenito

Bauru na região Noroeste do Estado de São Paulo com os elementos da catena de MILNE e com denominações propostas por RUHE (1960). Assim o solo Podzolizado variação Marília estaria relacionado à região correspondente às "terras altas" do diagrama de RUHE e seria formado sobre o arenito Bauru praticamente sem recobrimento. Essa relação seria corroborada pelo menor grau de intemperismo do podzolizado variação Marília cuja relação com as outras unidades taxonômicas é a seguinte: Podzolizado variação Marília < Podzolizado variação Lins < Latossolo Vermelho Escuro fase arenosa. O Podzolizado variação Marília corresponderia ao pedimento de encosta e o Latossolo ocuparia a posição equivalente ao pedimento de sopé. Esse material se apresenta num estágio mais avançado de intemperismo, o que explicaria os teores relativamente elevados de caulinita (80% a 90%) na fração argila.

ANDRADE et al., (1974), estudaram a relação genética existente entre solos, com boa e má drenagem, de três catenas de solos, através da análise mineralógica da fração argila. Tal análise revelou que nos solos formados em condições de drenagem pobre, o teor de gibbsita é inferior, ou mesmo pode ser nulo, em relação ao solo da mesma catena, formado em condições de boa drenagem. Verificaram também, o aparecimento de montmorilonita ou um ligeiro aumento do seu teor nos solos formados sob condições de má drenagem. A caulinita foi o argilomineral dominante em todos os perfis que estudaram. Encontraram uma ligeira diminuição no teor de caulinita em superfície havendo em compensação um aumento no teor de gibbsita o que está de acordo, se-

gundo esses autores, com a sequência normal de intemperismo proposta por JACKSON et al., (1948).

ANDRADE et al., (1974), observam, ainda, que a brusca diminuição do teor de caulinita em superfície não se deve a pedogênese mas sim uma descontinuidade litológica.

LEPSCH (1973), efetuou a caracterização de quatro perfis de uma topossequência na região de Rio Claro, SP, com os objetivos de descrever e comparar os quatro perfis. Um dos perfis está localizado na parte superior da encosta, um na inferior e os outros dois em posição de meia encosta. Conclui, que há um decréscimo de intensidade de intemperismo do membro superior ao inferior da topossequência.

2.2 - MINERALOGIA DA FRAÇÃO AREIA

A finalidade do estudo mineralógico da fração areia dos solos é contribuir para o conhecimento de sua gênese e classificação onde se procura filiar os solos às rochas existentes como também avaliar a reserva potencial dos nutrientes do solo de certa importância no que diz respeito à fertilidade. O estudo mineralógico da fração areia permite também o cálculo da razão de intemperismo como ainda a avaliação do grau de alteração dos solos.

HASEMAN & MARSHALL (1945), estudando os mine-

rais pesados julgam de grande importância o reconhecimento da rocha matriz e a avaliação das mudanças que ela pode sofrer durante a formação do solo. Usam o zircão e turmalina como indicadores imóveis.

Concluem que a origem de um solo é refletida na espécie e quantidade de minerais pesados presentes. A determinação qualitativa e semiquantitativa dos pesados pode, em casos favoráveis, evidenciar a origem de um solo em se comparando com o material de origem; esses estudos também podem mostrar rapidamente os fenômenos de descontinuidade do material de origem do solo a diferentes profundidades; hornblenda, devido a sua grande distribuição e resistência moderada ao intemperismo é um bom mineral para ser usado na comparação da severidade do intemperismo dos diferentes horizontes de um solo e de solos formados sob condições climáticas diferentes.

PORTAS & FURTADO (1964); estudaram as frações areia e argila de oito perfis de solos desenvolvidos sobre granitos, na região de Angola, com o objetivo de separar e analisar os minerais da areia para estudar as condições de formação bem como as relações com a atual fase de evolução dos respectivos solos e fazem uma revisão crítica dos métodos utilizados na mineralogia das areias. Procuraram exprimir quantitativamente a evolução de um perfil de solo baseados em minerais índices, isto é, minerais não migráveis e não meteorizáveis, usando para tal a fração areia fina por ser constituída predominantemente de quartzo e sem eluviação.

GIRARDI & MELFI (1963), estudaram a composição mineralógica dos solos da Série Taquaral na Estação Experimental de Campinas, solos esses provenientes de diabásio e sedimentos glaciais. Nesse trabalho constataram a presença de minerais de contribuição de sedimentos glaciais em todos os horizontes até grandes profundidades (horizonte C) e a existência de gibbsita na fração areia grossa pseudomórfica sobre feldspatos. Dentre outras conclusões notaram que o estudo morfológico de anatásio e epídoto não permitiu conclusões a respeito de sua origem: se autoctone ou proveniente de sedimentos glaciais. Outra conclusão é que a presença de zircão, monazita, turmalina, sillimanita (além de quartzo e opacos arredondados) evidenciam a contribuição dos sedimentos glaciais para a formação da Série Taquaral. A existência de gibbsita pseudomórfica sobre feldspato sugere transformação direta deste em gibbsita.

A presença de zircão, monazita, sillimanita, turmalina, rutilo, granada, estauroлита e cianita mostram a grande contribuição de sedimentos de origem glacial da Série Taquaral pelos estudos efetuados por MELFI et al., (1966). Concluem que a relação verificada entre os resíduos leves e pesados é fator decisivo na diferenciação entre solos derivados de diabásio e provenientes de rochas sedimentares glaciais. Concluem também que a existência de feldspatos nos perfis, vem mostrar que tais solos possuem ainda reservas potenciais em elementos nutrientes e que vão sendo gradativamente liberados pelos processos de intemperismo.

3 - CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO

3.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O município de Atibaia (em que se acha a topos sequência estudada), localiza-se na região fisiográfica do Estado de São Paulo descrita por MONBEIG (1954) como Planalto Atlântico, subregião da Mantiqueira, entre os paralelos $46^{\circ} 25'$ e $46^{\circ} 45'$ S e os meridianos $23^{\circ} 0'$ e $23^{\circ} 15'$ WG (Figura 1). Dista cerca de 60 km ao norte da capital do estado e ocupa uma área de 478 km^2 .

3.2 - RELEVO

Atibaia apresenta um relevo caracterizado por um peneplano bastante dissecado com altitudes entre 800 m e 1400 m, tratando-se, segundo DEFONTAINES (1935) e DE MARTONE (1943), de um relevo apalachiano retrabalhado por novos ciclos de erosão.

O município está situado numa região serrana com altitudes que chegam a alcançar 1390 m, como o pico da Pedra Grande, e com declives em geral superiores a 60%.

Constam ainda do relevo, colinas mamelonares com altitudes em torno de 1000 m, constituindo talvez parte das "superfícies das cristas médias" descritas por DE MARTONE (1943). Ocorrem também colinas mais baixas com altitudes que raramente ultrapassam 800 m e que talvez se trate da "superfície neogênica" conforme denominação de DE MARTONE (1943).

3.3 - GEOLOGIA GERAL

As rochas do município de Atibaia pertencem ao complexo brasileiro ocorrendo também granitos e granitos gnaissificados anteriores ao Grupo São Roque.

Os inúmeros trabalhos geológicos realizados neste grupo restringem-se principalmente à região sul do Estado, onde a maior concentração de recursos metálicos e de calcários estimularam estudos geológicos mais detalhados ficando de certa forma mal conhecida a parte leste do Estado, inclusive o município de Atibaia.

Tais rochas fazem parte de uma unidade geocronológica e geotectônica ampla do chamado cinturão orogenético Ribeira e que se estende desde a Bahia até o Uruguai ao longo da costa oriental da América do Sul, dentro do Ciclo Brasileiro (550 $\pm$ 100 m.a.).

Figura 1 - Localização do município de Atibaia

Existem na realidade mais de uma centena de trabalhos relacionados ao Grupo Açungui-São Roque, porém a área de Atibaia não mereceu ainda qualquer estudo detalhado.

O vale do rio Atibaia constitui-se desde sua cabeceira até o sítio urbano de Campinas, por rochas do complexo metamórfico ou "migmatito indiferenciado" COR-
DANI & BITTENCOURT (1967) e diz respeito às rochas de grau de metamorfismo mais elevado do provável cinturão do Ribeira.

São gnaisses e migmatitos de diversas naturezas com intercalações de quartzitos e micaxistos. Metassedimentos de caráter epizonal, constituídos de filitos e mi
caxistos além de faixa relativamente extensa de quartzitos foram constatadas em perfis de reconhecimento transversais ao rio Atibainha, BITTENCOURT (1972).

Corpos graníticos em algumas ocorrências expres
sivas, acham-se associados ao complexo.

