PEDOLOGIA DE SOLOS DA REGIÃO DE JEQUITÁI-ESTADO DE MINAS GERAIS

THIENES MARIA COSTA NASCHENVENG

Orientador : Prof. Dr. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

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

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Novembro, 1983

À Rogério, André e Silvia

Dedico

AGRADECIMENTOS

- À Universidade Federal de Mato Grosso, pela oportunidade e apoio oferecido.
- Ao Instituto de Geociências-USP pela cessão dos aparelhos necessários à realização de análises de difração e fluorescência de Raios-X, em especial à orientação do Prof. Dr. Koji Kawashita.
- Ao Prof.Dr. José Luiz Ioriatti Demattê pela orientação e apoio prestado durante toda a realização do curso de Pós - Graduação.
- Ao Prof.Dr. Arary Marconi e Prof.Dr. Toshiaki Kinjo pela colaboração em questões atinentes às suas áreas mais específicas de trabalho.
- Ao Prof.Dr. Antonio F.L. Olitta e Dr. Carlos C. Cerri pelas críticas e sugestões apresentadas.
- Ao Prof.Dr. Zilmar Ziller Marcos pela amizade e disposição constante no esclarecimento de dúvidas.
- Ao colega e amigo Jairo Roberto Jimenez Rueda pelo interesse na discussão de questões relativas à área em estudo.
- Aos funcionários Roberto Forti e Luís Veríssimo pelo auxílio prestado nos seus respectivos campos de trabalho.
- À Nelci Teixeira Maniero, pela amizade, colaboração constante e execução dos serviços datilográficos.
- Aos demais professores e funcionários do Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes pelos gestos de amizade, os quais serviram de estímulo ao nosso trabalho.

ÍNDICE

Página

LISTA DE TABELAS	v
LISTA DE FIGURAS	viii
1. RESUMO	1
2. INTRODUÇÃO	4
3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA	7
- Localização	7
- Clima	9
- Geologia	13
- Vegetação	17
- Geomorfologia e solos	18
4. MATERIAL E MÉTODOS	27
- Seleção da área	27
- Procedimentos analíticos	30
- Análises físicas	30
- Análises químicas	32
- Extração seletiva de Óxidos de Fe, Al e Mn ..	34
- Análises mineralógicas	34
. Pré-tratamento e separação das frações gra-	
nulómetricas	35
. Difração de raios-X	35
. Interpretação qualitativa dos padrões de di-	
fração	37

. Análise Óptica da fração areia	37
- Análise elementar (Ti e Zr)	38
- Análise micromorfológica	39
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
- Propriedades morfológicas	41
- Propriedades físicas	51
- Propriedades químicas	71
- Extração seletiva de óxidos de Fe, Al e Mn ..	86
- Mineralogia da fração areia	101
- Mineralogia da fração silte	110
- Mineralogia da fração argila	114
- Análise elementar (Ti e Zr)	131
6. CONCLUSÕES	141
7. SUMMARY	145
8. LITERATURA CITADA	148
APÊNDICE 1 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA	163
APÊNDICE 2 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA	181

LISTA DE TABELAS

	Página
1 - Dados climáticos da região de Pirapora - MG. (1931-1960)	10
2 - Designação, classificação e localização dos pedons na paisagem	29
3 - Distribuição do tamanho de partículas (%) na fração menor que 2 mm e razões entre fra- ções, para os pedons estudados	52
4 - Conteúdos de argila total, argila dispersa em água, ΔpH e matéria orgânica nos pedons das topossequências estudadas	61
5 - Densidade aparente (D_{ap}) e real (D_r), porosi- dade (V_{TP}), argila total, dispersa e grau de floculação nos pedons estudados	65

6 - Retenção de água a 1/3 e 15 atm e características relacionadas (VTP %, argila %, C %) , água disponível (AD), altura de água (h) e re- lações 15 atm/arg. e 15 atm/1/3 atm.....	67
7 - Valores de pH, Δ pH, soma de bases (S), capaci- dade de troca catiônica (CTC), carbono (C) e argila nos pedons estudados	72
8 - Cations trocáveis (Ca^{++} , Mg^{++} , K^{+} , Na^{++} , H^{+} , Al^{+++}), soma de bases (S), acidez (CaOAc) ca- pacidade de troca catiônica (V) e de alumínio (VAL)	74
9 - Peso por unidade de volume (mg/cm^3) de alguns constituintes móveis	79
10 - Óxidos livres de ferro, alumínio e manganês (Fe_d , Al_d e Mn_d) e amorfos (Fe_o , Al_o e Mn_o) e propriedades relacionadas (argila % e C %) nos pedons estudados	88

11 - Fe e Al ativos (Fe_o/Fe_d e Al_o/Al_d) e razão $Fe_d/argila$ e $Al_d/argila$	91
12 - Porcentagem de minerais leves e pesados, na fração pesada (0,05-0,25 mm) dos pedons T1P1, T1P2, T1P3 e T2P3	104
13 - Porcentagem de espécies minerais na fração pesada (0,05-0,25 mm) dos pedons T1P1, T1P2, T1P3 e T2P3	105
14 - Razão zircão/turmalina (Zr/Tm), fração índice e zircônio (Zr) nos pedons estudados	106
15 - Composição elementar (Ti/Zr) e razão Ti/Zr na fração 0,05-0,25 mm dos pedons estudados	135

LISTA DE FIGURAS

Página

1 - Localização da área e dos pedons estudados	8
2 - Dados climáticos e balanço hídrico de Pirapora- MG, segundo THORNTHWAITE e MATHER (1955) para 100 mm de capacidade de armazenamento de água..	12
3 - Mapa geológico do norte de Minas Gerais, segun- do MATTOS e CUNHA (1977)	16
4 - Relações geologia-superfícies geomórficas no Va- le do Rio São Francisco (Serra da Onça - Barra do Guaicuí)	25
5 - Geomorfologia do Vale do Rio São Francisco (Ser- ra da Onça - Barra do Guaicuí)	26
6 - Corte esquemático dos vales dos Rios Jequitai e São Francisco e localização dos pedons nas pai- sagens definidas por RUEDA (1980)	31

7 - Distinção relativa entre horizontes, com base em características morfológicas, nos pedons das topossequências 1 e 2	45
8 - Conteúdos médios das subfrações areia (%) nos pedons estudados	54
9 - Função de profundidade da fração areia (0,05 - 0,25 mm) livre de argila nos pedons das topossequências 1 e 2	58
10 - Função de profundidade da densidade aparente nos pedons das topossequências 1 e 2	58
11 - Função de profundidade para CTC, carbono e argila nos pedons da topossequência 1	77
12 - Função de profundidade para CTC, carbono e argila nos pedons da topossequência 2	83
13 - Função de profundidade para os óxidos livre de Fe (Fe_d), Al (Al_d) e argila % para os pedons da topossequência 1	97

14 - Função de profundidade para as razões Fe_o/Fe_d , Al_o/Al_d e argila % para os pedons da topossequên- cia 1	98
15 - Função de profundidade para os óxidos livres de $Fe(De_d)$, $Al(Al_d)$ e argila % para os pedons da topossequência 2	99
16 - Função de profundidade para as razões Fe_o/Fe_d , Al_o/Al_d e argila % para os pedons da topossequên- cia 2	100
17 - Sequência de difratogramas da fração silte (2- 50 μ) deferrificada, de horizontes selecionados , dos perfis estudados	112
18 - Sequência de difratogramas da fração argila de- ferrificada dos pedons estudados	125
19 - Função de profundidade do Zr e da razão Ti/Zr na fração areia (0,05-0,25 mm) dos pedons da topos- sequência 1 e 2	137

PEDOLOGIA DE SOLOS DA REGIÃO DE JEQUITAI
ESTADO DE MINAS GERAIS.

Orientador: Prof.Dr. José Luiz Ioriatti Demattê

Candidata: Thienes Maria Costa Naschenveng

1. RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo estudos pedológicos e mineralógicos das diversas frações granulométricas de solos de duas topossequências localizadas no vales dos rios Jequitai e São Francisco, norte do Estado de Minas Gerais.

A área é caracterizada por um clima sub-úmido com elevada temperatura, baixa precipitação pluviométrica (em torno de 1.000 mm) e acentuado "déficit" no balanço hídrico. O regime de umidade do solo é ústico e o de temperatura isohipertérmico.

O cerrado é a comunidade vegetal dominante, apresentando características decíduas impostas pelas condições do clima sub-úmido atual.

A topossequência 1 está representada pelos pedons T1P1 e T1P2 (Molissois) e T1P3 (Ultissol) e a topossequência 2 pelos solos T2P1 e T2P2 (Oxissois) e T2P3 (Molissol).

As características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos perfis estudados revelam solos pouco intemperizados, mesmo para os perfis T2P1 e T2P2, nos quais a alteração química se processa de modo não muito intenso e constante, devido ao clima vigente na área.

Os diversos processos pedológicos tem dado origem à diferenciação de horizontes pedogenéticos, principalmente, os de subsuperfície óxico e argílico. Estes, com maior ou menor grau de evolução, são estreitamente relacionados com o material litológico, bastante heterogêneo na área, com a mineralogia das frações granulométricas e situação topográfica dos perfis.

Os três pedons da topossequência 1 mostram ocorrência de minerais primários de fácil alteração (plagioclásio calco-sódico, microclina, calcita e dolomita), nas frações areia e silte, sobretudo do T1P1. Em consequência, os solos são essencialmente eutróficos e a fração argila apresenta dominância de caulinita e minerais 2:1.

Por outro lado, dentre os três pedons da toposequência 2, os minerais primários facilmente intemperizáveis ocorrem apenas no T2P3 (Molissol). O teor de caulinita, mineral dominante na fração argila, decresce do pedon T2P1 ao T2P3 enquanto o de mica aumenta nesse sentido.

A presença de feldspatos, principalmente nos Molissois, tem contribuído para a formação da caulinita assim como de hidromica. A alteração desta, por sua vez, está relacionada à presença de vermiculita e de minerais interstratificados nos solos.

2. INTRODUÇÃO

A região em estudo, localizada no médio curso do São Francisco, tem se caracterizado por apresentar, nos últimos anos, um sensível aumento nas atividades agropecuárias assim como na instalação de grandes projetos de irrigação.

Nas diversas fases de instalação desses projetos torna-se imprescindível a utilização de mapas básicos de solos. A medida que as diferentes etapas do plano de instalação vão sendo executadas, as informações contidas nos relatórios pedológicos são mais intensamente utilizadas.

Estudos pedológicos, nos mais diversos níveis tem sido executados por firmas especializadas neste ramo, bem como por órgãos de pesquisa, entre os quais a EMBRAPA,

através do Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos e o Centro de Estudos de Solos em Piracicaba.

Como ferramenta básica de trabalho para a execução do mapa de solos utiliza-se o conceito de topossequência de solos (MILNE, 1935).

Uma vez estabelecida as topossequências de solos de uma determinada região elas podem ser repetitivas e, conseqüentemente, o tempo gasto nos trabalhos pedológicos reduz sensivelmente.

Na área em estudo diversas topossequências foram descritas e amostradas para estudos pedológicos (CES, 1977). Estes, entretanto, tem se limitado à determinações usuais e de rotina dos laboratórios de análise, restringindo desta maneira maiores informações, de importância fundamental, para diversas áreas entre as quais a de gênese e manejo de solos.

O objetivo pretendido neste trabalho foi o de estudar, com maior detalhe duas topossequências de solos localizadas nos vales dos rios Jequitai e São Francisco, ao norte de Minas Gerais. Tais estudos visam:

- caracterizar as propriedades morfológicas , físicas e químicas dos solos e sua distribuição em profundidade para auxiliar em questões relativas à uniformidade do material de origem;
- determinar as formas de ferro e alumínio livres e investigar suas relações com os solos e a paisagem;
- determinar a composição mineralógica das principais frações constituintes dos solos e estabelecer as relações entre a gênese dos solos.

3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

Localização

A área estudada localiza-se no município de Várzea da Palma, região do médio curso do rio São Francisco conforme definido por BRAJNIKOV (1950), ao norte do estado de Minas Gerais. Encontra-se mais precisamente entre as coordenadas geográficas de $17^{\circ}08'30''$ - $17^{\circ}11'15''$ de latitude Sul e $44^{\circ}39'20''$ - $44^{\circ}49'30''$ de longitude O.Gr. Das topossequências estudadas, uma localiza-se na vertente esquerda do rio Jequitai, nas proximidades do pico Cabeça da Onça (toposequência 1) enquanto a topossequência 2 situa-se na vertente direita do rio São Francisco, próximo à vila da Barra do Guaicuí. A localização da área é ilustrada pela Figura 1.

Fig. 1 - Localização da área e dos pedos estudados.

Clima

Os dados climatológicos necessários ao enquadramento da área na classificação climática de Koeppen e na de Thornthwaite foram obtidos no trabalho do CES (1977) para a cidade de Pirapora, onde se localiza a estação meteorológica mais próxima da área. Referem-se às médias mensais relativas à precipitação, temperatura e evapotranspiração potencial no período de 1931-1960, que podem ser visualizados na Tabela 1. A média de precipitação anual é de 1.145 mm com a seguinte distribuição estacional:

- chuvas de inverno (junho, julho, agosto) com um total de 7 mm;
- chuvas de verão (dezembro, janeiro, fevereiro) totalizando 641 mm.

A temperatura média anual é de $23,2^{\circ}\text{C}$ e a média do mês mais frio superior a 18°C .

Estes dados permitem localizar o clima da região, dentro da chave climática de Koeppen, como do tipo Aw, isto é, clima tropical com inverno seco que condiciona a existência da paisagem botânica denominada "savana".

Tabela 1 - Dados climáticos da região de Pirapora (17°21' S e 44°57' O.G.) - período de 1931-1960.

Meses	Precipitação (mm)	Evapotranspi- ção potencial (mm)	Temperatura °C
Janeiro	220	125	24,7
Fevereiro	143	113	24,9
Março	127	117	24,7
Abril	63	95	23,5
Maio	11	73	21,3
Junho	3	59	19,9
Julho	3	58	19,7
Agosto	1	77	21,5
Setembro	19	102	24,1
Outubro	75	128	25,3
Novembro	202	123	24,9
Dezembro	278	122	24,4
TOTAL	1.145	1.192	23,1

A Figura 2 mostra o balanço hídrico da região, que possibilita a detecção de excedentes e défices hídricos e o cálculo dos índices necessários ao seu enquadramento na classificação climática de Thornthwaite. Neste sistema inclui-se no tipo climático C1 (seco sub-úmido), com um índice efetivo de umidade entre 0 e 20, calculado a partir dos dados do Tabela 1. O balanço hídrico mostra um período de déficit hídrico (314 mm) que se estende de abril a outubro, mais acentuado nos meses de julho, agosto e setembro. Um curto período de reposição ocorre entre outubro e novembro, a partir do qual se prolonga um período de excedente hídrico (267 mm) até março. As implicações advindas dessa desigualdade climática devem ser consideradas tanto na pedogênese quanto no processo de utilização dos solos, ainda que essa distribuição possa sofrer modificações em função de características dos solos e de seu posicionamento na paisagem.

Os regimes de umidade e temperatura do solo são de grande importância nos processos químicos, físicos e biológicos do solo e consequentemente são utilizados como parâmetros em classificação de solos. Adotando-se os critérios estabelecidos pelo SOIL SURVEY STAFF (1975) caracterizou-se o regime de umidade ústico e de temperatura isohiper

Fig. 2 - Dados climáticos e balanço hídrico de Pirapora (MG), segundo THORNTHWAITE e MATHER (1955), para 100mm de capacidade de armazenamento de água.

térmico para os solos da área estudada, os quais definem o enquadramento dos solos, a nível categórico mais elevado.

Geologia

Diversos trabalhos tem feito referências à importância da sedimentação fluvial na área estudada (PES-SOTI; 1980; RUEDA, 1980), razão pela qual torna-se necessário acrescentar aos aspectos geológicos locais, muitas vezes de pouca influência nas características dos solos, a natureza das diversas formações rochosas componentes da bacia do alto curso do rio São Francisco.

As informações mais recentes, relativas à geologia da área, estão contidas no trabalho de PAIVA FILHO e PONÇANO (1972) e MATOS e CUNHA (1977) que relacionam, como constituintes do embasamento desta bacia, os seguintes grupos e formações geológicas:

Grupo Espinhaço - constituído de arenitos, quartzitos, filitos, argilitos e conglomerados, de ocorrência na Serra do Espinhaço e Cabral.

Formação Jequitai - de idade pré-cambriana inclui os diamictitos da região de Jequitai, bem como os

arenitos conglomeráticos assentados sobre quartzitos na borda oriental e ocidental da Serra do Cabral e ao norte da Serra de Água Fria. Apresentam-se como rochas de coloração cinza escura com poucos seixos de quartzito e sílex, reunindo indícios de origem glacial como características texturais de má seleção granulométrica e angulosidade dos grãos.

Grupo Bambuí - corresponde à ampla bacia de sedimentação que ocorre, também, nos estados de Goiás e Bahia englobando as formações Paranoá (inferior), Paraopeba (intermediária) e Três Marias (topo), conforme denominações dadas por BRAUN (1968) e adotadas por MATTOS e CUNHA (1977). Das formações que constituem este grupo litológico são expressivas na área a Paraopeba e a Três Marias. A formação Paraopeba apresenta litologia variada contendo calcários, quartzitos, siltitos, margas, argilitos e ardósias, predominando na região o setor oriental com dominância de calcários e ardósias. A formação Três Marias que repousa sobre a Paraopeba é constituída de siltitos, ardósias e arenitos finos, às vezes calcíferos.

Formação Urucuia - das unidades estratigráficas do Mesozóico é a que ocorre mais comumente na área, constituindo-se de sedimentos cretáceos, com predominância de arenitos e, localmente, conglomerados, que se assentam em

discordância erosiva sobre o grupo Bambuí. Caracterizam-se pela resistência adquirida devido a processos de silicificação e ou laterização, o que os mantém como testemunhos na paisagem geral, apresentando, todavia, distribuição irregular devido à ação dos diversos ciclos erosivos que atuaram na área.

Coberturas Terciário-Quaternárias - apresentam-se distribuídas sobre as mais diversas unidades geológicas. Trata-se de coberturas areno-argilosas, geralmente cascalhentas, com espessura entre 10 e 15 metros, morfologia suave e ocorrência expressiva na área drenada pelo rio São Francisco, Jequitai e das Velhas entre cotas de 550 e 600 m.

Depósitos Quaternários - constituem-se de sedimentos aluviais recentes, cascalhentos, areno-argilosos e ou siltico-argilosos, ocorrendo junto à calha dos rios e terraços fluviais.

A Figura 3 ilustra a localização e extensão dessas unidades geológicas que, sob a ação dos diversos ciclos erosivos, constituíram-se em material fonte dos sedimentos da área.

- CENOZOICO**
- Q** - ALUVIÕES- AREIAS INCONSISTENTES INTERCALADAS COM NÍVEIS ARGILOSOS
 - TQ** - COBERTURAS DETRÍTICO-LATERÍTICOS, AREIAS, SILTES, ARGILAS, LATERITAS, ETC.
 - T** - DEPÓSITOS TERCIÁRIOS-SEDIMENTOS ARENOSOS AMARELADOS A AVERMELHADOS.