Existem também ocorrências de pequenas manchas de rochas sedimentares com espessura máxima de 10 metros, provavelmente de idade pliocênica, PENALVA (1971), sendo que as regiões de relevo colinoso acham-se recober
tas por sedimentos mais modernos.

ALMEIDA (1964) descreve a região como uma zona situada na faixa de rochas precambrianas em que predomi-

nam rochas gnaissicas com intercalações de micaxistos e ainda granitos e granitos gnaissificados de idade pré São Roque, que são mais deformadas que as posteriores.

Durante o mapeamento geológico das formações superficiais efetuado no município, CARVALHO & ROTTA(1974), notou-se certa orientação ou xistosidade dos constituintes mineralógicos como também fraturamento e milonitização. Algumas dessas eruptivas ácidas apresentavam-se de tal forma gnaissificadas que suas distinções se tornara extremamente difícil.

A direção predominante dos dobramentos é NE-SW e localmente N-S, WOHLERS et al., (1954). Para estes autores os granitos são consequência de granitização dos gnaisses, não tendo ligação entre os corpos; quanto aos gnaisses, são fortemente fitados e ricos em biotita confundindo com micaxistos quando aqueles estão decompostos devido ao intenso metamorfismo geral. Apontam também ocorrências de áreas ricas em anfibólio como também afloramentos de quartzitos.

A descrição petrográfica macroscópica de alguns dos principais grupos de rochas encontrados no município de Atibaia é a seguinte:

Metamórficas

Biotita-gnaisse, leucocrático a mesocrático, granulação média a fina, fraca gnaissificação. Alguns con-

têm granada. Gnaiss porfiróide, mesocrático granulação média com porfiroblastos de feldspato; xistosidade boa, rico em biotita. Quartzito, leucocrático de granulação grossa (5 a 8 mm) e fina; uniminerálico (quartzo); xistosidade ausente. Muscovita-xisto, leucocrático, macrogranular; xistosidade e divisibilidade boas.

Magmáticas

Ocorrem granitos de granulação média a fina como também porfirítico, alguns ricos em biotita. Outro tipo é o granito gnaiss que apresenta bastante máficos e é ligeiramente orientado.

Sedimentares

Em sedimentos de pequena extensão e de idade provavelmente neoceno-zoica encontrou-se a seguinte sequência: Conglomerado - seixos centimétricos predominantes, cimento argiloso; textura clástica com seixos mal arredondados, predominantemente de quartzito. Arenito conglomerático - grãos predominantemente de 0,5 a 1,0mm, textura clástica com grãos angulosos; cimento argiloso e silicoso(?). Estrutura não evidente. Argilito - textura clástica com partículas menores que 0,002 mm. Estratificação incipiente; composição, argila. Rocha coerente. Arenito conglomerático - semelhante ao anterior exceto pela cor e incoerência pronunciada das partículas. Argilito - semelhante ao anterior exceto pela cor. Sedimentos Modernos - Pedissedimentos e recobrimentos detríticos razos, provenientes principalmente de gnaiss.

4 - MATERIAL E MÉTODO

4.1 - SOLOS

Os perfis de solos escolhidos para as análises mineralógicas pertencem as principais unidades de solo descritas no trabalho de CARVALHO et al., (1972), conforme mapa (Figura 2). Selecionaram-se onze perfis de solo de uma topossequência assinalada pela linha AB(Figura 3). A sequência detalhada dos solos estudados encontra-se esquematizada na Figura 3. Tais solos são derivados principalmente de recobrimentos detríticos rasos sobre gnaisses e também solos desenvolvidos de material remanejado, granitos, granitos/gnaisses e um perfil sobre micaxisto (Figura 4).

A topossequência escolhida abrange solos de regiões altas com 1 100 m de altitude e regiões mais baixas com altitude aproximada de 750 m. Incluiu-se, eviden

temente, solos em posição topográfica intermediária.

Os solos das regiões altas são rasos ou pouco desenvolvidos e representados pelos números 1 e 2 na Figura 3. O solo 1 é um complexo formado por duas unidades, Itapetinga e Rio Acima sendo aquela um Litossolo substrato granito e esta um Podzólico com cascalho em que em ambas é comum se notar afloramentos da rocha, no caso granito.

Segue-se o solo de nº 2 (Figura 3), topograficamente inferior e que é uma transição entre Podzólico Vermelho Amarelo para Latossolo Vermelho Amarelo e que ainda conserva a estrutura da rocha matriz. Os solos 3, 4 e 5 (Figura 3) são Podzólicos Vermelho Amarelo orto e se situam em regiões ainda elevadas porém com vertentes menos íngremes, principalmente o de nº 4 (unidade Cachoeira).

Os solos 6 e 7 são acentuadamente drenados situando-se nas colinas mais baixas da região. São latossolos representados pelas unidades Piqueri e Tanque (Figura 3).

Os estudos mineralógicos foram realizados em amostras de três ou quatro horizontes selecionados de cada um desses perfis, totalizando trinta e cinco amostras.

Nos casos em que foram verificadas descontinuidades litológicas (recobrimento) foram também tomadas

amostras dos horizontes situados nos dois diferentes materiais de origem para se verificar os estágios de intemperização desses solos.

Os solos foram classificados segundo o Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas (1960) e pelo "Soil Survey Staff" (1960); as unidades estudadas podem ser resumidas da seguinte maneira:

Unidade Itapetinga (Perfil 1011) - Litossolo fase substrato granito/gnaiss, pertencente a ordem Inceptissolo. São solos pouco desenvolvidos, bem drenados, ácidos e com baixa saturação de bases; apresentam epipedon ôcrico assente sobre um horizonte câmbico. O horizonte câmbico (B) apresenta pontuações de mineral alterado (feldspato).

Unidade Rio Acima (Perfil 1037) - Esta unidade enquadra-se no grande grupo dos solos Podzolizados com cascalhos e na ordem Ultissolo. São solos minerais pouco profundos, bem drenados, ácidos, com saturação de bases muito baixas e nítida diferenciação entre os horizontes A e B. Apresentam epipedon ôcrico sobre horizonte argílico. Separando esses horizontes é frequente a concentração de fragmentos de rocha decomposta e de quartzo.

Os solos dessas duas unidades desenvolvem-se diretamente sobre um granito pegmatítico, sem evidência de recobrimento espesso.

INSTITUTO AGRÔNOMICO DE CAMPINAS
SEÇÃO DE PEDOLOGIA

CARTA DE SOLOS DO MUNICÍPIO DE ATIBAIA-SR.

ADILSON CARVALHO
IGO F. LEPSCH
J. BERTOLDO OLIVEIRA
JOSÉ M. VALADARES
CARLOS L. ROLTA

1972

ESCALA GRÁFICA

CONVENÇÕES

- PERÍMETRO URBANO
- ESTRADAS PAVIMENTADAS
- ESTRADA SECUNDÁRIAS
- RIOS, RIBEIRÕES E Córregos
- REPRESAS
- POVOAMENTOS
- LIMITE DE MUNICÍPIOS

LEGENDA

1. OXISSOLO (SOLOS COM B LATOSSÓLICO)
 - 1.1 ORTHOX
 - UNIDADE PIQUERI - TÍPIC ACROTHOX
 - LATOSSOLO VERMELHO AMARELO-ORTO
 - 1.2 HUMOX
 - UNIDADE TANQUE - (PACHIC) HAPLOHUMOX
 - LATOSSOLO VERMELHO AMARELO-HÚMICO
2. ULTISSOLO (SOLOS COM B TEXTURAL)
 - 2.1 UDULT (OXIC TROPUDULT)
 - UNIDADE CAETETUBA
 - PODZÓLICO VERMELHO AMARELO-ORTO
 - UNIDADE ROSÁRIO
 - PODZÓLICO VERMELHO AMARELO-FASE RASA
 - UNIDADE CACHOEIRA
 - PODZÓLICO VERM. AMARELO-LIGEIRAMENTE ÁCIDO
 - UNIDADE LARANJAL
 - SOLOS PODZOLIZADOS C/ CASCALHO
 - UNIDADE RIO ACIMA
 - SOLOS PODZOLIZADOS C/ CASCALHO-FASE RASA
3. INCEPTISSOLO (SOLOS POUCO DESENVOLVIDOS)
 - 3.1 TROPEPT (OXIC HUMITROPEPT)
 - UNIDADE ITAPETINGA
 - LITOSSOLO SUBSTRATO GRANÍTICO-GNAISSE
 - UNIDADE SAMAMBAIA - PODZÓLICO VERM. AMAR
 - INTERGRADE PARA LATOSSOLO VERM.-AMARELO.
 - COMPLEXO INDISCRIMINADO DE SOLOS HIDROMÓRFICOS
 - COMPLEXO ITAPETINGA-RIO ACIMA
 - TIPOS DE TERRENO
 - AFLORAMENTOS ROCOSOS, ESCAVAÇÕES

Figura 3 - Secção esquemática mostrando a distribuição no relevo e a sequência das unidades de solo

CARTA DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO MUNICÍPIO DE ATIBAIA

A. CARVALHO
C.L. ROTA
1972

Unidade Samambaia (Perfil 1032) - Os solos desta unidade são minerais, pouco desenvolvidos, com um epipedon ócrico assente sobre um horizonte câmbico. É comum a ocorrência de linhas de pedras constituídas de fragmentos de quartzo arestados. Neste perfil aparece o xisto meteorizado, de coloração variegada e com a estrutura original conservada. Esses solos correspondem à unidade Podzólico Vermelho Amarelo "intergrade" para Latossolo Vermelho Amarelo enquadrando-se na ordem dos Inceptisolos.

Unidade Rosário (Perfil 1055) - Esta unidade é constituída por solos minerais rasos (profundidade efetiva de 50 cm) e marcante diferenciação entre horizontes. Os horizontes superficiais formam um epipedon ócrico que está assente sobre um horizonte argílico. É encontrada uma linha de pedras no horizonte B2. Assemelha-se ao Podzólico Vermelho Amarelo orto e Ultissolo.

Unidade Cachoeira (Perfis 1034 e 1054) - Esta unidade apresenta solos minerais, bem drenados e com marcante diferenciação entre os horizontes; é encontrada também linha de pedras a profundidades variadas, com um epipedon ócrico sobre horizonte argílico. Esta unidade enquadra-se no Grande Grupo Podzólico Vermelho Amarelo orto e Ultissolo.

Unidade Caetetuba (Perfis 1064 e 1052) - Esta unidade apresenta solos minerais, moderadamente profundos e forte diferenciação dos horizontes A e B. É consti

tuída por um epipedon ócrico assente sobre um horizonte argílico. Separando o horizonte argílico do horizonte B3 ou C é encontrada uma linha de fragmentos de quartzo arestado. Trata-se de um Podzólico Vermelho Amarelo orto e Ultissolo.

Unidade Piqueri (Perfis 1031 e 1051) - Estes solos se enquadram entre os Latossolos Vermelho Amarelo orto e pertence a ordem dos Oxissolos. São solos minerais, acentuadamente drenados com pequena diferenciação de horizontes. As camadas superficiais compõem um epipedon ócrico, que está assente sobre um horizonte óxico. Apresenta na parte inferior do horizonte óxico uma linha de fragmentos de quartzo arestados e em alguns casos roladados juntamente com fragmentos de canga laterítica. Este perfil atinge o horizonte C de gnaiss intemperizado, conservando em grande parte a estrutura original da rocha.

Unidade Tanque (Perfil 1063) - Os solos dessa unidade são minerais, muito profundos, pouca diferenciação de horizontes e epipedon úmbrico sobreposto a um horizonte óxico. Esta unidade enquadra-se como Latossolo Vermelho Amarelo Húmico e Oxissolo.

4.2 - MÉTODOS

4.2.1 - PRÉ-TRATAMENTO E SEPARAÇÕES PARA AS ANÁLISES DAS AMOSTRAS

Os métodos empregados para as análises mineraló

gicas constam da Figura 5.

Foram tomadas cerca de 20 g de terra fina seca ao ar (fração menor que 2 mm) e colocadas em solução tampão pH 5 com água oxigenada, seguindo o método descrito por JACKSON (1969), para remoção da matéria orgânica e manganês.

Foi efetuada a remoção de óxidos de ferro livre, utilizando-se o método do ditionito-citrato-bicarbonato de sódio, descrito por MEHERA & JACKSON (1969).

As amostras livres de matéria orgânica, foram adicionados 40 ml de citrato de sódio 0,3M e 5 ml de bicarbonato de sódio 1M e 1 g de ditionito de sódio. O citrato como agente complexante do ferro, o bicarbonato como tampão e o ditionito como redutor. Esta solução foi aquecida a 75-80°C por quinze minutos. Após estes tratamentos as amostras foram lavadas tantas vezes quantas necessárias com NaCl 0,5N que tem a finalidade de flocular a argila permitindo sifonar o sobrenadante contendo o ferro complexado.

As amostras em suspensão, isentas de matéria orgânica, óxidos de ferro livre e de manganês, foram separadas em tamis de 0,053 mm. A fração maior que aquele diâmetro foi reservada para exame ao microscópio polarizador, montadas em lâminas com índice de refração conhecido, enquanto a menor foi guardada em suspensão.

Figura 5 - Fluxograma das análises mineralógicas

Esta suspensão contendo silte mais argila foi transferida para tubos de centrífuga e a fração argila (menor que 0,002 mm) foi separada a 750 rpm durante 2,7 minutos numa centrífuga internacional de nº 2.

JACKSON (1969), recomenda para determinações com raios X, que uma alíquota da suspensão de argila seja tratada com $MgCl_2$ N para remover os acetatos. Para isso transferiu-se uma alíquota da suspensão de argila para tubos de centrífuga de 15 ml centrifugando-se a 1800 rpm durante cinco minutos, JACKSON (1964). Procederam-se cinco saturações com ions magnésio acompanhadas de centrifugação e em seguida o excesso de sal foi lavado da seguinte forma: uma lavagem com água destilada, uma com álcool etílico e água e finalmente uma com álcool etílico, todas as operações seguidas por centrifugação. Testou-se a eliminação completa de cloretos com $AgNO_3$ a 1% no final das lavagens. Recomenda-se, também, JACKSON (1969) que as amostras a serem aquecidas a 350°C e 550°C, sejam tratadas com KCl.

O tratamento da fração argila com cloreto de potássio é idêntico ao item anterior.

As argilas tratadas com magnésio, ainda úmidas, foram saturadas com etileno glicol e com auxílio de uma espátula foram orientadas preferencialmente em lâminas de vidro.

As saturadas com ions potássio também foram ori

entadas preferencialmente e aquecidas a 350 e 550°C.

Após cada um desses tratamentos, ou seja: saturação com magnésio, potássio, aquecimento, as amostras foram irradiadas com raios-X no intervalo de 2 - 28° em aparelho com tubo de cobre e filtro de níquel.

De posse dos difratogramas passou-se a identificação dos principais minerais de argila seguindo-se os trabalhos de BRINDLEY (1955) e JACKSON (1969). A difração dos raios-X é uma das técnicas mais seguras de identificação de minerais de argila, sendo possível identificar os componentes mineralógicos de uma mistura, até mesmo daqueles presentes em pequenas proporções. Baseia-se fundamentalmente na determinação dos espaçamentos interplanares, d , característicos de cada mineral. Assim, de acordo com a dimensão de seus principais espaçamentos basais, os argilominerais podem ser grupados em três categorias principais de 14 Å, de 10 Å e de 7,2 Å, BRINDLEY (1955). A vermiculita e montmorilonita, ambas com 14 Å, contraem-se para 11 Å com o aquecimento a 350°C porém somente a montmorilonita se expande para 17 - 18 Å quando tratada com etileno glicol ou glicerol. A clorita também, com espaçamento de 14 Å aumenta a intensidade do seu espaçamento de 14 Å, quando aquecida a 550°C.

No grupo dos minerais de 10 Å, os minerais do grupo de mica não sofrem nenhuma alteração com tais tratamentos. A caulinita com seus espaçamentos característicos de 7,2 Å e 3,5 Å é eliminada a 550°C e a gibbsita

identificada pelo espaçamento de $4,8 \text{ \AA}$ é destruída a 350°C .

4.2.2 - ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA

Foram determinados quantitativamente: caulinita, gibbsita, material amorfo, mica, vermiculita e montmorilonita (Quadro 1).

A caulinita e gibbsita foram determinadas por análise térmica diferencial, empregando-se o descrito por DIXON (1966). O gradiente de temperatura usado foi de aproximadamente $10^{\circ}\text{C}/\text{minuto}$ e a temperatura máxima foi de 650°C . As amostras saturadas com íons magnésio foram misturadas na proporção de 20% com óxido de alumínio previamente calcinado a 950°C . A curva de calibração para caulinita foi obtida com caulinita da Flórida (Figura 6) e para gibbsita com gibbsita de Minas Gerais (Figura 7).