- MESOZOICO**
- Ku** - FM. URUCUIA- ARENITOS ROSADOS A AVERMELHADOS, INTERCALAÇÕES DE FOLHELHOS.
 - Ka** - FM. AREADO-ARENITOS ROSADOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA, CONGLOMERADOS BASAL.

- PE SUPERIOR**
- PEbt** - GR. WAMBUI
 - PEbp** - FM. TRÊS MARIAS- ARCÓSEOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS.
 - PEbpc** - FM. PARAOPERA- CALCÁREOS (c), ARDÓSIAS (a), FILITOS (f), SILTITOS, ARCÓSEOS, MARGAS, FOLHELHOS.
 - PEbdc** - FM. PARANOÁ- QUARTZITOS, ARENITOS, METASILTITOS.
 - PEe** - GR. ARAXÁ- BIOTITOXISTOS, MUSCORITOXISTOS.

- SERRA CABRAL-SERRA DO ESPINHACO.**
- PE INFERIOR / MÉDIO**
- PEj** - FM. JEQUITAI- DIAMICTITOS, ARENITOS FILITOS.
 - PEe** - GR. ESPINHACO- ARENITOS QUARTZITOS (q), CONGLOMERADOS (cg), FILITOS (f).
 - PEm** - GR. MACAÚBAS- QUARTZITOS, CONGLOMERÁTICOS, QUARTZITOS, FILITOS, MICAXISTOS.
 - PE** - COMPLEXOS- GRANITOS, GNAISSES, XISTOS.

Fig. 3. - Mapa Geológico do Norte de Minas Gerais. Segundo MATTOS e CUNHA (1977).

Vegetação

Na fitofisionomia do vale do rio São Francisco ocorre a presença de duas formações básicas: o cerrado e a catinga, relacionadas em primeira instância ao clima, ocorrendo a catinga em direção norte onde se verifica o alongamento da estação seca. Nos dois tipos de formação vegetal surgem variações em função de uma série de fatores como relevo, litologia, solos. A estes deve ser acrescentada a influência antrópica que determinou profundas mudanças na vegetação natural e cuja presença no vale data do século XVI (PENTEADO e RANZANI, 1973).

Segundo GUIMARÃES AZEVEDO (1960) o cerrado no curso médio superior é remanescente do cerrado típico do Brasil Central cuja penetração teria ocorrido em condições mais úmidas que as atuais. A ocupação humana do vale tem colaborado para a expansão do seu domínio, penetrando em áreas outrora revestida por Aroeira (*Schinus* sp.), Pau-ferro (*Caesalpinia ferrea*), Jatobá (*Hymenaea courbanil* Sinn) entre outras, as quais hoje ocorrem como floresta ciliar, acompanhando as bordas das calhas dos cursos d'água.

Dentre as espécies características do cerrado, preservadas pelo uso, distinguem-se o Piqui (*Cariocar brasi*

liensis St. Hil) o Pau-terra (*Qualea grandiflora* Mart.) a Sambaíba (*Curatella americana* Sinn), que ocupam, indistintamente, as mais diversas unidades geológicas e posições na paisagem. Geralmente os cerrados mais densos estão localizados nas superfícies morfológicas inferiores mais recentes (Terciário-Quaternário), entre 600-700 m, esculpidos em terrenos do grupo Bambuí. Os cerrados mais ralos dominam nas superfícies, mais elevadas e mais antigas, mantidas por arenitos cretácicos recobertos ou não de sedimentos neocenoicos.

Em áreas mais restritas, sujeitas a encharcamento estacional no período chuvoso, ocorrem as formações vegetais rasteiras e ou de pequeno porte como a campina de várzea, dominada por um extrato rasteiro de gramíneas nativas e o campo cerrado com árvores pequenas e tortuosas.

Geomorfologia e solos

A informação básica acerca da evolução geomorfológica da área encontra-se no trabalho de KING (1956) que cobre a maior parte do planalto oriental, compreendendo a região entre o vale do rio São Francisco e o litoral atlântico estendendo-se em direção sudoeste até São Paulo. Para o referido autor o principal elemento controlador do desenvolvimen

to da paisagem, desde sua emergência dos mares silurianos, é a sequência de ciclos de erosão e sedimentação os quais são consequência de uma série de soerguimentos tectônicos correspondentes.

As feições observadas foram comparadas com um número reduzido de ciclos de erosão que se sucederam, através do tempo geológico, atuando sucessivamente sobre as superfícies esculpidas pelo ciclo anterior. Esses ciclos em ordem cronológica, do mais antigo ao mais recente, foram denominados Gondwana (Cretáceo Inferior), Pós-Gondwana (Cretáceo Superior), Sulamericano (até o Terciário Médio), Velhas (Terciário Superior) e Paraguaçu.

A superfície resultante da ação do ciclo sulamericano apresenta-se frequentemente como chapadas que se erguem sobre sistema de vales resultantes da ação de ciclos posteriores. Como uma das características dessas superfícies KING (1956) e BRAUN (1971) citam a ocorrência de lateritas formando capa contínua ou concreções no solo. A altitude varia entre 750-950 m no Brasil Oriental e 1.000 a 1.300 m no Brasil Central.

A epirogênese do oligoceno, produzindo um aqueamento responsável pelas direções SSW-NNE seguida pelo

alinhamento das principais cristas da região, condicionou o estabelecimento do ciclo "Velhas". No Brasil oriental o ciclo acha-se representado por incisões em torno de 100 m e na parte central do país entre 200 e 600 m. A superfície cíclica Velhas apresenta extensos depósitos arenosos denominados "barreiras" na região costeira e no interior depósitos semelhantes são derivados, em grande parte, da superfície sulamericana. Os pediplanos desse ciclo foram datados no Pleistoceno inferior em virtude da fauna predominantemente pleistocênica, encontrada nos estratos basais das grutas da bacia do rio das Velhas (áreas de substrato calcário, atingidas com a dissecação das planícies sulamericanas pelo ciclo Velhas).

Os remanescentes desse ciclo de desnudação apresentam uma marcada elevação a partir da costa para o interior mas, antes de alcançar o rio São Francisco, cessam abruptamente em importantes escarpas de falha de centenas de metros de altura que trazem as superfícies de erosão Sulamericana e Velhas ao nível do vale de afundamento ou depressão do São Francisco.

Em consequência desses movimentos tectônicos ocorreu a deposição da série das Vazantes, de idade Pleistocênica, constituída de sedimentos incoerentes, arenosos, con

tendo certa porção de lama e com falsa estratificação. Atualmente o rio escava estas camadas, porém, anteriormente depositou material de mesma fácies sobre uma larga planície de inundação.

PENTEADO e RANZANI (1973), CES (1977) referem-se à existência, na área, das superfícies erosivas Pd3, Pd2 e Pd1, enquadrando-as respectivamente como Pós-cretácicas (terciário inferior ou médio), Neogênica (Plio-Pleistoceno) e de São Francisco (Pleistoceno médio). São feitas referências ao terraço de cascalheiras, esculpido em depósitos Vazantes a 8-10 m acima do leito do rio e ao outro nível de terraço esculpido nas aluviões recentes a 4 m acima do leito normal.

RUEDA (1980) correlaciona os níveis Pd3 e Pd2 com as superfícies cíclicas Sulamericana e Velhas enquanto o nível Pd1, denominada de superfície São Francisco por PENTEADO e RANZANI (1973), é considerado como remanescentes da superfície Sulamericana que se apresentam nessa posição devido à falhamentos reativados. Entretanto é englobada no nível Pd2, correlativo ao ciclo Velhas em função de apresentarem características semelhantes às descritas para as superfícies desse ciclo como a presença de inselbergs, lagoas e leitos extintos, observáveis tanto na Serra da Onça quanto nas altitudes de 500 e 600 m. As paisagens relativas ao ciclo Sulame

ricano e Velhas são designadas de paleofluvial e de fluvial recente os terraços e planícies de inundação atual do rio São Francisco, estas últimas correspondentes à superfície São Francisco (Pd1) de PENTEADO e RANZANI (1973).

A despeito das controvérsias existentes entre os diferentes autores, os solos da área tem sido objeto de investigação visando sua utilização mais imediata (AID, 1967; CES, 1971, 1975 e 1977) e ou seus aspectos genéticos numa tentativa de melhor entendimento das relações solo-paisagem (MOREIRA, 1979; PESSOTTI, 1980; RUEDA, 1980).

De um modo mais generalizado o trabalho da AID (1967) reporta a dominância de latossolos nas partes mais elevadas e de solos aluviais nas várzeas.

Estudos mais detalhados CES (1971, 1975, 1977) nos vales dos rios Jequitai e das Velhas, afluentes do São Francisco, mostraram a ocorrência de Latossolos e Podzólicos Vermelho Amarelos (Oxissolos e Ultissolos) nas partes elevadas e Gley e Brunizem Avermelhado nas várzeas.

Em termos de área de ocorrência dominam na área do Projeto Jequitai (CES, 1977) os solos Podzólicos Vermelho Amarelo (41,3 %) seguido dos Latossolos (11,3 %), Alúvios (9 %), Brunizens (6 %) e Terras Roxas Estruturadas (3 %).

MOREIRA (1979) encontrou relação entre as características dos solos e sua posição na paisagem. Para a topossequência estudada, no vale do São Francisco, o solo com horizonte óxico ocorre na superfície mais velha enquanto os horizontes argílicos ocorrem nas superfícies mais jovens. De acordo com o processo de intemperismo ou de evolução dos solos mais jovens para os mais evoluídos a sequência é: Molissolo, Ultissolo, Oxissolo. Concluiu, também, que as razões e atividade do ferro (óxidos amorfos/óxidos cristalinos) decrescem ao longo dos perfis e das superfícies mais jovens para as mais velhas.

PESSOTTI (1980) constatou, por observações "in loco" a grande diversidade de solos no pediplano PD1 (Pd2 segundo RUEDA, 1980) com dominância de Podzólicos Vermelho Amarelo, distróficos e eutróficos (Ultissolos e Alfissolos) seguidos de latossolos distróficos. A ocorrência de Molissolos se restringe a área de exposição do calcário Bambuí bem como nos sedimentos com grande contribuição desse material enquanto os inceptissolos e entissolos dominam a planície aluvial do holoceno. Nos estudos conduzidos em solos da área encontrou a presença de minerais facilmente intemperizáveis nos solos com horizonte argílico os quais se encontravam ausentes no solo com horizonte óxico. Constatou-se a dominância de caulinita em todos os solos estudados, entretanto o teor de minerais de retículo 2:1 aumentou em direção aos solos menos evoluídos.

RUEDA (1980) utilizando modelos sequenciais de gênese evidenciou a existência de descontinuidades litológicas e distinguiu diversas pedogêneses nos solos da região. A separação de eventos pedogenéticos foi possível com a aplicação desses modelos, mesmo para solos com características latossólicas, aparentemente homogêneas.

Adotando-se a terminologia proposta por RUEDA (1980) grande parte da área estudada localiza-se na paisagem paleofluvial desenvolvida sob a ação modeladora do ciclo Velhas (pediplanos altos e baixos ligeiramente dissecados), a altitudes entre 500 e 600 m, de idade relativa Plioceno-Pleistoceno Inferior. Os materiais de origem constituintes dessa paisagem são sedimentos arenosiltosos dos ciclos Sulamericano e das Velhas. Em menor extensão estudou-se a paisagem fluvial recente (sub-paisagem terraços altos) originada devido a retomadas erosivas e deposicionais sub-atuais em seus próprios aluviões. Esta constitui-se de sedimentos argilo-silto-arenosos da superfície recente do São Francisco e dos ciclos Sulamericano e Velhas, de idade relativa Pleistoceno/Holoceno. As Figuras 4 e 5 ilustram respectivamente as superfícies geomórficas e suas relações geológicas e a geomorfologia do vale do Rio São Francisco na área pesquisada.

Fig. 4 - Relações geologia-superfícies geomórficas no vale do rio São Francisco, (Serra da Onça-Barra do Guaicuí).

Fig. 5- Geomorfologia do Vale do Rio São Francisco (Serra da Onça-Barra do Guaiçú).

4. MATERIAL E MÉTODOS

Seleção da área

Entre os critérios utilizados na seleção da área incluem-se a existência de levantamentos de solos (AID, 1967; CES, 1971, 1975, 1977) os quais permitiram identificar os solos mais representativos, constatar a repetitividade de determinadas topossequências e prejulgar possíveis relações entre os solos e sua posição na paisagem.

Duas topossequências de solos foram selecionadas, uma no vale do rio Jequitaí e a outra no vale do rio São Francisco às quais designou-se, no decorrer do trabalho, respectivamente de T1 e T2. Um total de seis pedons (três para cada topossequência) foram descritos e amostrados segundo as normas contidas no SOIL SURVEY STAFF (1951). As descrições morfológicas encontram-se no Apêndice 1. De cada hori-

zonte dos seis pedons selecionados foram coletados, em duplicata, amostras indeformadas para a determinação da densidade aparente e orientadas para confecção de secções delgadas, além de quantidade suficiente de material para as demais análises de laboratório.

As designações dos pedons de cada topos-sequência e o enquadramento desses solos no Sistema Brasileiro de Classificação (CES, 1977) encontra-se no Tabela 2.

Conforme assinalado no capítulo anterior RUE-DA (1980) elaborou para a área uma legenda fisiográfica na qual consta uma paisagem paleofluvial caracterizada por restos de pediplanos, pediplanos muito altos ligeiramente dissecados e pediplanos baixos ligeiramente dissecados. Na paisagem fluvial recente distinguiu terraços e planície de inundação elaborados em sedimentos siltico-arenosos da superfície São Francisco e ou remanescentes dos ciclos Sulamericano e Velhas. Por cronologia relativa a paleopaisagem fluvial foi localizada entre o Cretáceo Superior e o Plioceno/Pleistoceno Inferior e a paisagem fluvial recente colocada no Pleistoceno/Holoceno.

Para a topossequência 1 (T1), vale do rio Jequitai, os pedons localizam-se na paisagem paleofluvial. Nos

Tabela 2 - Designação, classificação e localização dos pedons nas paisagens.

Designação pedons	Classificação	Paisagem*	Idade relativa*
T1P1	Podzólico Vermelho Amarelo equi- valente eutrófico, A chernozêmi co textura argilosa.	Paleofluvial Pediplanos altos ligeiramente dis- secados.	Plioceno/Pleisto- ceno Inferior
T1P2	Podzólico Vermelho Amarelo equi- valente eutrófico, A chernozêmi co textura argilosa.	Pediplanos bai - xos ligeiramente dissecados.	Plioceno/Pleisto- ceno Médio.
T1P3	Terra Roxa Estruturada distró- fica, álica, A moderado.	Pediplanos bai - xos ligeiramente dissecados.	Plioceno/Pleisto- ceno Médio.
T2P1	Latossolo Vermelho Escuro epi- trófico, álico, A fraco, textu- ra média.	Pediplanos baixos ligeiramente dis- secados.	Plioceno/Pleisto- ceno Médio
T2P2	Latossolo Vermelho Amarelo epi- eutrófico, A fraco, textura mé- dia.	Pediplanos baixos ligeiramente dis- secados.	Plioceno/Pleisto- ceno Médio.
T2P3	Alúvio intergrade para Brunizem, textura média.	Terraços altos.	Pleistoceno/Holo- ceno.

*Fonte: RUEDA (1980).

pediplanos baixos ligeiramente dissecados encontram-se os pedons T1P2 e T1P3, os quais por cronologia relativa situam-se no Plioceno-Pleistoceno Médio enquanto o solo T1P1 encontra-se na paisagem pediplanos muito altos ligeiramente dissecados de idade relativa Plioceno-Pleistoceno Inferior.

As Figuras 1 e 6 ilustram a localização dos pedons e a relação solos-fisiografia para as topossequências em estudo. Para o vale do rio São Francisco os pedons T2P1 e T2P2 localizam-se na subpaisagem pediplanos baixos ligeiramente dissecados e o pedon T2P3 está contido na paisagem fluvial recente (terraços altos), colocadas respectivamente no Plioceno-Pleistoceno Médio e Pleistoceno/Holoceno (Figuras 5 e 6).

Procedimentos analíticos

- Análises físicas

Na análise granulométrica adotou-se o método da pipeta descrito por KILMER e ALEXANDER (1949), utilizando-se o esquema do U.S.D.A. (SOIL SURVEY STAFF, 1951) para a designação dos diversos separados. A argila dispersa em água foi obtida de modo semelhante, omitindo-se, todavia, o uso de hexametáfosfato de sódio. O grau de floculação foi calculado, conforme VETTORI (1969), pela expressão:

Fig.6 - Corte esquemático dos vales, dos rios Jequitai e São Francisco e localização dos pedons nas paisagens definidas por RUEDA (1980).

$$G.F. = 100 \cdot \frac{\text{argila total} - \text{argila dispersa em água}}{\text{argila total}}$$

A densidade aparente ou global foi determinada pelo método do torrão, empregando-se a parafina como meio impermeabilizante e a densidade real pelo método do picnômetro (BLAKE, 1965).

O teor de água retida a 1/3 e 15 atmosferas foi obtido na amostra de terra fina saturada e colocada em câmara de pressão com placa porosa (RICHARDS, 1965).

- Análises químicas

pH: foi determinado através de método potenciométrico na suspensão de solo em água e KCl N na proporção solo líquido 1:1.

Câtions trocáveis: foram extraídos com KCl N não tamponado (VETTORI, 1969) e acetato de amônio normal a pH 7,0 conforme descrito pelo SOIL SURVEY INVESTIGATIONS REPORT Nº 1 (1967). No extrato obtido com a solução salina não tamponada foram determinados o Ca e Mg através de titulação com EDTA, o Al com hidróxido de sódio 0,1 N. Por fotometria

de chama determinou-se o teor de Na e K contido no extrato proveniente do acetato de amônio a pH 7,0. A acidez potencial foi extraída com acetato de cálcio N, pH 7, e determinados por titulação com NaOH.

Soma de bases, capacidade de troca de cátions, índice de saturação de bases: a soma de bases, valor S, foi obtida pela somatória dos valores de Ca, Mg, K e Na trocáveis. A capacidade de troca catiônica efetiva foi determinada por método indireto, através da soma das bases trocáveis (S) e da acidez de troca, obtidas conforme descrito anteriormente. Além da CTC efetiva torna-se possível estimar a CTC a pH 7,0 através da soma das bases trocáveis e da acidez potencial obtida com o acetato de cálcio. Destas determinações obteve-se, por cálculo, o índice de saturação de bases mediante a fórmula:

$$V = S/CTC \cdot 100$$

O carbono orgânico foi determinado pelo método de WALKLEY e BLACK (1934), oxidando a matéria orgânica com bicromato de potássio.

Através do HCl 0,05 N e H₂SO₄ 0,025 N extraiu-se o fósforo cuja determinação foi feita colorimetricamente por redução do complexo fosfomolibdico com ácido ascórbico em presença de sal de bismuto.

Extração seletiva de Fe, Al e Mn

Os óxidos livres de ferro, alumínio e manganês foram determinados pelo método do ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) conforme proposto por MEHRA e JACKSON (1960). Para a determinação dos óxidos de Fe, Al e Mn amorfos utilizou-se da metodologia, descrita por McKEAGUE e DAY (1966), pela qual a extração é feita com oxalato de amônio 0,2 M acidificado a pH 3 com ácido oxálico 0,24 M. As concentrações desses elementos contidas em extratos, obtidos por ambos os métodos, foram determinadas por absorção atômica. Para facilidade, na discussão de resultados, utilizou-se dos símbolos Fe_O , Al_O e Mn_O para designar os óxidos de Fe, Al e Mn extraídos pelo oxalato e de Fe_d , Al_d e Mn_d para os óxidos destes elementos obtidos pela extração com o método DCB. Através de cálculo obteve-se as razões Fe_O/Fe_d , $Fe_d/argila$ e Al_O/Al_d e $Al_d/argila$.

- Análises mineralógicas

Foram conduzidas nas frações areia, silte e argila dos diferentes horizontes dos pedons. Etapas como pré-tratamento, separação de frações, montagem de amostras fizeram-se necessárias à caracterização da mineralogia desses separados e encontram-se descritas a seguir.

- Pré-tratamento e separação das frações granulométricas

Para obtenção dos diversos separados do solo procedeu-se à dispersão das amostras, adotando-se a metodologia recomendada por JACKSON (1965).

O pré-tratamento constituiu-se da remoção de sais solúveis e carbonatos com acetato de sódio N a pH 5, da eliminação de matéria orgânica com peróxido de hidrogênio a 30 % e da remoção de óxidos de ferro amorfos e cristalinos pelo método DCB. As amostras em suspensão, livres de matéria orgânica e óxidos livres foram transferidas para provetas de 1000 ml, passando através de tamis 0,053 mm. A areia retida foi reservada para análise em microscópio petrográfico. As frações remanescentes, silte e argila, foram individualizadas por sifonações sucessivas em intervalos de tempo e profundidades apropriadas calculadas segundo a lei de Stokes. A fração silte, lavada com água destilada, seca a 105-110°C e a fração argila em suspensão foram armazenadas em frasco de vidro etiquetados.

- Difração de Raios X

Alíquotas distintas de argila foram submetidas à saturação do complexo de troca com cloreto de K e Mg (JACKSON, 1965). De cada amostra saturada com K e Mg tomou-

se cerca de 1 ml , transferindo-o para lâminas de vidro deixadas secar naturalmente para obtenção de orientação preferencial (THEISEN e HARWARD, 1962). As amostras Mg-saturadas foram glicoladas com solução de etileno glicol a 10 % por ocasião da confecção das lâminas.

As lâminas de fração argila K^+ saturadas foram levadas ao Raio X, irradiadas no intervalo 2 a $30^\circ 2\theta$. As lâminas correspondentes a alguns horizontes foram selecionadas para aquecimento a 350 e $550^\circ C$ e novamente irradiadas, visando maior facilidade de identificação dos argilominerais . Com objetivo idêntico as amostras Mg-saturadas, após sofrerem seleção, foram irradiadas em condições semelhantes as já descritas.

Os difratogramas foram obtidos em unidade de difração de Raios X Higaku, tendo como fonte de radiação um tubo de cobre com filtro de níquel. As condições de operação foram de 35 kw e 15 mA para a unidade de força, 10 mm/min para a velocidade do registrador e $2^\circ/\text{min}$, para a velocidade do goniômetro.

As amostras de silte foram moídas em almofariz de ágata, montadas em lâminas de vidros através da técnica de esfregaço e irradiadas com radiação de cobre , no intervalo 5 a $60^\circ 2\theta$.

Interpretação qualitativa dos padrões de difração

Com a utilização de tabelas padrão para radiação Cu K α procedeu-se à conversão dos espaçamentos medidos em graus θ para espaçamentos atômicos em Å. A identificação dos minerais foi efetuada por comparação com tabelas contendo espaçamento padrão de difração de minerais (BRINDLEY, 1951; BROWN, 1961; WARSHAW e ROY, 1963 e JACKSON, 1965).

Análise óptica da fração areia

Na sub-fração areia modal de cada horizonte procedeu-se à concentração de minerais leves e pesados, através de separação por gravidade específica em líquido pesado, utilizando-se o bromofórmio de densidade 2,84 g/cm³ (CADY, 1965). Os minerais leves e pesados foram coletados separadamente e posteriormente pesados.

A montagem permanente das lâminas foi efetuada com bálsamo do Canadá. Para o reconhecimento microscópico dos minerais, componentes da fração leve e pesada, baseou-se nas características ópticas próprias da espécie mineral, utilizando-se dos trabalhos de KERR (1959) e BLOSS (1961).

- Análise elementar (Ti e Zr)

O conteúdo de titânio e zircônio da fração areia fina e muito fina (0,05-0,25 mm) foi determinado por fluorescência de Raios X, adotando-se procedimento básico, delineado por BEAVERS (1960). A partir de amostras padrão para cada elemento, de concentração conhecida, determinou-se a equação da reta relacionando-se intensidade (Pico/back - ground) e concentração dos elementos nas amostras padrão. As equações obtidas foram:

$$\text{Ti: } c = 0,000241 \cdot I + 0,004$$

$$\text{Zr: } c = 152 \cdot I - 185$$

c = concentração (ppm)

I = intensidade (Pico/background).

Foram efetuadas trituração das amostras em moinho e mistura com bórax, visando eliminar os efeitos de matriz e interferência na intensidade da radiação fluorescente. Obteve-se a concentração dos elementos, levando-se às equações os valores de intensidade (Pico/background) provenientes da leitura nas amostras pesquisadas.

Como condições comuns de operação para ambos os elementos atuaram o tubo de tungstênio, o cristal analisador de fluoreto de lítio e o colimador fino. As condições específicas de operação foram:

Pico Zr: $22^{\circ}48'20''$ $K \alpha_1$

Background: $23^{\circ}30'20''$

Potencial: 60 kv

Corrente: 20 mA

Pico Ti: $86^{\circ}20'$

Background: 85°

Potencial: 40 kv

Corrente: 43 mA

- Análise micromorfológica

As amostras indeformadas e orientadas foram preparadas de acordo com orientações contidas em OSMOND (1958) e BREWER (1964). Inicialmente as amostras foram secadas ao ar, submetidas a vácuo e impregnadas, utilizando-se como meio impregnante uma resina poliéster, a qual foi adicionada estireno para redução da viscosidade e peróxido de metil-etil -cetona como catalizador. As amostras colocadas em dessecadores adaptados para impregnação foram mantidas sob vácuo por período de tempo necessário à remoção de ar. Posteriormente foram deixados à temperatura ambiente por vários dias, após o que foram aquecidos a 60°C para acelerar o endurecimento. Procedeu-se então ao corte, polimento por via úmida com pó de carborundum e montagem em lâminas

de vidro com bálsamo do Canadá. O polimento final foi efetuado com pó carborundum sucessivamente mais fino até obtenção de secções delgadas com cerca de 30 u de espessura. As descrições foram feitas usando-se a terminologia proposta por BREWER (1964).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

- Propriedades morfológicas

As descrições morfológicas dos pedons estão contidas no Apêndice 1.

O pedon T1P1 apresenta pequena variação de cor úmida em profundidade. O matiz 5YR no horizonte A passa a 2,5YR nos subhorizontes do B para o que parece contribuir os teores mais elevados de matéria orgânica no horizonte superficial (Tabela 7). Três classes texturais encontram-se presentes neste solo que de barro siltoso no horizonte A torna-se barro argiloso no horizonte B2lt, apresentando classe textural argila em profundidade (horizonte B22t e B23t). Essa variação de classes texturais está relacionada ao incremento de argila em profundidade (Tabela 3) que parece ser

determinado por um processo de iluviação cuja evidência é a presença de cerosidade moderada a forte nos subhorizontes do B. Nas secções delgadas dos horizontes deste solo observou-se um aumento do plasma do horizonte A1 ao B23 (45 a 70 %) e os cutans de moderadamente orientados e descontínuos no B21 apresentam-se com orientação forte contínua nos horizontes B22 e B23 (Apêndice 2).

O desenvolvimento morfológico do pedon T1P1 é indicado pela sequência de horizontes e ocorrência de uma es trutura granular e em blocos sub-angulares de grau forte e pela presença de cerosidade forte com películas espessas revestindo planos horizontais e verticais bem como pela espesura do horizonte B textural (BIRKELAND, 1974). A consistência variando de plástica e pegajosa na superfície a muito plástica e muito pegajosa em subsuperfície é concordante com o elevado teor de colóides inorgânicos e seu incremento em profundidade e com a existência de minerais de grade 2:1 evi denciados pelos dados analíticos mostrados respectivamente na Tabela 3 e Figura 18.

A morfologia do pedon T1P2 revela valor e cro ma mais elevados em relação ao T1P1 no horizonte superficial, mantendo, todavia, semelhança nos horizontes subjacentes. Duas classes texturais barro (horizonte A1) e argila (B21t, B22t e

B23t) estão presentes e refletem o aumento do teor de argila nos horizontes subsuperficiais (Tabela 3). Diferenças em estrutura relativas ao T1P1 são concernentes a grau que se apresenta moderada no horizonte A1.

A ocorrência de cerosidade fraca nos horizontes B2lt, B22t e B23t parecem indicar que o pedon T1P2, é o que apresenta menor desenvolvimento morfológico da topos - sequência 1.

O pedon T1P3 apresenta valores e cromas mais elevados à superfície, em razão dos menores teores de matêria orgânica comparados ao T1F1 e T1P2.

A variação das classes texturais nos horizontes superficiais (barro, barro argiloso e argila) pode ser decorrente de um processo de eluviação-iluviação o que encontra respaldo frente à cerosidade forte, em planos verticais e horizontais, constatados na descrição morfológica para os horizontes de maior acúmulo de fração argila (Apêndice 1 e Tabela 3). A natureza argilosa do material de origem do solo bem como a localização do pedon em uma superfície deposicional, em cota inferior à dos demais solos da topossequên - cia, tornam viável a premissa de deposição à superfície do pedon, como hipótese explicativa da variação da classe textural em profundidade.

BILZI e CIOLKOSZ (1977) propuseram critérios mediante os quais é feita uma tentativa para quantificar as várias propriedades morfológicas de um solo de tal forma que os dados morfológicos possam, facilmente, ser comparados e interpretados. Esta metodologia pode ser utilizada visando os seguintes objetivos: (1) para determinar a distinção relativa de horizontes e (2) para determinar o desenvolvimento relativo de um perfil de solo. Os dados morfológicos dos solos da topossequência 1 (T1P1; T1P2 e T1P3) foram utilizados para construção do gráfico que ilustra as distinções relativas de horizontes (Figura 7).

A análise da representação gráfica mostra que as maiores variações nos pedons ocorrem entre os horizontes mais superficiais (B2lt e B22t) para o T1P1; A1 e B2lt para o T1P2 e no T1P3 entre o A3/B1 e B2lt. Os valores para o T1P1 são inferiores a 8 indicando somente diferenças mínimas entre os horizontes. O total de 12 pontos entre o A1 e B2lt (T1P2) indica que a diferença entre os horizontes superficiais neste solo são maiores que as variações notadas entre os horizontes dos demais solos estudados.

Segundo BILZI e CIOLKOSZ (1977a) a metodologia proposta integra propriedades morfológicas que são índices de desenvolvimento relativo e idade pedológica. Os refere

Fig. 7 - Distinção relativa entre horizontes, com base em características morfológicas, nos pedons das topossequências 1 e 2

ridos autores consideraram mais desenvolvido pedologicamente o solo que apresentou as maiores variações entre horizontes. Assim as propriedades morfológicas foram efetivas na distinção de diferenças de idade cronológica.

Isto não se verifica no presente estudo, no qual o pedon T1P1, localizado na superfície de maior idade relativa, apresenta menores variações entre os horizontes, resultados estes concordantes com os obtidos por LIMA (1979) e DECHEN (1979).

O pedon T2P1 apresenta cor uniforme ao longo do perfil, com uma ligeira elevação de croma em profundidade relacionada ao declínio, nessa direção, dos teores de matéria orgânica (Tabela 5).

A presença de duas classes texturais barro-arenoso e barro-argilo-arenoso é consistente com o ligeiro e gradual incremento de argila em profundidade (Tabela 3).

É possível distinguir, à profundidade de 45 cm, uma mudança em propriedades como a estrutura e consistência, que sugerem a possibilidade de ocorrência de deposição à superfície do solo. Este fato é reforçado pelos dados de densidade aparente (Tabela 5) que contrariam a função de profundidade dessa propriedade.

Apesar de o pedon T2P1 ocupar a cota mais elevada, entre os demais da topossequência, em uma superfície estável e de maior idade relativa, o processo de adição por coluvionamento é viável, dado à sua localização no sopé da Serra da Onça. Acresce-se a isto o fato de estudos geomorfológicos da área (KING, 1956) evidenciarem nesta atuação de diversos ciclos erosivos e estudos de gênese de solos no vale do São Francisco (PESSOTTI, 1980; RUEDA, 1980) constatarem nestes a existência de descontinuidades litológicas.

Para o pedon T2P2 a classe textural se mantém constante ao longo do perfil dado os pequenos incrementos do teor de argila com a profundidade. Observa-se, todavia, mudança na estrutura e consistência no horizonte B2l e a ocorrência de limite claro pode indicar descontinuidade, desde que suportada por outras linhas de evidências conforme sugerido por WANG e ARNOLD (1973). Para estes autores a localização de descontinuidades no campo é comumente associada com concomitante mudança de textura, consistência e natureza dos limites.

A morfologia do pedon T2P3 expressa um menor desenvolvimento morfológico, concordante com a sua localização em superfície mais recente que o T2P1 e T2P2. Variação de cor entre os horizontes IIA e IIB são relativas a valor e croma.

A presença de duas classes texturais, barro e barro argiloso, nos horizontes A e IIA correspondentes a aumento no teor de argila (Tabela 3) em ausência de evidência de translocação de argila nas descrições morfológicas sugere a natureza estratificada do material de origem deste solo. Reforçando este fato ocorre um decréscimo do teor de argila no 3º horizonte (IIB, mas a descrição morfológica (Apêndice 1) mostra evidências de iluviação de argila, o que conduz, em ambos os casos, à suposição da existência de uma relação discordante e ao acaso entre camadas.

Segundo CHURCHWARD (1961) a ocorrência de um arrançamento vertical de camadas de material do solo podem indicar os horizontes de um perfil de solo. Nesse sistema as camadas ou horizontes são interdependentes na base de relações eluvial-iluvial e mudanças em uma camada são refletidas por alterações complementares em outras camadas. Se um arranjamento de camadas não apresentar relações entre membros superio-res e inferiores pode-se concluir que sua justaposição é o resultado de processo diferente do desenvolvimento do solo. Processos erosionais e deposicionais podem ser uma provável ex-plicação alternativa, tendo em vista o grau de interdependên-cia entre os horizontes.

RUEDA (1980) estudando solo, também localizados na paisagem aluvial recnete, sub-paisagem terraços altos, evi

denciou a heterogeneidade dos materiais do pedon estudado, constatando a existência de processos deposicionais na formação do solo.

A mudança de outras propriedades como estrutura, consistência, densidade aparente (Tabela 5) parecem reforçar a suposição de relações discordantes entre horizontes do T2P3.

A aplicação do método de BILZI e CIOLKOSZ (1977a, 1977b) para os solos da topossequência 2 (Figura 7) mostra que as maiores variações nas propriedades morfológicas ocorrem no T2P3 (horizontes B22 e B3) e os menores valores em pontos encontram-se no pedon T2P1. Estes resultados, concordantes com aqueles obtidos por LIMA (1979), reforçam a assertiva de que a medida que os solos evoluem tendem a se apresentarem homogêneos em relação as suas propriedades morfológicas. Nesse sentido, as diferenças morfológicas foram efetivas na distinção de idades cronológicas uma vez que o T2P1 e o T2P2 ocorrem na superfície mais antiga (Plioceno-Pleistoceno Médio) enquanto o T2P3 encontra-se em superfície mais recente (Pleistoceno-Holoceno).

Assim a análise da morfologia dos solos desta topossequência possibilitou, não somente, evidenciar diferenças entre pedons localizados em paisagens distintas (T2P1 e T2P2 - paleofluvial e T2P3 - aluvial recente), mas, também, pres

supor a existência da heterogeneidade de materiais nos pedons T2P1 e T2P2, contidos em uma sub-paisagem similar (pediplanos baixos ligeiramente dissecados).

A comparação dos dados morfológicos dos solos das duas topossequências permite salientar nítidas diferenças entre pedons situados em sub-paisagens similares (pediplanos baixos ligeiramente dissecados) nos aspectos relativos à classe textural, estrutura e consistência.

Uma característica comum aos solos da topossequência 1 é a presença de concreções ferruginosas no horizonte B2lt do T1P1 e T1P2 e nos horizontes A1, A3/B1 e B2lt do pedon T1P3.

Em extensa revisão sobre laterita SIVARAJASINGHAM et alii (1962) citam diversos trabalhos que estabelecem a relação entre os elevados remanescentes de antigas superfícies de erosão capeados por crosta de laterita com os seus detritos distribuídos em solos e ou sedimentos de superfícies de erosão mais recentes. Essas relações parecem ocorrer entre as superfícies Terciárias com crostas ferruginosas, resultantes do aplainamento terciário (PENTEADO e RANZANI, 1973) , encontradas na Serra da Onça e os solos (T1P1; T1P2 e T1P3) localizados em superfícies mais recentes.

Para os solos da topossequência 2, vale do rio São Francisco, a diversificação textural dos solos é evidente, refletindo os extensivos processos aluvionais-coluvionais que ocorreram na área (KING, 1956; PENTEADO e RANZANI, 1973).

- Propriedades físicas

Os dados analíticos referentes à composição granulométrica da fração menor que 2 mm dos pedons estudados são apresentados na Tabela 3. Nele encontram-se, também os teores de areia total livre de argila, argila dispersa em água e razões areia muito fina/areia fina e silte/argila.

Os histogramas (Figura 8) mostram os valores médios de cada sub-fração nos diversos solos. Dado as acentuadas variações entre os horizontes superiores (A1 e A3/B1) e os inferiores (B2lt e B22t) do pedon T1P3 plotou-se esses valores em gráficos distintos. A análise dessa Figura mostra a dominância da sub-fração areia fina em todos os solos, porém a areia média e muito fina se encontram bem representadas sobretudo no T1P2 e horizontes superiores A1 e A3/B1 do pedon T1P3.

Todos os solos da topossequência 1 apresentam tendências similares de distribuição dos teores de fração areia os quais incrementam a partir do horizonte superficial e sofrem um decréscimo em profundidade. Todavia as quantidades absolutas va

Tabela 3 - Distribuição do tamanho de partículas (%) na fração menor que 2 mm e razões entre frações, para os pedons estudados.