A percentagem de caulinita foi obtida pela equação:

$$\% \text{ caul.} = \frac{\text{caulinita obtida na curva de calibração}}{\% \text{ da argila na mistura com } \text{Al}_2\text{O}_3} \times 100$$

A percentagem de gibbsita foi calculada pela equação:

$$\% \text{ gib.} = \frac{\text{gibbsita obtida na curva de calibração}}{\% \text{ da argila na mistura com } \text{Al}_2\text{O}_3} \times 100$$

QUADRO 1 - Composição mineralógica da fração argila e cálculo médio do perfil do intemperismo médio (IM) segundo JACKSON & SHERMAN (1953) de alguns perfis de solos do Município de Atibaia, SP

Horizonte	Caulinita	Gibbsita	Amorfo	Mica	Vermiculita	Montmorilonita	Soma	IM
%								
Unidade Itapetinga (Li-gr) - Perfil 1011								
A1	45	28	15	3,5	0,0	4,1	95,6	2,6
B/C	48	30	12	4,5	0,0	2,2	96,7	
C	49	28	11	5,6	0,8	0,0	94,4	
Unidade Rio Acima (Pc) - Perfil 1037								
A11	67	10	17	5,7	0,0	1,1	100,8	2,9
B21	63	11	22	4,5	0,0	1,7	102,2	
C1	65	14	17	2,6	0,0	0,0	98,6	
C5	65	9	16	3,8	0,0	2,2	96,0	
Unidade Samambaia (PVL) - Perfil 1032								
A11	68	7	9	13,0	0,0	1,2	98,2	3,0
B21	72	10	7	9,0	0,0	1,3	99,3	
IIC2	79	4	8	8,0	0,0	1,6	100,6	

QUADRO 1 - (continuação)

Horizonte	Caulinita	Gibbsita	Amorfo	Mica	Vermiculita	Montmorilonita	Soma	IM
%								
Unidade Rosário (PV) - Perfil 1055								
Ap	60	10	11	11,3	0,0	1,8	94,1	3,2
B2	67	8	16	9,6	0,0	1,9	102,5	
IIC2	78	4	16	4,5	0,5	0,0	103,0	
Unidade Cachoeira (PV) - Perfil 1034								
Ap	73	4	16	3,8	0,3	0,0	97,1	3,1
B1	66	9	16	4,7	0,0	0,9	96,6	
IIB22	68	7	20	1,7	0,0	2,5	99,2	
IIC3	73	4	20	3,6	0,6	2,1	103,3	
Unidade Cachoeira (PV) - Perfil 1054								
A1	69	4	15	12,7	0,0	2,0	102,7	3,5
B22	61	6	24	5,6	1,0	1,9	99,5	
IIC2	73	1	19	6,9	0,0	2,0	101,9	
Unidade Caetetuba (PV) - Perfil 1064								
Ap	73	4	16	1,1	0,0	1,8	95,9	4,2
B22	82	3	14	1,2	0,0	2,2	102,4	
IIC1	83	1	17	1,7	0,0	1,9	103,6	

QUADRO 1 - (continuação)

Horizonte	Caulinita	Gibbsita	Amorfo	Mica	Vermiculita	Montmorilonita	Soma	IM
%								
Unidade Caetetuba (PV) - Perfil 1052								
Ap	85	5	10	1,7	0,0	4,2	105,9	3,3
B22	74	7	12	2,2	0,0	3,0	98,2	
IIC2	72	9	9	2,6	0,0	6,5	99,1	
Unidade Piqueri (LV) - Perfil 1051								
A1	64	17	15	3,6	3,5	0,0	103,1	5,0
B22	57	20	15	3,0	0,7	0,0	95,7	
IIC3	82	4	13	4,0	0,5	1,5	105,0	
Unidade Piqueri (LV) - Perfil 1031								
A11	65	17	12	2,1	0,0	0,9	97,0	5,3
B21	57	16	19	2,3	0,0	1,6	95,9	
IIC3	84	0	14	3,6	0,0	0,0	101,6	
Unidade Tanque (LH) - Perfil 1063								
A12	73	7	12	1,7	0,6	0,0	94,3	5,6
B2	71	12	12	1,9	0,5	0,0	97,4	
B3	71	9	12	1,9	0,8	0,0	94,7

Figura 6 - Curva de calibração para caulinite por análise térmica diferencial 53

Figura 7 - Curva de calibração para gibbsita por análise térmica diferencial

O teor de material amorfo foi determinado por dois métodos: o da dissolução seletiva, proposto por HASHIMOTO & JACKSON (1960) modificado por CARVALHO (1971) e por DUDAS & HARWARD (1971), que introduziram KOH 0,5N em vez de NaOH, e, o método do tratamento do solo por NaF, FIELDS & PERROTT (1966).

Para o primeiro método a análise foi realizada em amostras de argila (0,1 g), saturadas com magnésio, previamente moídas e secas a 110°C. Determinou-se a percentagem de silício pelo método do ácido sulfomolíbdico amarelo, JACKSON (1964) e alumínio pelo método do aluminon, HSU (1963). As leituras desses elementos foram feitas em colorímetro com filtros específicos para cada elemento analisado. Calculados os teores de SiO_2 e Al_2O_3 (subtraindo-se o Al_2O_3 devido à gibbsita) acrescentou-se 20% (do total de $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) que corresponde à água. Com a soma desses três componentes obteve-se a percentagem de material amorfo (Quadro 1).

Para o segundo método usou-se 1 g de solo tratado com água oxigenada (eliminação de matéria orgânica). Determinou-se o pH desse solo em água e posteriormente em NaF N. Os valores de material amorfo foram estimados segundo os valores de pH encontrados, Quadro 2. Assim para pH da amostra em NaF menor que 8,8 tem-se menos que 5% de amorfo (o papel de filtro com fenolftaleína permanece incolor em presença do extrato de NaF); para pH entre 8,8 e 9,0 tem-se 5 a 7% de amorfo (o papel de filtro torna-se levemente róseo); para valores de pH acima de

QUADRO 2 - Teores de material amorfo do solo livre de matéria orgânica determinados pelo teste rápido de FIELDS & PERROTT, 1966

Horizonte	pH em água	pH em NaF	Percentagem de material amorfo
Unidade Itapetinga (Perfil 1011)			
A1	4,55	9,25	>7
B/C	4,55	9,28	>7
C	4,48	9,35	>7
Unidade Rio Acima(Perfil 1037)			
A11	4,57	9,20	>7
B21	4,45	9,75	>7
C1	4,21	9,45	>7
C5	4,10	9,75	>7
Unidade Samambaia(Perfil 1032)			
A11	4,61	8,80	<5
B21	4,85	9,70	>7
IIC3	4,37	8,60	<5
Unidade Rosário(Perfil 1055)			
Ap	5,38	8,90	5-7
B2	-	9,80	>7
IIC2	4,84	9,25	>7
Unidade Cachoeira(Perfil 1034)			
Ap	4,35	8,95	5-7
B1	4,35	8,90	5-7
IIB22	4,33	9,50	>7
IIC3	4,68	9,40	>7

QUADRO 2 - (continuação)

Horizonte	pH em água	pH em NaF	Percentagem de material amorfo
Unidade Cachoeira (Perfil 1054)			
A1	4,45	9,00	>7
B22	4,45	9,70	>7
IIC2	4,50	9,15	>7
Unidade Caetetuba (Perfil 1064)			
Ap	4,55	8,55	<5
B22	4,30	9,05	>7
IIC1	4,22	8,45	<5
Unidade Caetetuba (Perfil 1052)			
Ap	4,55	8,65	<5
B22	4,10	9,10	>7
IIC2	4,34	8,90	5-7
Unidade Piqueri (Perfil 1051)			
A1	4,40	9,40	>7
B22	5,12	10,10	>7
IIC3	4,37	9,10	>7
Unidade Piqueri (Perfil 1031)			
A11	4,41	9,23	>7
B21	5,14	10,10	>7
IIC3	5,09	8,50	<5
Unidade Tanque (Perfil 1063)			
A12	4,55	9,50	>7
B2	4,10	9,95	>7
B3	4,06	9,60	>7

9,0 tem-se mais de 7% de amorfo (o papel de filtro se torna vermelho).

Para obtenção quantitativa de mica, vermiculita e montmorilonita procedeu-se a um pré tratamento.

As argilas em suspensão foram novamente tratadas com água oxigenada a 30% e acetato de sódio a pH 5. Em seguida foram saturadas 5 vezes com cloreto de magnésio N, retirando-se o excesso de cloreto ALEXIADES & JACKSON (1965). Nos casos em que ocorreu dispersão, utilizou-se também acetona. A eliminação dos sais foi verificada com AgNO_3 a 1%. As amostras foram transferidas quantitativamente para cadinhos de platina e/ou teflon, secas a 110°C para determinação da concentração de argila da suspensão.