Horizonte		Areia (%)				Silte (%)		Argila (%)		AMF*/AF*		Silte/Argila	
Sím-bolo	Profundidade (cm)	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	AT*	Total	Disp. H ₂ O	AF*	Argila	Argila
T1P1													
A1	0-19	0,6	2,0	4,2	8,1	3,5	18,4	24,4	57,1	24,5	17,9	0,43	2,3
B21t	19-42	0,2	2,3	5,8	9,9	3,5	4,7	33,6	42,9	35,4	27,9	0,35	1,2
B22t	42-70	0,5	1,5	3,1	5,3	1,6	12,0	30,2	27,8	60,2	3,8	0,31	0,46
B23t	70-130	0,7	1,6	2,2	4,3	2,2	11,0	27,7	28,6	60,4	1,3	0,51	0,47
T1P2													
A1	0-30	0,4	2,7	9,8	20,0	8,5	41,4	56,9	31,4	27,2	13,1	0,43	1,15
B21t	30-45	0,9	0,2	6,8	16,5	10,8	35,2	67,4	17,0	47,8	26,1	0,66	0,36
B22t	45-96	0,5	1,7	7,1	19,0	7,4	35,7	66,6	17,9	46,4	2,5	0,39	0,39
B23t	96-150	0,9	2,0	6,5	16,1	3,1	28,6	60,6	18,6	52,8	1,7	0,19	0,35
T1P3													
A1	0-21	2,3	3,7	9,7	19,6	6,9	42,2	57,7	30,9	26,9	17,3	0,34	1,15
A3/B1	21-36	1,7	3,0	8,4	17,1	5,6	35,8	56,4	27,7	36,5	23,3	0,33	0,76
B21t	36-102	0,4	1,3	2,7	6,9	3,0	14,3	48,0	15,5	70,2	1,5	0,43	0,22
B22t	102-160	0,7	1,0	0,2	6,2	1,4	9,5	31,4	20,8	69,7	1,0	0,24	0,30
T2P1													
A1	0-10	-	2,1	17,2	41,8	10,8	71,9	84,6	13,1	15,0	6,3	0,26	0,87
A3	10-21	0,1	2,4	16,8	37,6	13,6	70,5	85,8	11,7	17,8	6,1	0,36	0,66
B21	21-45	0,1	2,2	15,8	36,8	13,7	68,7	86,2	11,1	20,3	8,2	0,37	0,55
B22	45-80	-	1,7	13,6	37,0	13,2	65,5	83,2	13,2	21,3	1,8	0,36	0,62
B23	80-160	-	1,3	10,9	33,1	13,0	58,3	78,6	15,9	25,8	0,9	0,39	0,62

Continua

Tabela 3 - Continuação

Horizonte		Areia (%)				Silte (%)			AMF*/ Silte/ Argila	
Sím- bolo	Profundidade (cm)	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	AT*	Total	Disp. H ₂ O
T2P2										
A1	0- 29	0,7	4,1	20,5	37,8	11,1	74,2	85,1	12,8	7,6
B21	29- 64	0,4	4,2	19,9	36,5	11,6	72,6	86,4	16,0	8,8
B22	64- 88	0,8	0,4	16,5	30,6	4,7	53,0	66,1	19,8	13,1
B23	88-150	0,6	4,4	18,0	32,8	13,3	69,1	86,2	19,8	3,9
T2P3										
A1	0- 25	0,1	0,3	3,1	27,5	20,7	51,7	61,7	16,2	14,6
IIA	25- 53	0,1	0,3	2,0	16,8	14,2	33,4	50,1	33,3	21,8
IIB	53-120	0,1	0,2	1,9	36,6	21,2	59,8	70,8	15,5	13,6

* fração livre de argila.

AMG	-	2	-	1	mm
AG	-	1	-	0,5	mm
AM	-	0,5	-	0,25	mm
AF	-	0,25	-	0,10	mm
AMF	-	0,10	-	0,05	mm
AT	-	2	-	0,05	mm

riam entre 9,5 e 42,2 % nos diversos solos. Estes valores extremos são encontrados em um mesmo solo (T1P3), o qual mostra as maiores variações entre horizontes (A1-B22t) mesmo para os conteúdos de areia total livre de argila.

Os teores de silte são elevados nos horizontes superiores, sofrendo um decréscimo acentuado em profundidade, o contrário ocorrendo com a fração argila que apresenta um pronunciado incremento nos horizontes subjacentes. Este fato conduz a ocorrência de gradientes texturais de 2,1; 1,8 e 2,2 respectivamente para o T1P1, T1P2 e T1P3. Esses gradientes texturais parecem ser o resultado de um processo de iluviação da fração argila. Condições favoráveis à ocorrência desse fenômeno (SOIL SURVEY STAFF, 1975) existem, haja visto o elevado teor de argila dispersa em água nos horizontes superficiais dos solos da topossequência (45-80 % da argila total) e a existência de um período de excedente hídrico conforme se depreende da análise dos dados climáticos e balanço hídrico contidos na Figura 2.

Por outro lado, os dados morfológicos (Apêndice 1) e a observação de secções delgadas (Apêndice 2) confirmam a existência de horizontes argílicos com cerosidade variando de fraca a forte conforme o horizonte e o pedon considerado e de cutans iluviais nos horizontes B dos diferentes solos da topossequência. Estes fatos suportam a importância do processo de lessivagem na formação desses solos, mas não garantem o seu desenvolvimento a partir de um material de origem uniforme.

Segundo JENNY (1941) existe uma direção natural de distribuição das características do solo, com padrões tendo uma orientação vertical predominante de forma que podem ser caracterizados como funções de profundidade. Assim um sistema solo pode ser definido pela totalidade de suas funções de profundidade para diferentes propriedades.

Destas, as que proporcionam as mais significantes funções de profundidade para CHURCHWARD (1961) incluem a matéria orgânica, os cloretos e sais de solubilidade comparável, conteúdos de ferro e alumínio, argila e carbonatos, fábrica e consistência.

O conteúdo e razões das frações tem sido usado como indicador de índices de uniformidade (HASEMAN e MARSHALL, 1945; ARNOLD, 1976). Em alguns solos uma fração areia é assumida ser um estável indicador de uniformidade para o sistema solo do qual é obtido. Para os solos nos quais se acredita ser a argila um componente móvel, o indicador selecionado é calculado livre de argila para eliminar algum efeito pedogênico decorrente de sua translocação e, posteriormente, expresso em peso por unidade de volume.

Para os solos estudados foram determinadas as funções de profundidade para a fração areia (0,05-0,25 mm) e densidade aparente dos solos da topossequência 1 que são mos-

trados nas Figuras 9 e 10. Através delas verifica-se uma tendência bimodal, para ambas as funções, no pedon T1P2. Este fato tem sido interpretado (WANG e ARNOLD, 1973; ARNOLD, 1976) como indicativo de descontinuidade litológica, desde que suportado por outras linhas de evidência.

BREWER (1964) sugere que, se o material não é uniforme, desvios acentuados da tendência nas curvas de distribuição são observados a profundidades que, comumente, corresponde com mudanças de materiais. Assim mudanças nas tendências ocorrem às profundidades de 45 e 150 cm. Variações menores, para essas propriedades, ocorrem no T1P1 e T1P3.

No que se refere aos conteúdos de areia total e razões areia muito fina/areia fina (Tabela 3) os padrões de distribuição são assistemáticos, sugerindo desuniformidades mais ou menos acentuadas entre camadas para todos os pedons.

A razão silte/argila, elevada nos horizontes de superfície, mostram declínio abrupto em profundidade. VAN WAMBEKE (1962) refere-se a uma estreita relação entre geomorfologia e silte, cujo conteúdo geralmente incrementa com a profundidade em perfis homogêneos. A razão silte/argila, sugerida pelo referido autor, proporciona um índice para distinguir entre velhos e mais recentes materiais de origem dos solo. Todavia, dado aos conteúdos de carbono orgânico superiores a 1% nos

horizontes superiores dos solos da topossequência 1 (Tabela 6) é desaconselhável sua utilização para propósitos de interpretação (VAN WAMBEKE, 1962).

Os histogramas da Figura 8 mostram a distribuição dos teores médios da sub-fração areia nos solos da topossequência 2. Constata-se nesta, também, a predominância da areia fina, ocorrendo teores consideráveis de areia média e muito fina.

Os dados da Tabela 3 revelam que os teores de areia total e silte ora incrementam ora decrescem em profundidade. Ainda que corrigidas, para eliminar os efeitos de translocação de argila (ARNOLD, 1976), a areia total apresenta tendência semelhante. Plotada em gráfico (Figura 9) a fração índice (0,05-0,25 mm) evidencia maior variação para o solo T2P3, o que se mostra concordante com a sua natureza aluvionar.

A nítida diferença observada no 3º horizonte do T2P2, conforme sugerem os dados de areia total e silte, torna-se quase imperceptível se utilizada a fração índice (Figura 9) expressa em peso por unidade de volume, conforme sugerido por ARNOLD (1976).

O inverso ocorre quando se leva ao gráfico os valores de densidade aparente (Figura 10) que apresentam tendência bimo

dais, mais acentuadas para o T2P2, e evidenciam desvios (T2P1 e T2P2) em relação ao padrão normal de distribuição dessa função de profundidade.

A fração argila (Tabela 3) sofre incrementos graduais em profundidades nos latossolos (T2P1 e T2P2), originando gradientes texturais em torno de 1,4 compatíveis com os horizontes B latossólicos desses solos. Nestes os teores de argila dispersa em água variam entre 0,9 (horizonte B23 T2P1) e 13,1 (B22 do pedon T2P2) o que corresponde a 3,5 e 66 % da argila total. Os dados da Tabela 4 parecem indicar que esses teores elevados estão associados ao maior conteúdo de matéria orgânica e maiores valores de ΔpH , aquela através do incremento de carga negativa e abaixamento do ponto zero de carga (PZC). De forma semelhante VAN RAIJ (1971) explicou as variações em cargas elétricas e PZC entre horizontes de um perfil de solo.

UEHARA e KENG (1975) observaram que os conteúdos de argila dispersa em água tornam-se mínimas quando o valor absoluto da diferença entre o pH em KCl e o pH em água se aproxima de zero.

A despeito do decréscimo do teor de matéria orgânica, ocorre um aumento do conteúdo de argila dispersa em água no horizonte B22 do solo T2P2 o que parece estar relacionado ao incremento do teor de argila (Tabelas 3 e 4) e de mine

Tabela 4 - Conteúdos de argila total, argila dispersa em água, ΔpH e matéria orgânica nos pedons das topossequências estudadas.

Horizontes	Profundida de (cm)	pH (1:1)		ΔpH	Argila (%)		M.O. (%)
		KCl	H ₂ O		Dispersa H ₂ O	Total	
T1P1							
A1	0- 19	5,3	5,9	-0,6	17,9	24,5	7,5
B21t	19- 42	5,0	5,8	-0,8	27,9	35,4	2,0
B22t	42- 70	5,1	6,0	-0,9	3,8	60,2	1,4
B23t	70-130	5,2	6,0	-0,8	1,3	60,4	0,8
T1P2							
A1	0- 30	5,8	6,4	-0,6	13,1	27,2	7,3
B21t	30- 45	5,4	6,3	-0,9	21,6	47,8	1,2
B22t	45- 96	5,3	6,2	-0,9	2,5	46,4	0,8
B23t	96-150	4,8	5,5	-0,7	1,7	52,8	0,8
T1P3							
A1	0- 21	4,0	4,9	-0,9	17,3	26,9	3,9
A3/B1	21- 36	3,7	4,6	-0,9	23,3	36,5	1,9
B21t	36-102	3,7	4,6	-0,9	1,5	70,2	0,8
B22t	102-160	3,6	4,4	-0,8	1,0	69,7	1,0
T2P1							
A1	0- 10	3,9	4,8	-0,9	6,3	15,0	1,2
A3	10- 21	3,9	4,6	-0,7	6,1	17,8	1,4
B21	21- 45	3,8	4,4	-0,6	8,2	20,3	1,2
B22	45- 80	3,9	4,4	-0,5	1,8	21,3	1,2
B23	80-160	3,8	4,4	-0,6	0,9	25,8	0,7

Continua

Tabela 4 - Continuação.

Horizontes	Profundidade (cm)	pH (1:1)		Δ pH	Argila (%)		M.O. (%)
		KCl	H ₂ O		Dispersa H ₂ O	Total	
T2P2							
A1	0- 29	3,7	4,3	-0,6	7,6	12,8	2,2
B21	29- 64	3,9	4,5	-0,6	8,8	16,0	1,2
B22	64- 88	3,7	4,3	-0,6	13,1	19,8	1,0
B3	88-150	3,8	4,3	-0,5	3,9	19,8	0,7
T2P3							
A1	0- 25	5,7	6,4	-0,7	14,6	16,2	2,4
IIA1	25- 53	5,1	5,9	-0,8	21,8	33,3	1,5
IIB	53-120	5,3	6,2	-0,9	13,6	15,5	0,6

 Δ pH = pH KCl - pH H₂O.

rais de grade 2:1 (mica) conforme se observa no difratograma da Figura 18. Entretanto as maiores quantidades de argila dispersa são observadas no pedon T2P3 as quais perfazem 65 (IIA) a 90 % (AI) da argila total.

Comparando-se os solos da topossequência 1 constata-se que as diferenças mais acentuadas entre os horizontes dos solos residem na fração silte e argila, o que normalmente ocorre entre os horizontes A e B. O conteúdo de areia total e razões areia muito fina/areia fina sugerem variações, quase por camadas individualizadas, exceção feita aos horizontes B21 e B22 do T1P1 e A1 e A3/B1 do T1P3.

Nos solos da topossequência 2, desenvolvidos em paisagem de mesma idade relativa (pediplanos baixos ligeiramente dissecados), as variações nos teores das frações granulométricas são menores, mas acentuadamente diferentes das quantidades existentes nos solos da topossequência 1.

Os materiais apresentam-se mais arenosos e as diferenças entre horizontes (razão areia muito fina/areia fina, silte/argila) aumentam para os solos localizados em cotas menos elevadas (T2P2), para uma mesma unidade de paisagem.

Acentuam-se, mais ainda, com a mudança para a sub-paisagem terraços altos, na qual se evidencia com bastante

nitidez a natureza estratificada do material do solo (T2P3). Os teores de silte são mais elevados, fato já assinalado por MOREIRA (1979) e PESSOTTI (1980) que observaram a natureza mais siltosa dos solos à medida que se localizavam mais próximos do rio São Francisco.

Dados de outras propriedades físicas como densidade aparente e real, porosidade total, retenção de água a 1/3 e 15 atmosferas e relações derivadas (15 atm/argila e 15 atm / 1/3 atm) são apresentados nas Tabelas 5 e 6. Encontram-se também os valores de água disponível e de altura de água armazenada em mm (h) nos diversos solos. Há evidências de baixos valores de porosidade nos solos de ambas as topossequências, geralmente próximos ou aquém do limite inferior do intervalo (40-60 %) mais comumente encontrado nos solos.

De um modo geral, nos horizontes com teores mais elevados de argila dispersa em água encontram-se os menores valores de porosidade total, à exceção do horizonte B21 do T1P1. As elevadas quantidades de argila natural são aliadas a baixos graus de floculação e consequentemente a uma menor estruturação nesses horizontes.

Teores elevados de silte parecem exercer influência no sentido de diminuir os valores de porosidade, a julgar

Tabela 5 - Densidade aparente (Dap) e real (Dr), porosidade (VTP), argila total, dispersa e grau de flocculação nos pedons estudados.

Horizonte	Profundidade (cm)	Densidade (g/cm ³)		VTP (%)	Argila (%)		Grau de flo- culação (%)
		Dap	Dr		Total	Dispersa H ₂ O	
Pedon T1P1							
A1	0- 19	1,5	2,2	32	24,5	17,9	27
B21t	19- 42	1,5	2,6	42	35,4	27,9	21
B22t	42- 70	1,6	2,6	39	60,2	3,8	94
B23t	70-130	1,6	2,6	39	60,4	1,3	98
Pedon T1P2							
A1	0- 30	1,3	2,4	45	27,2	13,1	52
B21t	30- 45	1,7	2,5	32	47,8	26,1	45
B22t	45- 96	1,4	2,6	46	46,4	2,5	94
B23t	96-150	1,5	2,6	42	52,8	1,7	97
Pedon T1P3							
A1	0- 21	1,6	2,5	36	26,9	17,3	36
A3/B1	21- 36	1,7	2,5	32	36,5	23,3	36
B21t	36-102	1,6	2,5	36	70,2	1,5	98
B22t	102-160	1,5	2,5	40	69,7	1,0	98
Pedon T2P1							
A1	0- 10	1,7	2,5	34	15,0	6,3	58
A3	10- 21	1,8	2,4	27	17,8	6,1	66
B21	21- 45	1,7	2,4	32	20,3	8,2	60
B22	45- 80	1,5	2,5	39	21,3	1,8	92
B23	80-160	1,5	2,6	42	25,8	0,9	96

Continua

Tabela 5 - Continuação.

Horizonte	Profundidade (cm)	Densidade (g/cm ³)		VTP (%)	Argila (%)		Grau de floccu- lação (%)
		Dap	Dr		Total	Dispersa H ₂ O	
Pedon T2P2							
A1	0- 29	1,5	2,4	36	12,8	7,6	41
B21	29- 64	1,4	2,5	45	16,0	8,8	45
B22	64- 88	1,7	2,6	34	19,8	13,1	34
B23	88-150	1,6	2,6	48	19,8	3,9	80
Pedon T2P3							
A1	0- 25	1,6	2,4	34	16,2	14,6	10
IIA1	25- 53	1,7	2,6	34	33,3	21,8	35
IIB	53-120	1,8	2,6	32	15,5	13,6	12

Tabela 6 - Retenção de água a 1/3 e 15 atm e características relacionadas (VTP %, argila % e C %), água disponível (AD), altura de água (h) e relações 15 atm/arg.e 15 atm/1/3 atm.

Horizonte	Profundidade (cm)	Retenção água		AD %	VTP %	Argila %	C %	15 atm/		h (mm)
		1/3 atm	15 atm					arg.	1/3 atm	
T1P1										
A1	0- 19	18	16	2	34	24,5	4,4	0,65	0,88	51,3
B21t	19- 42	17	13	4	41	35,4	1,2	0,37	0,76	58,7
B22t	42- 70	20	19	1	39	60,2	0,8	0,32	0,95	89,6
B23t	70-130	21	20	1	37	60,4	0,5	0,33	0,95	201,6
T1P2										
A1	0- 30	20	12	8	44	27,2	4,3	0,44	0,6	78,0
B21t	30- 45	20	14	6	30	47,8	1,2	0,29	0,7	51,0
B22t	45- 96	21	12	9	44	46,4	0,8	0,26	0,57	150,0
B23t	96-150	28	13	15	43	52,8	0,8	0,25	0,46	226,8
T1P3										
A1	0- 21	12	11	1	35	26,9	2,3	0,41	0,92	40,3
B3/B1	21- 36	14	13	1	30	36,5	1,1	0,36	0,93	35,7
B21t	36-102	21	20	1	37	70,2	0,5	0,28	0,95	221,8
B22t	102-160	22	20	2	40	69,7	0,6	0,29	0,91	204,2
T2P1										
A1	0- 10	11	5	6	34	15,0	1,2	0,33	0,45	18,7
A3	10- 21	11	6	5	27	17,8	1,4	0,34	0,55	21,8
B21	21- 45	12	7	5	32	20,3	0,7	0,34	0,58	49,0
B22	45- 80	12	6	6	39	21,3	0,7	0,28	0,50	63,0
B23	80-160	12	8	4	42	25,8	0,4	0,31	0,67	144,0

Continua

Tabela 6 - Continuação.

Horizontes	Profundidade (cm)	Retenção água		AD %	VTP %	Argila %	C %	15 atm/ arg	15 atm		h (mm)
		1/3 atm	15 atm						1/3atm		
T2P2											
A1	0- 29	7	4	3	36	12,8	1,3	0,31	0,57	30,5	
B1	29- 64	9	5	4	45	16,0	0,7	0,31	0,55	44,1	
B22	64- 88	11	6	5	34	19,8	0,6	0,30	0,55	44,9	
B23	88-150	10	6	4	38	19,8	0,4	0,30	0,60	99,2	
T2P3											
A1	0- 25	15	7	8	34	16,2	2,4	0,43	0,47	60,0	
IIA1	25- 53	18	8	10	34	33,3	1,5	0,24	0,40	85,7	
IIB	53-120	10	5	5	32	15,5	0,6	0,32	0,50	120,6	

pelos menores valores em solos (T2P3) ou horizonte (A1, do T1P1; A3/B1 do pedon T1P3) com maiores conteúdos dessa fração.

Através da Tabela 6 observa-se que as porcentagens de água retida a 1/3 e 15 atm, incrementam com a profundidade para os solos das duas topossequências. Entretanto os valores absolutos são mais elevados para os solos da topossequência 1, dado aos maiores conteúdos de argila e matéria orgânica destes solos. A razão 15 atm/argila mostra valores quase uniformes em profundidade a despeito do grande incremento do teor de argila nos solos com B textural (T1P1, T1P2 e T1P3). Os valores mais elevados à superfície destes solos ocorrem em função dos maiores conteúdos de matéria orgânica.

A razão 15 atm:1/3 atm mostra-se elevada sobretudo para os pedons T1P1 e T1P3 nos quais oscila entre 0,76 e 0,95, significando que grande parte da água retida corresponde à retenção à elevadas tensões.

Na topossequência 2 os valores dessa razão nos solos variam em torno de 0,53, apresentando, portanto, uma distribuição mais equitativa da água retida nas duas tensões.

Estes fatos parecem estar relacionados ao elevado conteúdo de argila nos solos da topossequência 1 (Tabela 3)

e à natureza do método de determinação dessas constantes de umidade que utiliza amostras deformadas, favorecendo a ocorrência de valores bastante próximos para a capacidade de campo ($1/3$ atm) e ponto de murchamento permanente (15 atm). Acredita-se que a determinação desses parâmetros em condições mais naturais, sobretudo para a capacidade de campo, alterem esses dados conforme observado por MARCOS (1971) e FREIRE (1979).

Por outro lado, os dados morfológicos dos solos da topossequência 1 (Apêndice 1) sugerem a existência de estruturação o que aliado aos elevados conteúdos de argila e matéria orgânica (Tabela 3 e 4) constituem-se em fatores que influenciam a retenção de umidade especialmente à tensão de $1/3$ de atmosfera conforme assinalado por DEMATTE (1975).

Em consequência dos valores muito próximos de água retida nas duas tensões, os teores de água disponível mostram-se extremamente baixos para os pedons T1P1 e T1P3 enquanto valores intermediários ocorrem para os solos mais arenosos (T2P1 e T2P3). Os valores de altura de água armazenada (h) com o solo na capacidade de campo, considerado como o teor retido à $1/3$ de atm, são mostrados na Tabela 6. Estes possibilitam constatar uma capacidade média de armazenamento de 496,6 mm para os pedons da topossequência 1 e de 260,4 mm nos solos da topossequência 2.

Confrontados com os dados do balanço hídrico (Figura 2) haveria água excedente apenas para os solos da topossequência 2 cuja capacidade de armazenamento é inferior ao excedente hídrico do balanço. Todavia, para uma melhor análise da interação solo-clima e reflexos na pedogênese outros parâmetros do solo como infiltração, condutividade hidráulica, posição topográfica e do clima como intensidade de precipitação necessitariam ser considerados.

- Propriedades químicas

As propriedades químicas determinadas nos solos das topossequências estudadas encontram-se nas Tabelas 7 e 8.

Considerando-se os solos da topossequência 1 os dados de pH, conteúdo de carbono, capacidade de troca catiônica revelam uma maior similaridade para os pedons T1P1 e T1P2 e resultados bastante diferentes para o T1P3. Conforme descrição morfológica, este se desenvolve a partir de materiais de origem que são produtos de decomposição de ardósias enquanto aqueles se formaram respectivamente a partir de sedimentos argilosos com contribuição de calcários e como produtos da decomposição de calcários. A função de profundidade para o pH apresenta tendência simples de incremento em profundidade (T1P1) e de acréscimo à superfície nos pedons T1P2 e T1P3. A diferença entre o pH medido em KCl e o pH em água (ΔpH) é negativa para todos os solos, indicando a predominância de cargas negativas sobre as positivas.

Tabela 7 - Valores de pH, ΔpH, soma de bases (S), capacidade de troca catiônica (CTC), cation exchange capacity (CEC) e argila nos pedons estudados.

Horizonte		pH (1:1)		ΔpH	S		CTC	C		Argila	Arg./CTC
Símbolo	Profundidade (cm)	KCl	H ₂ O		e.mg/100 g			%			
TLP1											
A1	0- 19	5,3	5,9	-0,6	11,9	12,18	4,4	24,5	2,01		
B21t	19- 42	5,0	5,8	-0,8	7,6	7,92	1,2	35,4	4,47		
B22t	42- 70	5,1	6,0	-0,9	8,7	9,14	0,8	60,2	6,59		
B23t	70-130	5,3	6,0	-0,8	8,6	9,09	0,5	60,4	6,64		
TLP2											
A1	0- 30	5,8	6,4	-0,6	10,3	10,50	4,3	27,2	2,59		
B21t	30- 45	5,4	6,3	-0,9	7,2	7,62	1,2	47,8	6,27		
B22t	45- 96	5,3	6,2	-0,9	4,2	4,38	0,8	46,4	10,59		
B23t	96-150	4,8	5,5	-0,7	4,6	4,90	0,8	52,8	10,77		
TLP3											
A1	0- 21	4,0	4,9	-0,9	3,1	3,80	2,3	26,9	7,08		
AA3/B1	21- 36	3,7	4,6	-0,9	1,7	3,25	1,1	36,5	11,23		
B21t	36-102	3,7	4,6	-0,9	1,8	4,38	0,5	70,2	16,02		
B22t	102-160	3,6	4,4	-0,8	2,1	4,64	0,6	69,7	15,02		
T2P1											
A1	0- 10	3,9	4,8	-0,9	1,4	2,37	1,2	15,0	6,66		
B3	10- 21	3,9	4,6	-0,7	1,4	2,45	1,4	17,8	7,20		
B21	21- 45	3,8	4,4	-0,6	0,6	2,15	0,7	20,3	9,44		
B22	45- 80	3,9	4,4	-0,5	0,5	1,96	0,7	21,3	10,86		
B23	80-160	3,8	4,4	-0,6	0,4	2,09	0,4	25,8	12,34		

Continua

Tabela 7 - Continuação.

Horizonte		pH (1:1)		ΔpH	S		CTC		C		Argila		Arg./CTC
Símbolo	Profundidade (cm)	KCl	H ₂ O		e.mg/100 g		%		%				
T1P2													
A1	0- 29	3,7	4,3	-0,6	1,3	3,18	1,3	12,8	4,03				
B21	29- 64	3,9	4,5	-0,6	1,6	2,34	0,7	16,0	6,84				
B22	64- 88	3,7	4,3	-0,6	1,1	2,23	0,6	19,8	8,88				
B3	88-150	3,8	4,3	-0,5	0,7	1,78	0,4	19,8	11,12				
T2P3													
A1	0- 25	5,7	6,4	-0,7	8,3	8,52	2,4	16,2	1,90				
IIA	25- 53	5,1	5,9	-0,8	7,5	7,75	1,5	33,3	4,30				
IIB	53-120	5,3	5,3	-0,9	4,8	4,99	0,6	15,5	3,11				

Tabela 8 - Cátions trocáveis (Ca^{++} , Mg^{++} , K^{+} , Na^{+} , H^{+} , Al^{+++}), soma de bases (S), acidez (CaOAc), capacidade de troca catiônica (CTC) e índices de saturação de bases (V) e alumínio (VAL).

Símbolo	Profundidade (cm)	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	Al^{+++}	S	Acidez (CaOAc)	CTC	V	VAL
lo		e.mg/100 g										
		g										
		%										
		TlP1										
Al	0-19	9,43	1,89	0,51	0,09	0,18	0,08	11,9	3,8	12,18	98	-
B21t	19-42	6,07	1,11	0,40	0,07	0,17	0,10	7,6	2,5	7,92	97	1
B22t	42-70	6,65	1,55	0,42	0,07	0,37	0,08	8,7	2,6	9,14	95	1
B23t	70-130	5,84	2,38	0,37	0,06	0,34	0,10	8,6	2,6	9,09	95	1
		TlP2										
Al	0-30	7,32	2,50	0,35	0,11	0,12	0,10	10,3	2,6	10,50	98	1
B21t	30-45	4,57	2,40	0,19	0,07	0,29	0,10	7,2	2,4	7,62	95	1
B22t	45-96	2,06	1,82	0,21	0,07	0,10	0,12	4,2	2,1	4,38	95	3
B23t	96-150	2,81	1,58	0,19	0,05	0,23	0,04	4,6	2,7	4,90	94	1
		TlP3										
Al	0-21	1,66	1,13	0,30	0,03	0,28	1,40	3,1	5,0	3,80	82	11
A3/B1	21-36	0,63	0,89	0,18	0,02	0,51	1,02	1,7	4,9	3,25	53	37
B21t	36-102	0,35	1,14	0,28	0,03	0,61	2,00	1,8	5,4	4,38	40	53
B22t	102-160	0,35	1,47	0,22	0,05	0,45	2,10	2,1	5,5	4,64	45	50

Continua

Tabela 8 - Continuação.

Símbolo	Profundidade	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ⁺⁺⁺	S	Acidez (CaOAc)	CTC	V	VAL
lo	(cm)	e.mg/100 g										%
T2P1												
A1	0-10	0,83	0,48	0,09	0,03	0,42	0,52	1,4	3,9	2,37	60	27
A3	10-21	0,70	0,58	0,09	0,03	0,37	0,68	1,4	4,4	2,45	57	33
B21	21-45	0,30	0,27	0,04	0,03	0,51	1,00	0,6	4,0	2,15	30	61
B22	45-80	0,18	0,22	0,03	0,03	0,44	1,06	0,5	3,0	1,96	23	70
B23	80-160	0,16	0,17	0,03	0,02	0,16	1,55	0,4	2,6	2,09	18	75
T2P2												
A1	0-29	0,63	0,52	0,17	0,03	0,41	0,42	1,3	3,7	3,18	62	24
B21	29-64	0,51	0,77	0,15	0,04	0,29	0,48	1,6	3,2	2,34	67	23
B22	64-88	0,26	0,64	0,21	0,04	0,58	0,50	1,1	3,2	2,23	52	30
B3	88-150	0,21	0,37	0,13	0,03	0,26	0,78	0,7	2,8	1,78	42	51
T2P3												
A1	0-25	6,42	1,08	0,71	0,09	0,18	0,04	8,3	2,3	8,52	97	-
IIA	25-53	6,07	1,09	0,28	0,09	0,16	0,06	7,5	2,6	7,75	97	1
IIB1	53-120	3,74	0,66	0,31	0,08	0,12	0,08	4,8	1,4	4,99	96	2

Nota-se um declínio em profundidade na capacidade de troca catiônica nos pedons T1P1 e T1P2 a despeito do incremento do teor de argila em profundidade. Isto ressaltava a importância da contribuição da matéria orgânica para a CTC, sobretudo dos horizontes superficiais. Tendência inversa ocorre no T1P3 onde se encontra um pequeno aumento de CTC, justificado pelos menores teores de matéria orgânica apresentado pelo pedon, em relação aos demais da topossequência, aliado ao acentuado incremento de argila em profundidade. A Figura 11 ilustra a distribuição dessa propriedade em função de profundidade.

Os cátions bivalentes predominam no complexo de troca, ocupando o Ca + Mg cerca de 90 % da CTC do T1P1 e T1P2. Estes se diferenciam, entretanto no que se refere à relação Ca/Mg, que em torno de 5,0 no primeiro solo cai para 2,0 no T1P2. A literatura indica a presença de calcários magnesianos no embasamento geológico da bacia (PENTEADO e RANZANI, 1973) e a descrição morfológica assinala a contribuição de calcários no material de origem do pedon T1P1, o que pode ter influenciado nessa relação. Se consideradas todas as bases o índice de saturação do complexo de troca atinge, para estes solos, 94 a 98 % da CTC, com um intervalo de 1 a 3 % para o índice de saturação de alumínio, evidenciando o caráter eutrófico desses solos.

No solo T1P3 os dados refletem uma maior intensidade de intemperismo através de valores mais baixos de capacidade

Fig. 11- Função de profundidade para CTC, Carbono e argila nos pedos da topossequência I.

de de troca catiônica, menor saturação em bases, cujo índice atinge 40 % (horizonte B2lt). Isto favorece a ocupação dos sítios de troca pelo alumínio, apresentando o horizonte B um caráter álico.

A função de profundidade para o carbono orgânico apresenta tendência simples de decréscimo em profundidade (Figura 11). Ainda que expressos em peso por unidade de volume (Tabela 9), conforme sugerido para testar a uniformidade de solos (WANG e ARNOLD, 1973; ARNOLD, 1968 e 1976), os dados mantêm essa tendência. Acredita-se que o efeito da reciclagem pela vegetação (BUOL et alii, 1973), a ligação de humus com cálcio presente como cátion trocável ou complexado, e a presença de argilas 2:1 formadas em ambientes ricos em cálcio e magnésio, que agem como catalizadores da polimerização de ácidos húmicos resistentes à biodegradação (DUCHAUFOR, 1976), sejam os responsáveis pelos elevados teores à superfície do T1P1 e T1P2.

Também os valores para bases, apresentados na forma de peso/unidade de volume, mostram tendências ao decréscimo - -acrêscimo nos solos T1P1 (B2lt-B22t) e T1P2 (B22t-B23t) que em ambos os casos, correspondem a aumentos do teor de argila em relação ao horizonte suprajacente (Tabela 9).

Tabela 9 - Peso por unidade de volume (mg/cm^3) de alguns constituintes móveis.

Horizonte	Profundidade (cm)	C	Bases	Argila total	Ferro livre (Fed)	Fed/argila 10^3	Alumínio livre (Ald)	Ald/argila 10^3
TLP1								
A1	0- 19	66,0	3,51	367,5	26,4	71,8	10,2	27,8
B21t	19- 42	18,0	2,25	531,0	29,1	54,8	13,5	25,4
B22t	42- 70	12,8	2,71	963,2	34,2	35,5	20,8	21,6
B23T	70-130	8,0	2,58	966,4	33,9	35,1	20,5	21,2
TLP2								
A1	0- 30	55,9	2,50	353,6	22,8	64,5	7,8	22,1
B21t	30- 45	20,4	2,20	812,6	38,8	47,7	16,5	20,3
B22t	45- 96	11,2	1,02	649,6	30,5	47,0	12,2	18,8
B23t	96-150	12,0	1,25	792,0	35,4	44,7	16,8	21,2
TLP3								
A1	0- 21	36,8	0,95	430,4	27,8	64,6	7,8	18,1
A3/B1	21- 36	17,6	0,59	620,5	32,8	52,9	16,5	22,7
B21t	36-102	8,0	0,51	1123,2	36,5	32,5	12,2	13,4
B22t	102-160	9,0	0,52	1045,5	34,2	32,7	16,8	13,7

Continua

Tabela 9. - Continuação

Horizonte	Profundidade (cm)	C	Bases	Argila total	Ferro livre (Fed)	Fed/argila 10 ³	Alumínio livre (Ald)	Ald/argila 10 ³
T2P1								
A1	0- 10	20,4	0,51	255,0	19,0	74,5	6,6	25,9
A3	10- 21	25,2	0,45	320,4	22,0	68,7	7,6	23,7
B21	21- 45	11,9	0,34	345,1	22,3	64,6	7,1	20,6
B22	45- 80	10,5	0,12	319,5	19,4	60,8	6,6	20,7
B23	80-160	6,0	0,11	387,0	21,5	55,6	5,9	15,2
T2P2								
A1	0- 29	19,5	0,41	192,0	9,30	48,4	5,0	26,0
B21	29- 64	9,8	0,36	224,0	10,22	45,5	5,2	23,2
B22	64- 88	10,2	0,38	336,6	14,28	42,5	7,3	21,7
B3	88-150	6,4	0,23	316,8	13,12	41,4	7,7	24,3
T2P3								
A1	0- 25	38,4	2,53	259,2	8,16	31,6	3,2	12,3
IIA	25- 53	25,5	2,35	566,1	11,22	19,8	4,4	7,8
IIB	53-120	10,8	0,75	279,0	7,38	26,5	3,1	11,1

A análise das propriedades químicas dos solos desta topossequência mostram: (a) um menor estágio de intemperismo para o solo (T1P1) localizado na paisagem mais antiga (pediplanos altos ligeiramente dissecados); (b) diferenças pouco acentuadas entre pedons situados em paisagens distintas (T1P1 e T1P2) mas de material de origem similar; (c) diferenças acentuadas entre solos (T1P2 e T1P3) inseridos em paisagens de similar idade relativa (pediplanos baixos ligeiramente dissecados).

SANS et alii (1979), estudando uma catena de solos desenvolvidos sobre sedimentos argilosos com contribuição de calcário encontrou distribuição semelhante: solos menos evoluídos nas superfícies mais antigas e os mais desenvolvidos em superfícies pedimentares mais recentes.

Na topossequência 2 observa-se uma clara distinção entre os solos da paisagem mais antiga (T2P1 e T2P2) e o pedon T2P3 situado na paisagem mais recente (terraços altos). Neste, os valores de pH, capacidade de troca catiônica, índice de saturação de bases (Tabelas 7 e 8) sugerem uma menor evolução o que está de acordo a sua posição na paisagem, de menor idade relativa que os pediplanos baixos ligeiramente dissecados onde se localizam o T2P1 e T2P2.

A capacidade de troca catiônica decresce em profundidade mesmo no horizonte de maior concentração da fração argila (horizonte IIA). O valor mais elevado de capacidade de troca catiônica à superfície pode ser atribuído ao maior teor de matéria orgânica e à diferenças na mineralogia da fração argila. Os difratogramas da Figura 18, mostram que não existe diferença qualitativa uma vez que a mica e a caulinita se encontram presentes em todos os horizontes do pedon. Todavia, nota-se um decréscimo no teor de mica no horizonte IIA em relação ao horizonte supra (Al) e subjacente (IIB), o que deve contribuir para a diminuição de CTC desse horizonte.

O complexo de troca apresenta-se quase totalmente saturado com bases (96-97 %) das quais o cálcio predomina com um teor médio de 76 %. Os valores de pH são os mais elevados da topossequência e apresenta um declínio acentuado com a profundidade nas diferentes camadas. Esse fato é interpretado como consequência da natureza estratificada do material de origem do pedon.

Os dados de análise química do pedon T2P1 e T2P2 constam das Tabelas 8 e 9 e as funções de profundidade para a capacidade de troca carbono orgânico e argila são mostrados na Figura 12. Estas indicam tendência sim-

Fig. 12 - Função de profundidade para CTC, carbono e argila nos pedons da topossequência 2.

ples com decréscimo em profundidade a qual persiste mesmo após os teores serem recalculados para peso por unidade de volume (Tabela 9). Os baixos valores de pH, capacidade de troca catiônica, soma de bases, bastante similares para esses solos, refletem um avançado estágio evolutivo. A dominância de cargas negativas, inferida pelo sinal negativo do ΔpH , sugere seu predomínio sobre as cargas positivas.