Para a determinação de mica (Quadro 1) tomou-se uma alíquota de peso conhecido de cada amostra pipetando-se a suspensão de argila e colocando-as em cadinhos de platina e/ou teflon, secando-as a 110°C por 2 horas. Em seguida foram atacadas com HF 48% e HCl 6N e aquecidas a $200 - 230^\circ\text{C}$ até a completa dissolução. Após este tratamento transferiu-se o material dissolvido para balões de 100 ml tomando-se alíquotas para determinação do potássio total, no fotômetro de chama. O teor de mica foi obtido considerando-se que a percentagem de 10% de K_2O correspondem 100% de mica, JACKSON (1964).

A determinação de montmorilonita foi feita pe-

lo método da capacidade de troca de cations (CTC) pela saturação da amostra com K^+ e sua substituição com lavagens com NH_4^+ . A percentagem de montmorilonita é determinada pela fórmula seguinte:

$$\% \text{ montmorilonita} = \frac{CTC (K/NH_4) - (5 + 105 Am)}{105} \times 100$$

em que Am = % de material amorfo.

Como a relação SiO_2/Al_2O_3 em todas as amostras foi menor que 3, o fator 105 do numerador foi eliminado conforme descreve o método de ALEXIADES & JACKSON (1965).

A CTC medida pelo deslocamento do potássio não fixado através do NH_4Cl e designado CTC (K/NH_4), fornece a percentagem de montmorilonita após a dedução correspondente das cargas de superfície externa de outros minerais (Quadro 1). O potássio foi medido pelo fotômetro de chama.

Para a determinação da vermiculita (Quadro 1) saturaram-se as amostras com Ca^{2+} com posterior substituição por Mg^{2+} . A leitura do cálcio se fez através do espectrofotômetro de absorção atômica, usando-se lantânio em solução final de 0,5% para evitar a interferência do alumínio SLAVIN (1968). A percentagem de vermiculita se obteve pela equação seguinte:

$$\% \text{ vermiculita} = \frac{CTC (Ca/Mg) - CTC (K/NH_4)}{154} \times 100$$

4.2.3 - ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MINERAIS DA FRAÇÃO AREIA

Para essas análises (Quadro 3) tomou-se a fração 0,05 mm a 0,10 mm em que se processou a separação dos minerais pesados por meio de bromofórmio segundo KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938) e o emprego da centrífuga. Tendo em vista a pequena quantidade de pesados, optou-se pelo seu estudo conjuntamente com os leves.

Foram montadas lâminas com líquidos de índice de refração conhecido e contados em média trezentos grãos. A identificação foi feita pelos métodos usuais de óptica cristalográficas segundo BLOSS (1961), ROGERS & KERR (1942), HEINRICH (1965), DANA-HURLBUT (1969) e LEINZ & CAMPOS (1968).

4.2.4 - MÉDIA DE INTEMPERISMO COM BASE NA FRAÇÃO ARGILA

O intemperismo médio proposto por JACKSON & SHERMAN (1953), é dado pelas seguintes relações:

$$m_1 = m \frac{X}{100} \quad \text{e} \quad m = \frac{\sum (pS)}{\sum (p)}$$

em que: m = média de intemperismo

X = porcentagem da fração argila no solo

m_1 = nova média de intemperismo

p = porcentagem de um mineral no solo

S = estágio de intemperismo médio do mineral ao qual p se refere, de acordo com a sequência de intemperismo de JACKSON & SHERMAN (1953).

QUADRO 3 - Composição mineralógica da fração areia (0,1 - 0,05 mm) e razão de intemperismo dos minerais leves (RIL) segundo RUHE (1956) de alguns perfis de solos do município de Atibaia, SP

[illegible]

Tomou-se como critério para esses cálculos somente as percentagens dos minerais dos horizontes da parte do solo transportada, ou seja, acima da linha de seixos, quando existente (Quadro 1).

4.2.5 - MÉDIA DE INTEMPERISMO COM BASE NA FRAÇÃO AREIA

A intensidade de intemperismo pode também ser examinada usando-se a razão de intemperismo de minerais pesados (RIP) e dos leves (RIL). A dos pesados é pela relação zircão + turmalina sobre anfibólios + piroxênios e que neste trabalho não se aplicou por não se ter encontrado os dois últimos minerais nos solos estudados. A razão de intemperismo dos minerais leves (RIL) é dada pela relação quartzo sobre feldspatos, RUHE (1956), Quadro 3.

5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta parte serão apresentados os dados obtidos das análises mineralógicas efetuadas nas frações argila e areia e discutido o comportamento e a distribuição dos minerais encontrados na topossequência estudada, face a distribuição dos solos na topografia e ao recobrimento da maioria das unidades de solo da área.

A parte alta da topossequência é apresentada por três solos razos: um Litossolo substrato granito, um Podzólico com cascalho e um "Intergrade" entre Podzólico Vermelho Amarelo para Latossolo Vermelho Amarelo, respectivamente as unidades Itapetinga, Rio Acima e Samambaia (Figura 3).

A análise mineralógica da fração argila desses três solos mostrou o predomínio de minerais do grupo da caulinita seguidos pela gibbsita, material amorfo e pequenos teores de mica, vermiculita e montmorilonita (Quadro 1).

De todos os solos estudados neste trabalho os teores de caulinita da unidade Itapetinga foram os menores encontrados e com pequenas variações em profundidade. Por outro lado os valores de gibbsita foram os maiores. Segundo CATE (1960) o acúmulo de gibbsita no solo geralmente tem sido considerada como uma indicação de um estágio avançado de alteração. Contudo, o elevado teor de gibbsita de solos em tais condições pode ser explicado com base nos trabalhos de McCRAKEN et al., (1971). Esses autores estudaram solos da Carolina do Norte, particularmente as séries Cecil e Haysville e que são exemplos de Podzólico Vermelho Amarelo. A série Haysville é de topo de montanha e é solo razo (a exemplo da unidade Itapetinga deste trabalho) apresentando uma variação de 16 a 46% de gibbsita. Sabe-se que para a formação de altos teores de gibbsita as condições ideais são: boa drenagem com uma contínua e rápida renovação das soluções percolantes, um meio bastante pobre em bases, clima quente e úmido, rocha rica em plagioclásio cálcico e posição topográfica elevada. Parece que essas condições se verificam nas regiões dos solos das partes altas tratados neste trabalho.

McCRAKEN et al., (1971), explicam que altos teores de gibbsita em solos de regiões altas ocorre quando há uma rápida percolação de grande quantidade de água infiltrando rapidamente o solo, removendo a sílica e as bases, como resultado do intemperismo. A concentração de sílica sendo menor que 1 ppm, resulta na formação de gibbsita, que é a forma estável.

O baixo grau de alteração dos solos da unidade Itapetinga, como também das unidades Rio Acima e Samambaia é comprovado pelos baixos valores de intemperismo médio (Quadro 1) calculados segundo JACKSON & SHERMAN (1953). Este resultado, está de acordo com o conceito de catena proposto por MILNE (RUHE, 1960), o qual estabelece que os solos situados nas partes altas são mais jovens do que os de encosta e estes mais jovens que os de sopé.

O teor de amorfo (Quadro 1) desses três solos (região alta da topossequência), varia pouco de acordo com a profundidade. Em virtude desses materiais exibirem elevada superfície específica associada a alta capacidade de troca catiônica, exercem uma grande influência na química do solo, justificando por conseguinte os trabalhos envolvidos em sua determinação. O material amorfo foi determinado por dois métodos: o de HASHIMOTO & JACKSON (1960), Quadro 1, e o de FIELDS & PERROTT (1966); este último método presta-se para testes rápidos de campo, todavia limitado ao teor máximo de 7% de material amorfo (Quadro 2). Nos casos possíveis de comparação (teores de material amorfo abaixo de 7%), pode-se observar que tais teores, encontrados pelo primeiro método, são maiores que os teores encontrados pelo segundo, embora a determinação feita segundo HASHIMOTO & JACKSON (1960) tenha sido feita na fração argila e a do segundo método na fração menor que 2 mm, englobando portanto as frações argila, limo e areia. Assim no caso dos solos da parte alta da topossequência pode-se afirmar que há mais de 7% de

amorfo nas unidades Itapetinga e Rio Acima, como no horizonte B21 da unidade Samambaia, não se podendo precisar contudo, o teor máximo de amorfo acima daquele teor.

O teor de mica da fração argila, mineral este provavelmente de origem primária, diminui em superfície no litossolo, ocorrendo o inverso na unidade Rio Acima (Quadro 1). Variações mais acentuadas do teor de mica que essas duas unidades foram constatadas em Litossolos e Podzólico Vermelho Amarelo, variação Piracicaba, ESCOBAR et al., (1973).

A diminuição do teor de mica em superfície de solos foi explicada por JACKSON et al., (1948) que estabeleceram a sequência de intemperismo para minerais com diâmetro equivalente esférico inferior a 2 micra. Segundo tais autores a intensidade de intemperismo diminui com a profundidade do solo.

Os teores mais elevados de mica encontrados na unidade Samambaia deve-se a natureza do material de origem do solo, um micaxisto.

Minerais do tipo 2:1, de origem secundária como vermiculita e montmorilonita, ocorrem em teores muito baixos não só nesses solos das regiões altas, como em todos os demais da topossequência. Isto se deve ao fato desses solos terem se desenvolvido em clima tropical e com boa drenagem.

Na análise mineralógica da fração areia das três primeiras unidades de solo da topossequência verificou-se que os feldspatos são predominantes no Litossolo, cedendo seu lugar para o quartzo no Podzólico com cascalho, desaparecendo por completo na unidade Samambaia (Quadro 3). Com os dados de quartzo e feldspatos desse quadro construíram-se os valores da razão de intemperismo dos minerais leves (RIL) segundo RUHE (1956). Não aparecem neste quadro os valores da RIL dos perfis 1032, 1052, 1031 e 1063 por não se ter encontrado feldspatos em mais de um horizonte de tais solos. Também não se efetuou a relação dos minerais pesados por não existir anfibólios e piroxênios necessários para se estudar tal relação.

A RIL do horizonte A1 da unidade Itapetinga é 0,72; do horizonte B/C é 0,39 e do horizonte C é 0,48 (Quadro 3). Quando os quocientes dos horizontes A e B são maiores do que o do C significa que há um acúmulo residual de minerais menos resistentes, isto é, A e B são formados a partir de C, RUHE (1969). Significa também que o intemperismo decresce de acordo com a profundidade. Notou-se uma inversão nos valores da RIL dos horizontes dessa unidade que julgou-se não merecer discussão por se tratar de diferenças entre valores muito pequenos.

Os solos da unidade Rio Acima, apresentam uma distribuição regular de todos os minerais encontrados, quer na fração argila, quer na fração areia, não se notando evidência de recobrimento. o que está de acordo com as observações de campo. Essa afirmação se verifica

ao se notar que a RIL dos horizontes A e B são maiores do que os de C (Quadro 3).

Na unidade Samambaia já com suas vertentes mais suaves começam a surgir evidências de recobrimento na topossequência tanto pelas observações de campo como pelo aumento brusco de mica da fração areia no horizonte IIC3 (Quadro 3).

Os difratogramas da fração argila do Litossolo (Perfil 1011), do Podzólico com cascalho (Perfil 1037) e do "Intergrade" (Perfil 1032) se encontram respectivamente nas Figuras 8, 9 e 10. Indicam a presença de caulinita, gibbsita e mica. Ocorre ainda na amostra glicolada (Figura 8) um espaçamento a $14 \text{ \AA}$ indicando a presença de um mineral 2:1 identificado como vermiculita. A mesma amostra aquecida a 350°C apresenta em seu difratograma a contração do espaçamento de $14 \text{ \AA}$ o qual se confundiu com o de mica. No tratamento a 550°C ainda na Figura 8, pode-se observar o desaparecimento dos espaçamentos da caulinita, permanecendo apenas o da mica.

Os termogramas da fração desses três perfis (Litossolo, Podzólico com cascalho e "Intergrade") mostram os picos endotérmicos da gibbsita e caulinita (Figuras 11, 12 e 13) seus principais componentes.

A parte intermediária da topossequência estudada está representada por cinco perfis de solos pertencentes ao grande grupo Podzólico Vermelho Amarelo orto(PV).

Figura 8 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade de Itapetinga, perfil 1011

Figura 9 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Rio Acima, perfil 1037

Figura 10 - Difratogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Samambaia, perfil 1032

Figura 11 - Termogramas da fração argila da unidade Itapetinga

Figura 12 - Termogramas da fração argila da
unidade Rio Acima

Figura 13 - Termogramas da fração argila da unidade Samambaia

Compreende as unidades Rosário, Cachoeira e Caetetuba (Quadro 1) respectivamente solos 3, 4 e 5 da Figura 3.

Os solos situam-se na meia encosta, com declives menos acentuados que os das partes altas, mais profundos que esses e caracterizados por recobrimento conforme descrição no campo. Isto se deve provavelmente à semelhança dos componentes dos dois materiais que formam os solos da parte intermediária da topossequência em estudo.

A mineralogia da fração argila dos solos PV, apresenta variações pouco significativas. Nas três unidades nota-se o predomínio de caulinita, seguido de material amorfo (Quadro 1). Os teores de gibbsita desses solos são os mais baixos da topossequência não ultrapassando 10%, evidenciando um grau de intemperismo menor e fraca lixiviação. Por outro lado, o Perfil 1052 da unidade Caetetuba, pelos dados quantitativos obtidos (Quadro 1) apresentou os maiores teores de montmorilonita, talvez devido a condições de lixiviação fraca.

Os difratogramas da fração argila dos diferentes horizontes desses solos mostram a presença de seus principais componentes (Figuras 14 a 18). Nos termogramas das mesmas amostras aparecem gibbsita e caulinita (Figuras 19 a 23).

Constatou-se, pelos dados obtidos de intemperismo médio, que os solos das unidades em questão (unidades

Figura 14 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Rosário, perfil 1055

Figura 15 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Cachoeira, perfil 1034

Figura 16 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Cachoeira, perfil 1054

Figura 17 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Caetetuba, perfil 1064

Figura 18 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Caetetuba, perfil 1052

Figura 19 - Termogramas da fração argila da unidade Rosário

Figura 20 - Termogramas da fração argila da unidade Cachoeira, perfil 1034

Figura 21 - Termogramas da fração argila da unidade Cachoeira, perfil 1054

Figura 22 - Termogramas da fração argila da unidade Caetetuba, perfil 1064

Figura 23 - Termogramas da fração argila da
unidade Caetetuba, perfil 1052

Rosário, Cachoeira e Caetetuba) são mais intemperizados que os solos das áreas mais altas. Apresentam valores de intemperismo médio, entre 3,1 e 4,2, superiores aos dos três perfis de solo da parte alta da topossequência, indicando um estágio de intemperismo mais avançado.

A mineralogia da fração areia dos perfis dos Podzólicos da parte média da topossequência, mostram uma acentuada diminuição nos teores de ortoclásio e o desaparecimento dos plagioclásios, em relação aos dois primeiros perfis da parte alta da topossequência (Quadro 3).

Essas diferenças mineralógicas entre os horizontes, podem ter surgido por processos pedogenéticos posteriores a deposição do material, já durante a formação do solo, no local em que se encontra atualmente.

Os dados da RIL se apresentam diversificados, impossibilitando qualquer tentativa no sentido de mostrar a aplicação desses dados para confirmar os casos de recobrimento.

A descontinuidade litológica observada pela presença do recobrimento pode ser detectada pela variação de teores de quartzo e mica da fração areia. Nos horizontes abaixo do recobrimento há um decréscimo considerável do teor de quartzo e um aumento do teor de mica em relação aos horizontes do material do recobrimento. No entanto na relação $Qz/Felds$ não se evidenciou a descontinuidade litológica observada no campo.

A parte final da topossequência estudada é representada por três perfis em latossolo e são os solos números 6 e 7 (Figura 3), caracterizados por recobrimento de acordo com as observações de campo. Estão localizados nas partes mais baixas, junto às calhas dos principais cursos d'água e são mais profundos que os Podzólicos. Predominam nesses solos, caulinita, gibbsita e amorfo, sendo que os teores de gibbsita são superiores aos dos perfis da parte intermediária da topossequência. A caulinita apresenta um teor elevado (em detrimento da gibbsita) no horizonte C da unidade Piqueri, horizonte es se proveniente de material de origem diferente.

Embora o argilomineral predominante seja a caulinita, esses solos apresentam altos teores de gibbsita e que associados aos altos valores de intemperismo médio (5,0 a 5,6) tais solos se apresentam nitidamente como os mais intemperizados da região (Quadro 1).

As variações mineralógicas em profundidade não são significativas nos latossolos MONIZ & JACKSON (1967) e ESCOBAR et al., (1973), a exceção dos casos de recobrimento (unidade Piqueri, Quadro 1).

Os principais componentes da fração argila desses solos constam dos difratogramas (Figuras 24 a 26) e nos termogramas (Figuras 27 a 29) constam os minerais gibbsita e caulinita.