Os cátions retidos pelo complexo de troca apresentam, de um modo genérico, valores similares para ambos os pedons. Diferenças mais acentuadas são relativas ao conteúdo de K trocável, mais elevados no T2P2 e de alumínio trocável cujos teores incrementam nos horizontes B22 e B23 do T2P1. A observação dos difratogramas da fração argila do pedon T2P2 sugere o relacionamento desses teores de K^+ com a presença de mica, sobretudo no horizonte B22 onde o aumento da intensidade dos picos característicos desse mineral coincidem com a elevação dos conteúdos de K^+ trocável. Com relação ao alumínio trocável verifica-se que eles ocorrem nos horizontes com teores mais elevados de óxidos de alumínio livre e menores valores de pH (horizontes B21, B22 e B23 do T2P1 e B22, B3 do T2P2).

Segundo BIRKELAND (1974) o alumínio é solúvel como Al^{3+} ou íon hidroxí-alumínio abaixo de pH 5 e curvas de

solubilidade do alumínio em função do pH, segundo Black (BIRKELAND, 1974) revelam um acentuado incremento dessa solubilidade em pequeno intervalo de variação do pH (5-4), condições estas existentes nesses horizontes e ou solos.

Assim, ao contrário da topossequência 1, existe uma concordância entre solos e posição na paisagem para a topossequência 2. Nas paisagens mais antigas (pediplanos baixos ligeiramente dissecados) desenvolvem os solos T2P1 e T2P2, bastante similares em relação às propriedades químicas, que refletem um avançado grau evolutivo menos evidenciado no pedon T2P3 localizado na paisagem mais recente (terraços altos).

Comparando-se os dados químicos, relativos a cada topossequência, constata-se uma menor evolução nos solos localizados nas paisagens antigas da topossequência 1 (T1P1 e T1P2) comparável à do solo encontrado na posição mais recente (T2P3) da topossequência 2. Apenas o pedon T1P3 apresenta um estágio evolutivo semelhante ao dos solos T2P1 e T2P2 situados em paisagem de idade relativa similar (pediplanos baixos ligeiramente dissecados).

Extração seletiva de Óxidos de Fe, Al e Mn

Os compostos de ferro e alumínio são um dos principais componentes da fase sólida de solos. O ferro tem um importante papel na cor característica de horizontes do solo e em conjunto com os óxidos de alumínio interferem na formação da estrutura do solo, influenciando em muitas de suas propriedades físico-químicas e comportamento de nutrientes, sobretudo o fósforo.

GOBURNOV et alii (1961) assinalaram a utilidade dos sesquióxidos como um registro da história do desenvolvimento do solo e a tendência dos processos que tem ocorrido. McKEAGUE e DAY (1966) e BLUME e SCHWERTMAN (1969) demonstraram sua aplicabilidade nos estudos de gênese e classificação do solo, uma vez que são grandemente afetados pelos processos de gênese do perfil do solo. Sua distribuição no perfil ajuda na descrição do tipo, direção e extensão dos processos pedogênicos. Nesses estudos seria vantajoso diferenciar os óxidos livre formados como produtos de intemperismo recente daqueles herdados do material de origem. O Fe e Al, extraídos pelo oxalato, dão uma aproximação do grau de acumulação de produtos amorfos de intemperismo recente e a extração pelo ditionito aproxima-se do conteúdo combinado de formas amorfas e cristalinas. Na discussão dos

resultados obtidos eles serão designados respectivamente por Fe_o , Al_o e Mn_o e Fe_d , Al_d , Mn_d à semelhança de diversos autores (BLUME e SCHWERTMAN, 1969; DEMATTÊ, 1975; MOREIRA, 1979).

Os conteúdos de Fe, Al e Mn nos solos estudados e razões decorrentes (Fe_o/Fe_d , argila/ Fe_d , Al_o/Al_d e argila/ Al_d) estão contidos nas Tabelas 10 e 11 e Figuras 13, 14, 15 e 16. Verifica-se através deles que os conteúdos, extraídos pelo ditionito, situam-se entre 0,4 a 2,4 % para os óxidos de ferro, 0,2 a 1,3% para os óxidos de alumínio e de 0,002 a 0,08 % para os óxidos de manganês. Resultados semelhantes são reportados por MOREIRA (1979) para solos do vale do rio São Francisco nas proximidades da área estudada.

A tendência desses óxidos, nos solos estudados, é de sofrerem um incremento em profundidade à exceção do manganês que apresenta conteúdos mais elevados nos horizontes superficiais, devendo ser considerado o seu acúmulo pela vegetação, em função da elevada proporção de manganês que participa do biociclo (BLUME e SCHWERTMAN, 1969).

Para os solos da topossequência 1 o máximo de argila nos horizontes inferiores (Bt) coincide com conteúdos

Tabela 10 - Óxidos livres de ferro, alumínio e manganês (Fe_d , Al_d e Mn_d) e amorfos (Fe_o , Al_o , Mn_o) e propriedades relacionadas (argila %, C %) nos pedons estudados.

Horizonte	Profundi- dade-cm	Fe _o	Fe _d	Al _o	Al _d	Mn _o	Mn _d	Argila	C
		mg/100 g							
		%							
TLP1									
A1	0- 19	150,8	1758,9	151,2	683,6	65,7	76,8	24,5	4,4
B21t	19- 42	113,2	1947,5	153,1	897,6	33,4	38,4	35,4	1,2
B22t	42- 70	118,2	2145,0	179,6	1301,0	6,9	12,0	60,2	0,8
B23t	70-130	122,8	2128,3	221,1	1279,0	3,0	7,2	60,4	0,5
TLP2									
A1	0- 30	88,5	1756,5	132,3	601,7	10,4	31,2	27,2	4,3
B21t	30- 45	96,7	2285,6	194,7	970,2	9,6	9,6	47,8	1,2
B22t	45- 96	91,7	2187,9	156,9	872,6	4,8	7,6	46,4	0,8
B23t	96-150	112,4	2366,7	183,3	1121,4	1,9	2,4	52,8	0,8
TLP3									
A1	0- 21	120,0	1744,6	230,6	494,6	20,7	14,4	26,9	2,3
A3/B1	21- 36	134,7	1928,1	-	828,5	9,6	9,6	36,5	1,1
B21t	36-102	130,4	2283,2	317,5	941,9	7,0	12,0	70,2	0,5
B22t	102-160	117,7	2280,9	228,7	954,5	3,7	7,2	69,7	0,6

Continua

Tabela 10 - Continuação

Horizonte	Profundi- dade-cm	Fe _O	Fe _d	Al _O	Al _d	Mn _O	Mn _d	%	
								Argila	C
T2P1									
A1	0- 10	65,8	1121,0	207,9	387,5	7,6	n.d.	15,0	1,2
A3	10- 21	72,3	1223,3	275,9	419,0	7,5	n.d.	17,8	1,4
B21	21- 45	64,4	1313,0	236,3	422,1	3,5	n.d.	20,3	0,7
B22	45- 80	66,3	1294,7	283,5	444,2	4,2	n.d.	21,3	0,7
B23	80-160	72,0	1425,6	219,2	387,5	1,2	n.d.	25,8	0,4
T2P2									
A1	0- 29	49,6	619,7	172,0	330,8	3,0	n.d.	12,8	1,3
B21	29- 64	54,7	734,1	181,4	368,6	2,3	n.d.	16,0	0,7
B22	64- 88	28,7	843,7	162,5	431,6	1,8	n.d.	19,8	0,6
B23	88-150	28,7	827,0	158,8	482,0	1,4	n.d.	19,8	0,4
T2P3									
A1	0- 25	98,8	514,8	138,0	201,6	30,4	26,4	16,2	2,4
IIA	25- 53	120,5	644,0	111,5	261,5	40,6	40,8	33,3	1,5
IIB	53-120	56,7	411,8	73,7	173,3	8,9	2,4	15,3	0,6

mais elevados de Fe_d e Al_d o que não se reflete na razão $Fe_d/argila$ que apresenta um incremento à superfície.

Fato semelhante foi constatado para determinado Gray Brown Podzólicos de regiões temperadas, por BLUME e SCHWERTMANN (1969) que atribuíram o fato à decomposição de silicatos com produtos de intemperismo apresentando a razão $Fe_d/argila$ inferior à litogênica.

Essa razão é mais constante em profundidade para os solos da topossequência 2 (Tabela 11) demonstrando maior relação entre esses dois componentes. Maior co-migração de argila e óxidos de alumínio é confirmada pela razão $Al_d/argila$ aproximadamente constante em profundidade para os solos. Desvios maiores são observados no horizonte B23 do T2P1, dado ao decréscimo de Al_d correspondente a um incremento no teor de argila e no pedon T2P3, função da natureza estratificada do material de origem do solo.

A transformação desses dados para peso/unidade de volume (Tabela 9) mostra apenas pequenas variações das razões $Fe_3/argila$ e $Al_d/argila$ permanecendo constante a tendência em todos os solos.

Para o Mn_d parece não haver correlação com a argila uma vez que os valores máximos ocorrem à superfície, conforme assinalado por Schlichting e Blume (BLUME e SCHWERTMANN, 1969).

Tabela 11 - Fe e Al ativo ($\text{Fe}_\text{O}/\text{Fe}_\text{d}$ e $\text{Al}_\text{O}/\text{Al}_\text{d}$) e razões $\text{Fe}_\text{d}/\text{argila}$ e $\text{Al}_\text{d}/\text{argila}$.

Horizonte	Profundidade cm	$\text{Fe}_\text{O}/\text{Fe}_\text{d}$ $\times 10^3$	$\text{Fe}_\text{d}/\text{argila}$ $\times 10^3$	$\text{Al}_\text{O}/\text{Al}_\text{d}$ $\times 10^3$	$\text{Al}_\text{d}/\text{argila}$ $\times 10^3$
TLP1					
Al	0- 19	85,7	73,0	221,2	27,0
B21t	19- 42	58,1	54,0	170,6	25,1
B22t	42- 70	55,1	35,0	138,0	21,0
B23t	70-130	57,7	35,0	172,9	21,0
TLP2					
Al	0- 30	50,4	67,0	219,9	22,0
B21t	30- 45	42,3	48,0	200,7	20,0
B22t	45- 96	42,1	48,0	179,8	19,0
B23t	96-150	47,5	45,0	163,5	21,0
TLP3					
Al	0- 21	68,8	63,0	466,2	19,0
A3/B1	21- 36	69,9	53,0	n.d.	23,0
B21t	36-102	57,1	33,0	337,1	13,0
B22t	102-160	51,6	33,0	239,6	14,0
Continua					

Tabela 11 - Continuação.

Horizonte	Profundidade cm	$\text{Fe}_\text{O}/\text{Fe}_\text{d}$ $\times 10^3$	$\text{Fe}_\text{d}/\text{argila}$ $\times 10^3$	$\text{Al}_\text{O}/\text{Al}_\text{d}$ $\times 10^3$	$\text{Al}_\text{d}/\text{argila}$ $\times 10^3$
T2P1					
A1	0- 10	58,7	73,0	536,5	26,0
A3	10- 21	59,1	67,0	658,5	23,0
B21	21- 45	49,0	65,0	559,8	21,0
B22	45- 80	51,2	62,0	638,2	21,0
B23	80-150	50,5	54,0	565,7	15,0
T2P2					
A1	0- 29	80,0	46,0	520,0	25,0
B21	29- 64	74,5	44,0	492,1	23,0
B22	64- 88	34,0	40,0	376,5	21,0
B3	88-150	34,7	40,0	329,5	24,0
T2P3					
A1	0- 25	191,9	30,0	684,5	12,0
IIA1	25- 53	187,1	20,0	426,4	8,0
IIB	53-120	137,7	27,0	425,3	11,0

Os teores mostrados para Fe_o indicam um acúmulo em profundidade para os solos com horizontes Bt (topos sequência 1), a exceção do pedon T1P1, que apresenta um valor máximo à superfície. Nos solos com horizonte óxico não se verifica uma tendência definida, ocorrendo pequenas variações assistemáticas no T2P1 e um decréscimo acentuado em profundidade no T2P2 (horizontes B22 e B23) que não parecem relacionados aos conteúdos de C % e argila % (Tabela 10). DEMATTE e HOLOWAYCHUCK (1977) reportam resultados similares, os valores máximos de Fe_o coincidindo com a parte intermediária do perfil (solos com Bt) e valores decrescentes em profundidade nos solos com horizonte óxico.

Segundo BLUME e SCHWERTMANN (1969) uma análise mais conclusiva é fornecida pela "razão de atividade" do ferro (Fe_o/Fe_d) que pelos teores absolutos de ferro amorfo. A razão de atividade do ferro (Fe_o/Fe_d) é utilizada como uma medida relativa da cristalinidade de óxidos de ferro livres e tem mostrado típicos intervalos para os principais tipos de horizontes em solos de regiões temperadas. Os valores determinados para os solos estudados, encontram-se próximos do limite inferior dos horizontes Af e Bt dos solos, pesquisados pelos autores citados. Assemelham-se, todavia, aos teores encontrados nos solos das superfícies mais recentes

por DEMATTE (1975) e aos dos solos com horizontes óxicos e argílicos estudados por MOREIRA (1979).

Nos solos em questão os valores de $Fe_o/Fe_d \times 10^3$ situam-se, mais frequentemente, entre 40 e 70, excluído o solo T2P3 cuja razão ascende para próximo de 200 nos horizontes superficiais, indicando um menor estágio evolutivo, em função da menor cristalinidade dos óxidos de ferro. Via de regra razões mais elevadas são observadas à superfície dos pedons, sugerindo uma maior quantidade de ferro liberado por intemperismo e ou a ação eficaz da matéria orgânica no retardamento da cristalização dos óxidos de ferro (FOLLET et alii, 1965; BLUME e SCHWERTMANN, 1969).

Os solos estudados não se diferenciam quanto à tendência de distribuição do Al_o e Al_d , a qual incrementa em profundidade em todos os pedons, variando o horizonte de ocorrência dos valores máximos (Tabela 10 e Figuras 13 e 16). Apenas no T2P3 o máximo para Al_o ocorre à superfície. A razão Al_d /argila apresenta pequenas variações em profundidade para todos os pedons o que sugere uma maior co-migração do alumínio com a argila que a evidenciada pela razão Fe_d /argila. Os teores absolutos de alumínio extraídos pelo oxalato (Al_o) são superiores aos de Fe_o nas duas topossequências, o mesmo acontecendo para a razão de atividade

de do alumínio (Al_o/Al_d) em relação à do ferro (Fe_o/Fe_d). Isto indica uma menor cristalização para os óxidos de alumínio em relação aos óxidos de ferro.

Mais comumente o Fe_o é apenas 4-8 % do Fe_d , enquanto o Al_o constitui de 16 a 68 % do alumínio extraído pelo ditionito, intervalo este similar aos encontrados por DEMATTÊ (1975) e inferior aos teores acima de 60 % determinado por McKEAGUE e DAY (1966). Segundo HSU (1977) os Óxidos de ferro apresentam uma tendência mais forte para cristalizar que os hidróxidos de alumínio, razão destes serem mais efetivos como agentes cimentantes do solo.

Comparando-se os dados obtidos para os solos da topossequência 1 observa-se valores de Al_o/Al_d mais elevados para o T1P3 enquanto na topossequência 2 a variação que ocorre entre horizontes dificulta uma afirmação mais conclusiva. É possível, entretanto, constatar razões mais elevadas para os solos da topossequência 2.

Em relação aos óxidos de manganês, observa-se uma maior concentração nos horizontes superficiais, dos solos da topossequência 1, a despeito do tipo de extrator utilizado e a elevada proporção de Mn_o em relação ao Mn_d , fato também constatado por MOREIRA (1979) sobretudo para os hori

zontes superficiais dos solos estudados. Estes fatos parecem indicar que não existe correlação entre os óxidos de Mn e argila em virtude da não coincidência entre seus teores máximos. Os teores mais elevados à superfície encontra explicação na elevada participação do manganês no biociclo o que determina o seu acúmulo pela vegetação (BLUME e SCHWERTMANN, 1969), enquanto a maior proporção de Mn_o sobre Mn_d indicaria uma menor cristalização destes óxidos sobretudo no pedon T1P1.

Comparando-se as razões entre óxidos extraídos pelo oxalato e pelo ditionito na topossequência e entre as topossequências verifica-se que:

- na topossequência 1 os valores da razão Fe_o/Fe_d apresentam pouca variação entre os solos, com os valores ligeiramente menores para o T1P2 porém sempre mais elevados à superfície. Para a razão Al_o/Al_d os resultados mais elevados são encontrados no pedon T1P3;

- a razão Fe_o/Fe_d atinge o máximo no solo T2P3 da topossequência 2 que apresenta também no horizonte superficial (A1) o valor mais elevado para a razão Al_o/Al_d (Tabela 11). Variações em profundidade desta razão para o T2P1 e T2P2 são ilustradas na Figura 16 que deverão ser

Fig 13- Função de profundidade para Fed, Ald e argila% para os pedons das topossequência I.

Fig 14 - Função de profundidade para Feo/Fed, Alo/Ald e argila% para os pedons da topossequência I.

Fig. 15 - Função de profundidade para Fed, Ald e argila% para os pedons das topossequência 2.

Fig 16 - Função de profundidade para Feo/Fed, Alo/Ald e argila % para os pedons do topossequência 2.

confirmadas, por outras linhas de evidência, se devidas à descontinuidades litológicas.

Segundo BLUME e SCHWERTMANN (1969) quantidades absolutas e relativas mais altas de óxidos de ferro amorfo (Fe_o e Fe_o/Fe_d), indicam um baixo grau de cristalização que pode ser devido à idade mais recente ou por condições desfavoráveis à cristalização entre as quais a matéria orgânica e o pH. Apenas no pedon T2P3 (topossequência 2) os elevados valores dessa razão são coincidentes com a sua localização em superfície mais recente (Figura 5).

Entre topossequências a razão Fe_o/Fe_d apresenta variações pequenas, à exceção do pedon T2P3 e horizontes B22 e B3 do solo T2P2. Assim a razão Al_o/Al_d , mais elevada nos solos da topossequência 2, permite uma melhor distinção entre estas.

- Mineralogia da fração areia

Os estudos da mineralogia da fração areia tem sido efetuados para auxiliar nos problemas de gênese de solos bem como para fornecer dados à fertilidade de solos. O carater contrastante da assembléia de minerais pesados de diferentes áreas fontes foi utilizado por BUCKHANNAN e HAM

(1941) para distinção entre antigos alúvios e mais antigos sedimentos e ou rocha.

Para MARSHALL e HASEMAN (1942) a análise mecânica pode detectar uma variação deposicional no perfil, todavia, a evidência última é dada pela assembléia de minerais pesados resistentes, cujas razões permanecem constantes em perfis derivados de material de origem uniforme.

A utilidade do zircão para mostrar diferenças de deposição entre camadas, devido à sua elevada resistência ao intemperismo, e da razão zircão/turmalina como evidência final de diferenças geológicas e deposicionais foram assinaladas por HASEMAN e MARSHALL (1945).