Na fração grosseira, nota-se a brusca diminui-

ção de quartzo, seguida de um aumento de ortoclásio (Quadro 3) nos perfis da unidade Piqueri (evidência de recobrimento) e a diminuição gradativa do quartzo na unidade Tanque, em que não se encontrou evidência de recobrimento até a profundidade estudada do solo.

Figura 24 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Piqueri, perfil 1051

Figura 25 - Difrátogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Piqueri, perfil 1031

Figura 26 - Difractogramas da fração argila de amostras orientadas da unidade Tanque, perfil 1063

Figura 27 - Termogramas da fração argila da unidade Piqueri, perfil 1051

Figura 28 - Termogramas da fração argila da unidade Piqueri, perfil 1031

Figura 29 - Termogramas da fração argila da unidade Tanque

6 CONCLUSÕES

Nos trabalhos de mineralogia de solos brasileiros pouco desenvolvidos não se encontrou referência a teores altos de gibbsita como foi verificado no perfil da unidade Itapetinga, que apresentou 30% desse mineral na sua fração argila. Valores altos são comumente encontrados em latossolos.

A caulinita foi o argilomineral dominante em todos os perfis estudados havendo uma ligeira diminuição em superfície, compensado por um aumento de gibbsita. Em certos casos contudo esta relação foi mascarada pelo recobrimento.

Algumas evidências de descontinuidade puderam ser comprovadas pela observação da variação dos minerais da fração areia, principalmente dos podzólicos.

A existência de elevados teores de feldspatos nos horizontes superiores dos solos da parte alta da topossequência (embora sejam solos rasos) vem mostrar que tais solos possuem elevados teores em nutrientes a serem liberados gradativamente pelos processos de intemperismo.

O estudo mineralógico da fração argila dos solos da topossequência pode auxiliar na verificação de solos com recobrimento, como exemplo as unidades Rosário, Cachoeira e Piqueri. Nessas unidades, o aumento brusco de caulinita, acompanhado de brusco decréscimo de gibbsita nos horizontes abaixo do retrabalhamento, evidencia ou pelo menos é um dado a mais para se confirmar o recobrimento.

O estudo da fração areia também teve sua utilidade na verificação do retrabalhamento. Pode-se verificar a variação brusca de quartzo e mica nos horizontes transportados das unidades Samambaia, Rosário, Cachoeira, Caetetuba e Piqueri. Tal variação também ocorreu com ortoclásio nas unidades Caetetuba e Piqueri, nos horizontes retrabalhados.

O índice de intemperismo médio mostrou ser eficiente para avaliação da evolução dos solos.

Os solos da parte alta da topossequência são os menos intemperizados, com seus valores médios de intemperismo 2,6 a 3,0 (Quadro 1). Os solos da parte baixa são os mais desenvolvidos com valores de intemperismo mé

dio 5,1 (valor médio entre 5,0 e 5,3) e 5,5 respectivamente.

Os solos da unidade Itapetinga foram enquadrados na família oxídica, segundo Soil Survey Staff (1960), por pertencerem a classe Barrenta e também em virtude da relação

(% de Fe + % de gibbsita/ % de argila) ser maior que 0,2.

Os solos da unidade Samambaia foram enquadrados na família silícica por pertencerem à classe Barrenta e apresentarem mais de 90% de quartzo na fração 0,02 mm - 2 mm.

Os solos das demais unidades foram enquadrados na família caulinítica por pertencerem à classe Argilosa e apresentarem mais de 50% de caulinita na fração argila.

7 RESUMO

Este trabalho é um estudo mineralógico de solos de uma topossequência do município de Atibaia, SP.

Foram selecionados onze perfis (totalizando trinta e cinco amostras de solos) pertencentes aos seguintes tipos: Litossolo substrato granito, Podzólico com cascalho, Podzólico Vermelho Amarelo orto, Podzólico Vermelho Amarelo raso, Latossolo Vermelho Amarelo orto, Latossolo Vermelho Amarelo Húmico e Latossolo Vermelho Amarelo fase rasa. Tais solos desenvolveram-se sobre granito, gnaisse e xisto, como também sobre materiais oriundos de sedimentos modernos ou pedissedimentos.

Embora se tenha trabalho com solos de materiais de origem diferentes, qualitativamente não se notou diferenças mineralógicas acentuadas na fração argila, que apresentou a caulinita como mineral predominante.

Essa afirmação também é válida para os minerais da fração areia, a excessão do plagioclásio encontrado apenas nas unidades de solos pouco desenvolvidas ou sejam, unidades Itapetinga e Rio Acima. Isto se explica por se tratarem de solos rasos.

Qualitativamente também não se notou diferenças mineralógicas entre solos dos tipos podzólico e latossolo, porém o que se pode observar é que nos podzólicos, as variações em profundidade foram mais acentuadas e nos latossolos (quando não foi verificado recobrimento) a variação mineralógica em profundidade foi muito pequena.

Sob o ponto de vista quantitativo pode-se notar que independente do material de origem e do tipo de solo estudado, a caulinita foi o mineral predominante da fração argila (teores entre 45 a 85%). Na fração areia, o mineral que alcançou teores mais elevados foi o quartzo (teores entre 21 e 99%) a excessão da unidade Itapetinga, em que predominou o ortoclásio.

8 - BIBLIOGRAFIA

- ALEXIADES, C.A. & M.L. JACKSON - 1965 - Quantitative de termination of vermiculite in soils - Proc. Soil Sci. Soc. Am. 29: 522-527
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Fundamentos geológicos do relevo paulista - In: Geologia do Estado de São Paulo IGG. Bol. 41: pp 167-263
- ANDRADE, S.S.; J.L.I. DEMATTÊ & A.C. MONIZ - 1974 - Gênese de tres catenas de solos localizadas nos municí-
pios de Piracicaba e Rio Claro, SP. In: Congresso Bras. de Ciência do Solo, 14. Santa Maria, 1973. Anais. Santa Maria, Soc. Bras. de Ciência do Solo: pp 573-590
- BIDWELL, O.W. & J.B. PAGE - 1950 - The effect of weathering on the clay mineral composition of soils in the Mia-
mi catena - Soil Sci. Soc. Am. Proc. 15: pp 314-318
- BITTENCOURT, I. - 1972 - Introdução à Geologia do Vale do Rio Atibaia, SP - Seminário Geral apresentado ao Ins-
tituto de Geociências da USP - Mimeografado, 10 p.

- BLOSS, F.D. - 1961 - An introduction to the methods of Optical Crystallography - Southern Illinois University, E.U.A., 294 p.
- BRINDLEY, G.W. - 1955 - Identification of clay minerals by X-ray diffraction analysis. In: Nat. Conf. on Clays and Clay Tecnology, 1th. Proceedings. San Francisco, Dep. of Nat. Resources, pp 119-129
- BUSHNELL, T.M. - 1942 - Some aspects of the soils catena concept. - Soil Sci. Soc. Am. Proc. 7: pp 466-476
- CARVALHO, A. - 1971 - Study of Terra Roxa Estruturada and Latossolo Roxo on a Topographic sequence in São Paulo State, Brazil - Tese apresentada na University Newcastle Upon Tyne, para obtenção do grau de M.Sc., 93 p
- CARVALHO, A. & C.L. ROTA - 1974 - Estudos das formações superficiais do município de Atibaia, SP - Bol. Paulista de Geografia 49: pp 5-22
- CARVALHO, A.; I.F. LERSCH; J.B. OLIVEIRA; J.M.A.S. VALADARES & C.L. ROTA - 1972 - Levantamento pedológico se midetalhado do município de Atibaia, SP - Bragan-tia, no prelo.
- CATE Jr., R.B. - 1960 - Studies on gibbsite accumulations in soils - Tese de M.Sc. - Graduate Faculty of North Carolina State College - Raleigh
- CORDANI, U.G. & I. BITTENCOURT - 1967 - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXI, Curitiba, 1967. Anais. São Paulo, Soc. Bras. de Geologia: pp 218-233

- DANA, J.D. & C.S.HURLBUT - 1969 - Manual de Mineralogia. R.R.Franco, tradução - Editora da Universidade de São Paulo, 642 p
- DEFONTAINES, P. - 1935 - Regiões e paisagens do Estado de São Paulo - Primeiro esboço da divisão Regional. Geografia, São Paulo, 1(2): pp 117-160
- DE MARTONE, E. - 1943 - Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico - Rev.Bras.Geografia 5(4): pp 523-550
- DIXON, J.B. - 1966 - Quantitative analysis of kaolinite and gibbsite in soils by differential thermal and selective dissolution methods. 14th. In: Nat. conf. Clays and Clay Minerals, 14th. Proceedings. New York, Pergamon Press, 26: pp 83-89
- DUDAS, J.J. & D.M.E.HARWARD - 1971 - Effect on dissolution treatments on standard and soil clays - Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35: pp 134-140
- ESCOBAR, E.H.; J.L.I.DEMATTE & A.C.MONIZ - 1973 - Gênese e classificação de alguns solos da bacia do Ribeirão Tijuco Preto, município de Rio das Pedras, SP. I - Análise mineralógica. Bragantia 32: pp 93-116
- EUA - Soil Taxonomy - 1970 - (Selected chapters from the unedited text). Washington
- FIELDS, M. & K.W. PERROTT - 1966 - The Nature of allophane in soils. Part 3 - Rapid Field and Laboratory Test for Allophane - New Zealand Journal of Science 9: pp 623-629
- FRANSMEIER, D.P.; E.J. PEDERSEN; T.J. LONGWELL; J.G.BYRNE & C.K.LOSHE - 1969 - Properties of some soils in Cumberland Plateau of related to slope aspect and position - Soil Sci.Soc.Am.Proc.33: pp 755-761

- GIRARDI, V.A.V. & A.J.MELFI - 1963 - Mineralogia dos solos da Série Taquaral na Estação Experimental Teodoro de Camargo - Bragantia, 22(13):pp 139-148
- GREENE, H. - 1947 - Soil formation and water movement in the tropics - Soil and Fertilizers, 10(3): pp 253-256
- GRIFFITH, G. - 1952 - Catena - Soil and Fertilizers, 15 (3): pp 169-170
- HASEMAN, J.F. & C.E.MARSHALL - 1945 - The use of heavy Minerals in studies of the origin and development of soils. University of Missouri - Agricultural experiment station - Research Bulletin, 387, 75 p
- HASHIMOTO, I. & M.L.JACKSON - 1960 - Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration - Clay and Clay Minerals - In: Nat.conf.14th. Proceedings. New York, Pergamon Press, 5: pp 102-113
- HEINRICH, K.Wm. - 1965 - Microscopic identification of minerals - McGraw-Hill Book Co., New York, 414 p
- HSU, P.H. - 1963 - Effect of initial pH, phosphates and silicates in determination of aluminum with aluminum - Soil Sci. 96: pp 230-238
- JACKSON, M.L. - 1964 - Prentice Hall Inc., Englewood cliffs. N.J. 498 p
- JACKSON, M.L. - 1969 - Soil chemical analysis - Advanced course - Univ. of Wisconsin - Madison, Wis., 991 p (mimeographed)
- JACKSON, M.L.; B.A.TYLER; A.L.WILLIS; G.A.BOURBEAU & R.P.PENNINGTON - 1948 - Weathering sequence of clay size minerals in soils and sediments: I - Fundamental generalization. Journ. of Phys. and Colloid Chemistry, 52: pp 1237-1260

- JACKSON, M.L. & G.D.SHERMAN - 1953 - Chemical weathering of minerals in soils - *Advanced Agmen.* 5:pp 219-318
- JOHNSON, L.J. & C.JEFFRIES - 1957 - The effect of drainage on the weathering of the clay minerals in the Allenwood catena of Pensylvania - *Soil Sci. Soc.Am. Proc.* 21(5): pp 539-552
- KRUMBEIN, W.C. & F.J.PETTIJOHN - 1938 - Manual of sedimentary petrographi - The Century Earth Science series. New York, 549 p
- LEINZ, V. & J.E.S. CAMPOS - 1968 - Guia para determinação de Minerais - 4^a ed., São Paulo - Editora Nacional e Editora da USP, 140 p
- LEPSCH, I.F. - 1973 - Genesis, Morphology and classification of soils in an oxisol-untisol toposequence in São Paulo State, Brazil - Raleigh, M.Sc. - Thesis North Caroline State University at Raleigh, 88 p
- MARTIN, R.T. & M.B.RUSSELL - 1953 - Clay minerals of four southern New York soils - *Soil Sci.*, 74: pp 267-279
- MCCRACKEN, R.J.; E.J.PEDERSEN; L.E.AULL; C.I. RICH & T.C. PEELE - 1971 - Soils of the Hayesville, Cecil and Pacolet series in the southern Appalachian and Piedmont regions of the United States. Southern cooperative series - Bulletin nº 157, April. North Caroline State University of Raleigh - Soil Conservation Service, U.S.Depto. of Agriculture
- MEHRA, O.P. & M.L.JACKSON - 1969 - Remoral of free iron oxides from soil or clay by sodium dithionite-citrate-bicarbonate method. In: M.L.Jackson - Soil Chemical analysis-advanced course. Univ.of Wisconsin.Madison, Wis., 991 p. (Mimiografado)

- MELFI, A.J.; V.A.V.GIRARDI & A.C.MONIZ - 1966 - Mineralogia dos solos da Estação Experimental "Theodoreto de Camargo" - Bragantia 25: pp 9-30
- MOMBEIG, P. - 1954 - Os problemas da divisão regional do Estado de São Paulo - In: Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante - Rio de Janeiro, IBGE, pp 181 - 207
- MONIZ, A.C. & A.CARVALHO - 1973 - Sequência de evolução de solos derivados do arenito Bauru e de rochas básicas da região Noroeste do Estado de São Paulo - Bragantia 32: pp 309-335
- MONIZ, A.C. & M.L.JACKSON - 1967 - Quantitative Mineralogical analysis of Brazilian soils derived from basic rocks and slate - Univ.of Wisconsin, Madison, Wis. - Soil Sci. Report 212
- PENALVA, F. - 1971 - Sedimentos neocenozóicos nos vales dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari - Bol.Paul. de Geogr. 46: pp 107-138
- PORTAS, C.A.M. & A.F.A.S.FURTADO - 1964 - Reserva Mineral e minerais da areia de alguns solos da Ceta (Angola). Estudos, ensaios e documentos nº 115 - Junta de Investigações do Ultramar. Lisboa
- ROGERS, A.F. & P.F.KERN - 1942 - Optical Mineralogy - McGraw-Hill Book Co., Inc. - New York, 390 p
- RUHE, R.V. - 1956 - Geomorphic Surfaces and the nature of soils - Soil Sci. 82: pp 441-455
- RUHE, R.V. - 1960 - Elements of the soil landscape. In: Trans. 7th International Congress of Soil Sci., Madison, U.S.A., 4: pp 165-169
- RUHE, R.V. - 1969 - Quaternary Landscapes in Iowa - Iowa State University, U.S.A., 255 p

- SERVIÇO NACIONAL DE PESQUISAS AGRONÔMICAS - 1960 - Comissão de Solos - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo - Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura - Boletim 12: 634 p
- SLAVIN, W. - 1968 - Atomic Absorption Spectroscopy - Chemical Analysis, 25: - Interscience Publishers, New York, 307 p
- SOIL SURVEY STAFF - 1960 - Soil classification. A comprehensive system 7th approximation - Washington, 265 p
- TEDROW, J.C.F - 1951 - Influence of topography and position on classification of soils having impeded drainage - Soil Sci. 71: pp 429-437
- WATSON, I. P. - 1965 - Soil Catenas - Soils and Fertilizers XXVIII (4): pp 307-310
- WOHLERS, A.; S. MEZZALIRA & J. SETZER - 1954 - Geologia da Folha de Jundiaí - IGG, vol. 11 e 12

9 - AGRADECIMENTOS

Queremos manifestar nossos agradecimentos a todas as pessoas e Instituições que direta ou indiretamente deram sua contribuição para sua realização.

Ao Dr. Antônio Carlos Moniz, a quem devemos parte da nossa formação científica, pois jamais poupou esforços em apoiar-nos nos trabalhos de laboratório, na indicação da bibliografia especializada e no aprendizado da teoria e prática de raios-X e análise térmica diferencial.

Ao Dr. Umberto G. Cordani pela orientação, tanto nos cursos de pós-graduação e exame de qualificação como para a realização deste trabalho, pois como orientador sempre manifestou a melhor boa vontade.

Ao Dr. Adolpho José Melfi e Dr. Bernardo van Raij pelas críticas e sugestões.

Aos colegas da Seção de Pedologia do Instituto Agronômico de Campinas.

A Dona Nair de Campos Louzada e ao Sr. José Ponchirolli pela composição datilográfica e ao Sr. Jayme Alves da Silva pela impressão.

Ao Departamento de Desenho Técnico do Instituto Agronômico, especialmente ao Sr. Neme, pelos desenhos.

A direção do Instituto Agronômico de Campinas pelo uso dos laboratórios, aparelhos e materiais.

Finalmente, agradecemos ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq) pelo auxílio financeiro (bolsa de complementação salarial) e pelos aparelhos (microscópio polarizador e raios-X).