A assembléia de minerais pesados existentes nas diferentes camadas de solo e as razões de intemperismo na fração leve (quartzo/feldspato) e na fração pesada (zircão + turmalina/anfibólios + piroxênios) foram utilizados por RUHE (1956, 1958, 1960) para salientar descontinuidades litológicas e distinguir intensidade relativa de intemperismo entre horizontes dos perfis e entre solos localizados nos diversos elementos da paisagem.

CADY (1965) reafirmou que as diferenças mineralógicas entre horizontes são frequentemente devidas à estratificações no material de origem. O conhecimento da natureza, condição dos minerais nas frações areia e silte proporciona informações sobre a fonte de material de origem, a presença de descontinuidades litológicas e acerca do grau de intemperismo no solo como uma chave para sua história, processos genéticos e possível reserva de fertilidade.

Para a área do vale do rio São Francisco, PESOTTI (1980) identificou a associação de minerais leves e pesados que ocorrem nos solos localizados nas diversas paisagens. Encontrou que, a medida que se distancia do referido rio a porcentagem média de minerais facilmente decomponíveis (hornblenda + plagioclásios) diminui, chegando a desaparecer completamente no latossolo (pedon 1), que se localiza em paisagem correspondente aos latossolos T2P1 e T2P2 deste trabalho.

Os resultados obtidos através do estudo mineralógico da fração areia dos pedons das topossequências 1 e 2 são apresentados nas Tabelas 12, 13 e 14. Observa-se, através da Tabela 12, que a porcentagem dos minerais pesados varia entre 0,30 a 1,24 nos solos da topossequência 1, mas restringe-se a 0,05 e 0,23 nos pedons da topossequên

Tabela 12 - Porcentagem de minerais leves e pesados na fração areia (0,05-0,25 mm) dos pedons estudados.

Horizonte	Profundidade (cm)	Leves	Pesados
T1P1			
A1	0- 19	97,4	0,63
B21t	19- 42	98,2	0,43
B22t	42- 70	98,6	0,48
B23t	70-130	96,8	0,68
T1P2			
A1	0- 30	98,9	0,40
B21t	30- 45	98,6	0,80
B22t	45- 96	99,0	0,75
B23t	96-150	99,0	0,30
T1P3			
A1	0- 21	99,6	0,37
A3/B1	21- 36	98,8	0,52
B21t	36-102	98,3	1,04
B22t	102-160	97,8	1,24
T2P1			
A1	0- 10	98,9	0,06
A3	10- 21	99,3	0,05
B21	21- 45	99,7	0,05
B22	45- 80	99,7	0,12
B23	80-160	99,7	0,05
T2P2			
A1	0- 29	98,3	0,40
B21	29- 64	98,8	0,16
B22	64- 88	98,9	0,17
B3	88-150	98,1	0,24
T2P3			
A1	0- 25	98,8	0,23
IIA	25- 53	99,1	0,08
IIB	53-120	99,2	0,12

Tabela 13 - Porcentagem de espécies minerais na fração pesada (0,05-0,25 mm) dos pedons T1P1, T1P2, T1P3 e T2P3.

Minerais	Horizontes			
	<u>T1P1</u>			
	A1	B21t	B22t	B23t
Opacos	77	56	60	87
Zircão	9	19	13	4
Turmalina	5	11	13	5
Cianita	5	7	6	1
Estaurolita	2	4	6	1
Rutilo	2	2	1	-
Mica	1	-	-	-
	<u>T1P2</u>			
	A1	B21t	B22t	B23t
Opacos	60	53	53	72
Zircão	21	18	18	18
Turmalina	7	16	10	4
Cianita	9	8	10	5
Estaurolita	3	5	7	3
Rutilo	-	1	2	2
	<u>T1P3</u>			
	A1	A3/B1	B21t	B22t
Opacos	67	55	81	66
Zircão	13	20	5	15
Turmalina	8	14	5	7
Cianita	6	7	5	-
Estaurolita	4	2	2	11
Rutilo	-	1	-	-
	<u>T2P3</u>			
	A1	IIA	IIB	
Opacos	52	79	60	
Zircão	23	10	10	
Turmalina	18	9	27	
Cianita	1	-	1	
Estaurolita	1	-	1	
Rutilo	2	1	-	

Tabela 14 - Razão zircão/turmalina (Zr/Tm) fração índice* e zircônio (Zr) nos pedões estudados.

Horizontes	Profundidade cm	Índice* g/cm ³	Zr/Tm	Zr g/cm ³ . 10 ³
T1P1				
A1	0- 19	0,231	1,8	0,26
B21t	19- 42	0,310	1,7	0,27
B22t	42- 70	0,276	1,0	0,40
B23t	70-130	0,262	0,8	0,34
T1P2				
A1	0- 30	0,508	3,0	0,38
B21t	30- 45	0,887	1,1	0,41
B22t	45- 96	0,370	1,8	0,39
B23t	96-150	0,611	4,5	0,48
T1P3				
A1	0- 21	0,579	1,6	0,40
A3/B1	21- 36	0,607	1,4	0,36
B21t	36-102	0,531	1,0	0,37
B22t	102-160	0,376	2,1	0,35
T2P1				
A1	0- 10	1,05	n.d.	0,19
A3	10- 21	1,12	n.d.	0,23
B21	21- 45	1,08	n.d.	0,31
B22	45- 80	0,96	n.d.	0,23
B23	80-160	0,93	n.d.	0,20
T2P2				
A1	0- 29	0,84	n.d.	0,21
B21	29- 64	0,80	n.d.	0,17
B22	64- 88	0,75	n.d.	0,32
B3	88-150	0,92	n.d.	0,29
T2P3				
A1	0- 25	0,92	1,3	0,29
IIA	25- 53	0,79	1,1	0,22
IIB	53-120	1,23	0,4	0,31

* Fração índice: fração areia predominante (0,05-0,25 mm) livre de argila e expressa em peso/vol.

cia 2. Nos minerais da fração leve, cerca de 96,8 a 99,7 %, não foram efetuadas contagens, apenas observações ao microscópio. Nessa fração o quartzo predomina em todos os solos, com formas arredondadas nos solos da topossequência 2. Apesar destas formas predominarem na topossequência 1, ocorrem também as subangulares e angulares.

Além do quartzo observou-se calcita e mica , sobretudo nos horizontes superiores dos pedons da topossequência 1, observações estas reforçadas pela análise de secções delgadas.

No solo T2P3 (topossequência 2) ocorrem associados, na fração leve, o quartzo, feldspato e micas, ressaltando o seu carater menos evoluído em função de sua posição de ocorrência (Figuras 5 e 6). Este solo localiza-se em paisagem semelhante à do Podzólico Vermelho Amarelo (pedon 2) estudado por PESSOTTI (1980) o qual constatou mineralogia semelhante na fração leve e pesada.

A associação de minerais na fração pesada é semelhante para todos os solos estudados (Tabela 13.) os quais em ordem de abundância foram os opacos, zircão, turmalina, cianita, estaurolita e rutilo.

As Tabelas 13 e 14 ilustram que variações deposicionais são refletidas na distribuição do zircão e na razão zircão/turmalina (Zr/Tm) em profundidade para os pedons T1P1 e T1P3. No solo T1P2 o conteúdo de zircão ao longo do perfil não apresenta variações bem como entre os horizontes IIA e IIB do pedon T2P3. Todavia a razão Zr/Tm não se mantém constante em todos os pedons, sugerindo diferenças deposicionais (MARSHALL e HASEMAN, 1942; HASEMAN e MARSHALL, 1945). Estes dois tipos de critérios para variação deposicional mostram diferenças marcantes nos horizontes onde a análise granulométrica e a estimativa do zircônio em fração idêntica (areia fina + muito fina) também indicam diferenças (Tabela 14).

A similaridade da associação mineralógica da fração pesada, constituída de minerais resistentes ao intemperismo, nos solos localizados na paisagem paleofluvial do vale do rio Jequitaí (T1P1, T1P2 e T1P3) verificados neste estudo e os do vale do rio São Francisco (T2P1 e T2P2) inferida nos estudos efetuados por PESSOTTI (1980), em latossolo inserido em paisagem idêntica, sugerem uma fonte comum para os sedimentos que originaram os solos da área. As diferenças residem na maior porcentagem de pesados, na presença rara de calcita e dolomita e de grãos angulares e subangulares para os solos da topossequência 1. Essas evidências parecem con-

firmar a proveniência do material de origem desses solos de antigos sedimentos dos ciclos Sulamericano e Velhas (KING, 1956; PENTEADO e RANZANI, 1973; CES, 1977; PESSOTTI, 1980 e RUEDA, 1980). Todavia a presença dos carbonatos e mica e de grãos angulares e subangulares sugerem a contaminação com materiais provenientes de fonte mais próxima, possivelmente sedimentos do grupo Bambuí e outras litologias que ocorrem na serra da Onça, conforme se observa na Figura 6.

Para os latossolos da topossequência 2 (T2P1 e T2P2) a hegemonia do quartzo e a presença rara de mica na fração leve reflete o mais avançado estágio de intemperismo desses solos em função de sua própria origem, fato antes as sinalado.

Na paisagem fluvial recente (pedon T2P3) a mineralogia da fração leve mostra a contribuição dos sedimentos mais recentes depositados pelo rio São Francisco, através da presença, além da mica, de feldspatos plagioclásios observados também em lâminas de secções delgadas (Apêndice 2). Essa assembléia mineral se diversifica tanto na fração leve quanto na pesada a medida que se torna mais próxima do rio São Francisco, assinalando o caráter mais recente dos sedimentos e o menor tempo na formação dos solos, fato salientado por PESSOTTI (1980).

Assim a mineralogia da fração areia, como já relatado na literatura citada, adequa-se para a separação de sedimentos antigos e recentes, para evidenciar variações de posicionais e distinguir intensidade de intemperismo entre solos localizados em diferentes elementos da paisagem (topos sequência 2).

- Mineralogia da fração silte

A similaridade da associação mineralógica da fração silte para os diferentes solos é observada através dos difratogramas de horizontes selecionados e contidos na Figura 5.10. Em função desse fato serão feitas considerações gerais acerca de sua mineralogia.

O exame dos difratogramas revelam que o quartzo é o mineral dominante na fração silte de todos os pedons estudados. Estes resultados encontram suporte nas referências de WILDING et alii (1977) que reportam a dominância de quartzo na fração areia e silte da maioria dos solos estudados por diversos autores. Para a área, o estudo conduzido por PESSOTTI (1980) na fração silte fino identificou o quartzo, mica e pequena proporção de feldspatos dentre os minerais primários observados na fração areia e caulinita, minerais de grade 2:1 e interestratificados como produtos de alteração dos minerais primários ou devidos à herança do material original.

Outra característica comum aos difratogramas da Figura 17 é a presença de um pico de difração amplo, mal definido, centrado no espaçamento 7,15 a 7,24 Å. Segundo CARROL (1965) desordem em caulinita resulta no alargamento das reflexos (001) e (002), abaixamento da intensidade de reflexões em amostras orientadas e em ampla difração em torno de 4,48 Å em lugar de picos agudos, em amostras não orientadas.

Pequenas reflexões entre 3,18-3,24, 2,94 e 2,35 Å são devidas a feldspatos (HUANG, 1977; WILDING et alii 1977). As revisões efetuadas pelo primeiro autor assinalam que os feldspatos estão comumente presentes nas frações areia e silte de solos jovens para moderadamente desenvolvidos representando vários materiais de origem e condições de formação do solo.

As reflexões características da mica (9,8-10 Å e 4,97-5,0 Å) apresentaram-se pouco intensas e em raros horizontes (A1 e B21 do T2P2, A1, IIA do T2P3). Uma grande profusão de pequenos picos de difração intermediários entre 10 e 14 Å denota presença de minerais interestratificados, enquanto reflexões a 14,2 Å sugerem a ocorrência de minerais de grade 2:1 provavelmente vermiculita e clorita, esta evidenciada pelas difrações também a 4,74 Å e 3,53 Å (A1 e B21t do T1P1; B23t do T1P2).

Comparando-se estes padrões de difração obtidos para a fração silte (2-50 u) com aqueles mostrados por PESSOTI (1980) para a fração silte fino de solos da

Fig. 17 - Sequência de difratogramas da fração silte ($2-50\mu$) deferrificada, de horizontes selecionados, dos pedos estudados.

Fig. 17 - Continuação.

ãrea, julga-se conveniente que estudos posteriores efetuem separações nessa fração para melhor caracterização dos minerais. A distribuição em profundidade dos minerais dominantes mostram uniformidade para os pedons T1P1 e T1P3, exceto para o horizonte B2lt deste último no qual se verifica um acentuado declínio do quartzo. Uma tendência à diminuição deste mineral observa-se, também, nos horizontes B2lt e B22t do solo T1P2.

Nos pedons da topossequência 2 ocorrem tendências ao incremento-decrêscimo (T2P1 e T2P3) e vice-versa (T2P2), em relação ao quartzo. A elevada resistência ao intemperismo e a função de tamanho de extinção deste mineral, cerca de 0,1 a 2 u conforme o ambiente de intemperismo (JACKSON e SHERMAN, 1953), parece indicar que as variações são de vidas à diferenças deposicionais.

- Mineralogia da fração argila

Analisando-se a sequência de difratogramas da fração argila (Figura 18) verifica-se que a caulinita é o mineral dominante em todos os solos estudados. Em ordem decrescente de ocorrência aparecem a mica e os interestratificados. O quartzo, abundante na fração silte, não foi detectado nesta fração, sugerindo a sua extinção em função do tamanho, citada por JACKSON e SHERMAN (1953).

PESSOTTI (1980) encontrou valores superiores a 50 % de caulinita, de traços até 30 % de mica e proporções menores que 10 % de minerais interestratificados na composição mineralógica de solos do vale do rio São Francisco, localizadas em paisagens idênticas (terraços altos e pediplanos) às dos solos do presente estudo. DIXON (1977) refere-se à caulinita como um dos mais frequentes minerais de argila em solos, sobretudo naqueles de clima úmido e quente. Sua origem tem sido atribuída, por razões diversas, à herança do material de origem dos solos e sua frequência, parcialmente decorrente de sua formação de diferentes minerais. Entre estes cita-se a alteração de feldspatos via mica ou diretamente à caulinita (KELLER, 1964; CASTRO, 1983) e de minerais de grade 2:1, nas revisões efetuadas por JACKSON e SHERMAN, 1953; DOUGLAS, 1977; FANNING e KERAMIDAS, 1977 e no estudo de CASTRO (1983).

No diagrama de estabilidade mineral para mica-K, vermiculita-Ca e caulinita, mostrado por FANNING e KERAMIDAS (1977), a caulinita foi considerada ser uma fase estável em relação aos outros minerais sobre uma ampla faixa de atividade de íons que seria esperada na maioria dos solos.

Com relação às micas elas são frequentemente herdadas do material de origem e raramente são relatadas formar em significante extensão nos solos (CARROL, 1969; WEAVER 1967; FANNING e KERAMIDAS, 1977), sendo considerada como precursora de outros minerais. Através do diagrama de estabilidade de minerais no sistema $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ preparado por CARPENTER (MANKIN, 1970) observa-se que as micas-K estão estreitamente associados com feldspatos-K, ilita e caulinita, estando aquelas mais condicionadas à razão $(K)//(H^+)$ que à atividade do H_4SiO_4 .

Os difratogramas da Figura 18, relativos ao pedon T1P1 mostram a presença de minerais do grupo da mica, cujos padrões de difração ao raio X são caracterizados principalmente por dois picos intensos na região de 10 e 3,3 Å e uma reflexão relativamente mais fraca a 5 Å. Conforme se observa nas amostras submetidas a tratamento essas reflexões permanecem inalteradas, confirmando a presença desse mine-ral. As reflexões a 7,18-7,2 Å e 3,57-3,58 Å em amostras orientadas, a posição inalterada dos picos de difração na amostra saturada com magnésio e tratada com etileno-glicol e o colapso da estrutura por aquecimento a 550°C são indicativas da ocorrência de caulinita (WARSHAW e ROY, 1963; WEAVER, 1967; CARROL, 1969; DIXON, 1977). Pequenas reflexões a 11,5 Å e 5,5 Å (horizonte B23t) segundo FANNING e KERAMI-

DAS (1977) deve-se à interestratificação na mica e a constatação de linhas de difração a $14,2 \text{ \AA}$ (horizonte A1) e entre $16,4$ e $18,3 \text{ \AA}$ parecem indicar a presença de smectitas e ou interestratificados.

Dominam neste solo a mica e a caulinita, esta incrementando ligeiramente em profundidade enquanto aquela apresenta semelhante tendência no horizonte superficial.

As observações efetuadas na fração areia e nas secções delgadas assinalam maior frequência de mica nos horizontes superiores neste pedon.

O confronto destas constatações com as da fração silte, onde não ocorrem reflexões nítidas deste mineral, sugerem a herança dos minerais no material parental. A presença de clorita e interestratificados denota uma via intermediária na alteração dos minerais primários.

ALLEN (1977) constatou a remoção diferencial de caulinita e sua maior concentração nos horizontes B de solos com horizonte argílico, o que poderia, também, explicar a maior intensidade dos picos de difração de caulinita em profundidade.

JACKSON e SHERMAN (1953) evidenciaram a presença de minerais de estágio intermediário de intemperismo em regiões

mais quentes e de intensa estação seca, condições estas existentes na área no passado (PENTEADO e RANZANI, 1973; PESSOTTI, 1980) e atualmente, evidentes no balanço hídrico da Figura 2. A manutenção de atividade elevada de H_4SiO_4 em solução pela dissolução lenta do quartzo, ausente na fração argila, aliada a uma concentração maior de cátions à superfície (Tabela 8) favoreciam a presença de minerais de grade 2:1 à superfície. Estas explicações não eliminam a possibilidade de existência de descontinuidades litológicas evidenciadas na Tabela 3. (razão areia muito fina/areia fina), na razão zircão/turmalina e teores de zircônio (Tabela 14).

O solo T1P2 apresenta-se mais evoluído em comparação ao T1P1 em função da maior intensidade das reflexões características da caulinita e da presença evidente de interestratificados.

Conforme CARROL (1969) interestratificação de mica é indicada por uma série de difrações em direções a ângulos 2θ menores resultando em uma reflexão ampla e com diversos picos. As difrações de 12,6 e 14 Å na amostra a 25°C e o seu dobramento em pequenos picos de 10 Å e 18,3 Å na amostra glicolada sugerem a presença de mica e smectita e a permanência nesta do pico a 12 Å é sugestivo de interestratificação mica-vermiculita (CARROL 1969; WEAVER, 1967; SAWHNEY, 1977). De acordo com este último autor os minerais interestratificados formam-se

mesmo por pequenas mudanças nas condições ambientais enquanto para a maior parte dos outros minerais as alterações ocorrem lentamente.

As diferenças nos diversos horizontes do solo restringem-se à variações nas quantidades relativas dos interestratificados, com declínio em profundidade sobretudo no horizonte B23t. Os difratogramas da fração silte indicam um decréscimo de quartzo em profundidade e paralelamente um incremento de caulinita. Este fato parece sugerir a herança da caulinita no material parental, não excluindo, todavia, a sua ocorrência em função da alteração de mica e ou interestratificados. Recentemente CASTRO (1983) estudando o intemperismo de mica em solos tropicais, evidenciou a sua alteração para caulinita através da formação de mica-vermiculita. Em alguns casos, devido à transformação rápida e completa, elevadas quantidades de caulinita foram encontradas na areia fina e silte, sendo atribuídas também ao intemperismo de feldspatos.

Ocorre no pedon TiP3 a dominância de caulinita e quantidades subordinadas de mica nos horizontes do solo. O decréscimo da intensidade de difração da mica aliado ao bandamento em direção aos espaçamentos maiores, observado nos difratogramas a partir dos horizontes superficiais, revelam a alteração desta a interestratificados o que se torna aparente no horizonte B22. A amostra tratada (B21t) sugere a presença de mica-vermiculita (SAWHNEY, 1977) devido a presença de picos a $11,3 \text{ \AA}$ que permanecem na amostra glicolada e se contraem para

10 Å com o aquecimento e mica-smectita caracterizada de forma semelhante, exceto que, na amostra saturada com magnésio e tratada com etileno-glicol, ocorre um incremento no espaçamento do mineral.

A mineralogia da fração argila dos latossolos da topossequência 2 - vale do rio São Francisco - será discutida em conjunto dado à semelhança nesses pedons (T2P1 e T2P2). Estes solos apresentam dominância de caulinita, com incrementos em profundidade, e conteúdos menores de mica conforme se infere das reflexões destes minerais nos difratogramas da Figura 18 relativos ao T2P1 e T2P2. A mica mostra evidência de alteração para interestratificados devido ao bandejamento dos picos entre 10 e 14 Å na amostra saturada com potássio, de difícil identificação devido ao desdobramento em reflexões, quase imperceptíveis, na amostra magnésio-glicolada. Estes dados são concordantes com aqueles obtidos por PESSOTTI (1980), para latossolo situado em área próxima e em paisagem semelhante, o qual reporta valores superiores a 50 % para caulinita e entre 10 e 20 % para mica. Apenas no horizonte B22 do TP22 nota-se maior intensidade e cristalinidade do pico de difração desse mineral.

Os resultados vistos anteriormente, mostram para este horizonte teores mais elevados de silte, argila dispersa em água, conteúdos mais elevados de potássio e zircônio e variação na consistência respectivamente nas Tabelas 3, 5, 8 e 14 e na descrição morfológica do Apêndice 1. Estes fatos conduzem à evidência de descontinuidade litológica no pedon, fato já salientado por RUEDA (1980) ao estu-

dar modelos de profundidade baseados nas funções de elementos estáveis, metaestáveis e instáveis de solo inserido em sub-paisagem similar à deste solo. A variação assistemática do quartzo na fração silte, de ambos os solos conduzem à semelhante conclusão.

A Figura 18 contém os difratogramas da fração argila relativos ao T2P3. Neles observa-se ligeira dominância da caulinita sobre a mica. A variação em profundidade resume-se no declínio da intensidade das difrações da mica nessa direção, mais acentuado no horizonte IIA. Neste a amostra magnésio glicolada revela a ocorrência de vermiculita (14,2) e smectita ou interestratificados mica-smectita, confirmada pelo colapso para 10 Å dos picos de difração nas amostras aquecidas (WARSHAW e ROY, 1963; WEAVER, 1967; SAWHNEY, 1977). Os difratogramas da fração silte assemelha-se à dos demais solos, exceto pela maior nitidez das reflexões de feldspato, sobretudo no horizonte IIB (Figura 17) onde ocorre também a maior intensidade do pico de difração do quartzo.

A distribuição em profundidade dos minerais nas diversas frações granulométricas deste solo encontra explicação no ambiente de intemperismo, e na natureza estratificada do material de origem evidenciada no campo e através de outros resultados vistos anteriormente.

Em relação aos demais pedons desta topossequência, a maior proporção de mica confere um menor estágio evolutivo ao T2P3, o que se mostra concordante com o tempo de exposição dos sedimentos aos fatores de formação do solo (Tabela 2) aliado à existência de drenagem imperfeita no pedon.

Comparando-se os solos das duas topossequências observa-se a semelhança em termos de associação mineralógica nas frações silte (quartzo, caulinita) e argila (mica, caulinita, interestratificados). Ocorre também similaridade quanto à distribuição em profundidade, geralmente indicativas de menor intensidade de intemperismo à superfície, principalmente nos solos da topossequência 1.

Diferenças na mineralogia da fração argila entre horizontes argílicos e eluviais suprajacentes, segundo ALLEN (1977), são frequentemente pronunciadas, mas, podem ser somente ligeiras em alguns solos. Estas dissimilaridades podem ser devidas à: (1) translocação diferencial, (2) transformações in situ, (3) diferenças deposicionais, incluindo estratificação no material parental ou adições durante a pedogênese. Dado à complexidade da história geológica-geomorfológica da área e das evidências pedogenéticas nos solos é provável que todos os fatores citados tenham contribuído para essas diferenças. Esta suposição se aplica, também, aos latos-

solos da topossequência 2 (T2P1 e T2P2) nos quais ocorrem evidências de movimentação de argilas na atualidade (RUEDA, 1980), não excluindo, portanto, a possibilidade de translocação diferencial. A topografia da área e localização dos pedons (Figura 1) favorece o processo deposicional através de drenagem superficial e ou coluvionamento, de sedimentos provenientes das litologias componentes da Serra da Onça.

No que concerne à posição dos solos na paisagem os pedons T2P1 e T2P2 refletem maior intensidade de intemperismo em relação ao T1P2 e T1P3, situados em idêntica sub-paisagem (Tabela 1), talvez relacionada, entre outros fatos, à existência nos primeiros de condições físicas, que favorecem uma drenagem mais eficiente e consequentemente maior alteração.

A mineralogia do T2P3, comparada à dos demais solos é compatível com a sua posição em superfície de idade relativa mais recente (terraços altos), enquanto o T1P1, em sub-paisagem mais antiga, mostra intensidade de difração equivalente para a mica e caulinita. Conforme salientado na análise referente à mineralogia da fração areia a adição de materiais provenientes do grupo Bambuí e outras litologias sotopostas (Figura 6) pode ter contribuído diretamente para o aumento do teor de mica ou indiretamente através da decomposição de feldspatos e da manutenção de

uma taxa elevada de cátions metálicos no ambiente, necessários à síntese e ou preservação de minerais de grade 2:1 (KELLER, 1964).

Sumarizando, os dados de análise mineralógica da fração argila demonstram que existe diferenças quantitativas nos argilo-minerais dos pedons pertencentes a uma mesma assim como entre as topossequências.

A topossequência 1, representada por solos contendo horizonte argílico, apresentam a caulinita e mica como minerais dominantes, com variações irregulares ao longo do perfil devido seguramente à desuniformidade do material de partida conforme anteriormente salientado. A tendência do teor de mica é diminuir do T1P1 ao T1P3, tendo como consequência o aumento de caulinita. Apesar do T1P1 se encontrar em posição topográfica mais elevada do que o T1P3, ele possui maior teor de minerais 2:1, refletindo, com isso, um estágio de intemperismo menos acentuado que o T1P3. Este fato pode ser explicado por ter o material de origem do T1P1 maior contribuição do Bambuí do que o T1P3.

Por outro lado, a topossequência 2 apresenta um aumento no teor de micas e diminuição do conteúdo de caulinita a partir do T2P1 em direção ao T2P3. Essa constata

Fig. 18 - Sequência de difratogramas da fração argila de-ferrificada dos pedos estudados.

Fig. 18 - Continuação.

Fig. 18 - Continuação.

Fig. 18 - Continuação.

Fig. 18 - Continuação.

Fig. 18 - Continuação.

tação se justifica por ser o T2P3 originado de materiais recentes, rico em micas. Apesar dos perfis T2P1 e T2P2 terem sido classificados como Oxissois, isto deve ser revisto , principalmente para o T2P2, devido ao elevado teor de mica presente na fração argila.

Em vista do exposto, a topossequência 1 é considerada, mineralogicamente, menos evoluída do que a topossequência 2.

- Análise elementar de Ti e Zr

A importância do estabelecimento do grau de uniformidade do material de origem tem sido assinalada entre outros por KANGHAROT 1969; ARNOLD, 1968 e 1976; WILDING et alii 1971, inclusive realçando a necessidade desta : ser efetuada anteriormente à avaliação dos mecanismos de intemperismo, como uma forma de evitar interpretações errôneas. Diferentes critérios para testar a homogeneidade do material de origem tem sido sugeridos (MARSHALL e HASEMAN, 1942; HASEMAN e MARSHALL, 1945; RUHE, 1956, 1958 e 1960; BEAVERS , 1960; RUTLEDGE et alii 1975; WILDING et alii 1971; WANG e ARNOLD, 1973; ARNOLD 1968 e 1976; TOMPSON et alii, 1981.

A distribuição do tamanho de partícula livre de argila tem sido considerada como o mais sensível parâmetro da uniformidade do material de origem em relação à zircônio e titânio total e razões Ti/Zr na fração silte de solos desenvolvidos em loess por RUTLEDGE et alii (1975).

A razão de dois minerais resistentes, preferivelmente na areia fina ou silte grosso, tem sido outro critério sugerido. O fundamento desse procedimento é que esses minerais permanecem quando a maioria de outros minerais primários tem desaparecido com o processo de intemperismo. Diferentes sequências de intemperismo de minerais tem sido apresentados para minerais pesados, minerais das frações grosseiras, minerais coloidais e combinações destas categorias (JACKSON e SHERMAN, 1953). A estabilidade de minerais como o zircão, turmalina e rutilo tem sido realçada nas revisões efetuadas pelos autores citados. Estudos para o estabelecimento da existência de descontinuidades litológicas no material de origem utilizam a persistência do zircão, a razão entre minerais resistentes ou entre minerais resistentes e alteráveis (HASEMAN e MARSHALL, 1945; RUHE, 1956, 1958 e 1960). Ocorrem limitações, entretanto, na identificação dos minerais por métodos ópticos porque alguns minerais são opacos, particularmente os minerais de titânio

(KANGHAROT, 1969), as quais se somam as limitações estatísticas assinaladas por BREWER (1964).

Como técnica alternativa tem-se intensificado, a partir de BEAVERS (1960), estudos que utilizam a espectroscopia de raios X para avaliar a distribuição em profundidade de elementos, como o Ti e Zr, contidos nesses minerais resistentes ou na razão deles advindas (WANG e ARNOLD, 1973; RUTLEDGE et alii, 1975; DEMATTÊ, 1975; WILDING et alii 1971; TOMPSON et alii, 1981). WILDING et alii (1971) assinalam que esta técnica, a menos que correlacionada com mineralogia, não permite inferir a fonte dos elementos determinados.

KANGHAROT (1969) cita que os minerais comuns contendo titânio e reportados ocorrer em solos são rutilo, titanita, ilmenita, leucoxeno, brokita e anatase e para o zircônio a forma mais abundante é o zircão. Apesar da estabilidade destes minerais alguma alteração ocorre, sob certas condições, conforme se observa nas revisões efetuadas por KANGHAROT, 1969; DEMATTÊ, 1975; HUTTON, 1977. A ocorrência de alternância de condições úmidas e secas conduzem à imobilização de titania por dissecação de $Ti(OH)_4$ segundo Loughman (DEMATTÊ, 1975).

A julgar pelas condições de alteração alinhavadas, pelos autores referidos anteriormente, os minerais contendo titânio e zircônio identificados neste estudo (zircão e rutilo) parecem ser relativamente estáveis na área.

Devido à escassa informação acerca de estudos de homogeneidade baseadas em análise elementar para nossos solos, DEMATTE (1975) selecionou o zircônio e titânio para testar a sua adequacidade para esse propósito. Os resultados indicaram haver algum mérito, no uso dos conteúdos de Ti e principalmente Zr para indicar homogeneidade do material de origem, sendo enfatizada a necessidade de maior informação acerca da variabilidade e distribuição do Ti e Zr elementar em uma ampla classe de solos, clima e materiais de origem.

Com o propósito de preencher essa lacuna e proporcionar mais uma linha de evidência no estudo de uniformidade dos solos da área estudada, utilizou-se de espectroscopia de raio X, para detecção dos conteúdos de Ti e Zr elementar.

A Tabela 15 mostra o conteúdo desses elementos e razão Ti/Zr na fração 0,25-0,05 mm. Os teores de Ti variam entre 0,10 e 0,29 % e os de Zr entre 0,011 e

Tabela 15 - Composição elementar (Ti/Zr) e razão Ti/Zr na fração 0,05-0,25 mm dos pedons estudados.

Horizontes	Profundidade (cm)	Zr %	Ti %	Ti/Zr
T1P1				
A1	0- 19	0,017	0,14	8,2
B21	19- 42	0,018	0,16	8,9
B22t	42- 70	0,025	0,21	8,4
B23t	70-130	0,021	0,29	13,8
T1P2				
A1	0- 30	0,029	0,21	7,2
B21t	30- 45	0,024	0,14	5,8
B22t	45- 96	0,028	0,17	6,1
B23t	96-150	0,032	0,20	6,3
T1P3				
A1	0- 21	0,025	0,18	7,2
A3/B1	21- 36	0,021	0,19	9,0
B21t	36-102	0,024	0,20	8,3
B22t	102-160	0,023	0,21	9,1
T2P1				
A1	0- 10	0,011	0,10	9,1
A3	10- 21	0,013	0,17	13,1
B21	21- 45	0,018	0,17	9,4
B22	45- 80	0,015	0,14	9,3
B23	80-160	0,013	0,11	8,5
T2P2				
A1	0- 29	0,014	0,14	10,0
B21	29- 64	0,012	0,17	14,2
B22	64- 88	0,019	0,19	10,0
B3	88-150	0,018	0,22	12,2
T2P3				
A1	0- 25	0,018	0,17	9,4
IIA	25- 53	0,013	0,10	5,9
IIB	53-120	0,017	0,18	10,6

0,032 % para os solos estudados. Tanto os teores de Ti como os de Zr são similares àqueles reportados por WILDING et alii (1971) para idêntico tamanho de fração (0,05-0,25 mm) e aos valores para os pedons 1 e 2 apresentados por DEMATTÊ (1975). Outros dados existentes na literatura consultada (RUTLEDGE et alii, 1975, WILDING et alii, 1971 e BEAVERS, 1960) referem-se à análises efetuadas em fração de tamanho inferior (silte). Conforme tem sido assinalado, a análise elementar diverge consideravelmente entre diferentes tamanhos de frações, com tendência à concentração do Zr na fração silte grosso e de Ti no silte fino (BEAVERS, 1960; WILDING et alii 1971).

A Figura 19 ilustra a função da profundidade para os elementos Ti e Zr e razão Ti/Zr nos solos estudados.

Nos solos da topossequência 1 a distribuição desses elementos em profundidade não apresentam uma tendência simples, mas incrementos decréscimos nos diferentes horizontes. Estas variações são mais acentuadas no T1P1 (horizonte B22t) que apresenta um acréscimo no teor de Zr de 38 % em relação ao B21t. Incremento semelhante é observado no conteúdo de Ti entre o B22t e B23t e na razão Ti/Zr da ordem de 64 %.

Fig. 19 - Função de profundidade do Zr e da razão Ti/Zr na fração areia (0,05-0,25 mm) dos pedons das topossequências 1 e 2.

Surge, então, o problema da magnitude de mudança, no conteúdo de Zr e na razão Ti/Zr, necessária para definir uma descontinuidade litológica. Em razão da discordância existente, CHAPMAN e HORN (1968) sugerem como ponto de partida incrementos da ordem de 100 % e WILDING et alii (1971) indicam o exame conjunto de distribuição absoluta, razão entre elementos e outras evidências físicas ou químicas para suportar uma disconformidade. Dress e Wilding (TOMFSON et alii, 1981) acham conveniente uma diferença relativa de no mínimo 20 % para a razão Ti/Zr. Dados morfológicos (Apêndice 1) como textura, consistência, limite e dados físicos (Tabela 3) como a distribuição das areias, razão areia muito fina/areia fina, conteúdo de silte e mineralógicas, como a razão zircão/turmalina (Tabela 14) parecem suportar a existência de desuniformidade à profundidade de 42 cm (B22t).

KANGHAROT (1969) e WILDING et alii (1971) recomendam extremo cuidado na utilização da razão Ti/Zr, à qual devem ser adicionadas evidências físicas ou químicas para suportar descontinuidades. Em razão disso, não se considerou como indicativa de descontinuidade no material de origem o incremento de 64 % na razão Ti/Zr observada no horizonte B23t do T1P1.

Nos demais pedons da topossequência (T1P2 e T1P3) observam-se distribuições assistemáticas de Ti, Zr e Ti/Zr em profundidade. As pequenas mudanças entre horizontes permite considerá-las, praticamente como uniformes. Este fato não elimina a possibilidade de ocorrência de desuniformidades, apenas realça a insensitividade do índice elementar para detectá-las, segundo Drees (DEMATTE, 1975). Baseado nas revisões efetuadas recomenda-se, todavia, que estudos posteriores, utilizem frações de tamanho silte, para uma mais conclusiva afirmação.

Considerações semelhantes às efetuadas para os solos T1P2 e T1P3 se aplicam aos pedons da topossequência 2, que apresentam tendências, em profundidade, ao acrêscimo-decrêscimo (T2P1) ou vice-versa (T2P2 e T2P3). Para o Zr as maiores variações alcançam valores de 31 % (entre IIA e IIB-T2P3), 38,5 % (entre o A3 e B21 - T2P1 e A1 e IIA - T2P3) e 58,3 % (entre o horizonte B21 e B22 - T2P2). Maiores desvios são observados para o Ti, entre 70 % (A1 e A3 - T2P1 e A1 e IIA - T2P3) e 80 % (IIA e IIB - T2P3). Ocorrem discordâncias, entretanto, em relação às profundidades de ocorrência das variações máximas de Ti e Zr. Apesar destas serem inferiores ao valor sugerido por CHAPMAN e HORN (1968), o confronto com outros dados (Apêndice 1, Tabelas 3 -, 8 e 14 e Figuras 17 e 18 confirmam as desuniformidades nas profundidades

de maior variação desses elementos e da razão Ti/Zr nesses solos.

Em uma ocorrem variações pequenas no conteúdo absoluto e distribuição em profundidade do Ti e Zr para os solos estudados, mostrando os pedons da topossequência 1, valores, para estes elementos, ligeiramente superiores aos da topossequência 2.

Em vista das pequenas variações na função de profundidade do Ti e Zr, a identificação de descontinuidades através desses parâmetros carece de outras evidências para suportá-las.

Todavia, dado a distribuição diferencial desses elementos, em função do tamanho da fração, sugere-se que estudos posteriores utilizem frações mais finas (silte) antes que sejam estabelecidas maiores generalizações. Paralelamente, devem ser buscadas maiores informações acerca da variabilidade e distribuição de Ti e Zr elementar para solos desenvolvidos sob uma ampla variação de fatores de formação, fato já salientado por outros autores (DEMATTE, 1975).

Dado a ampla faixa de variação desses elementos nos solos, citada pela literatura (HUTTON, 1977), sobretudo para o Ti, semelhante informação seria de grande valor na escolha de padrões com conteúdos adequados de Ti e Zr e na análise da distribuição desses elementos, em função da existência de maior acervo de dados quantitativos.

6. CONCLUSÕES

Considerando-se os objetivos deste trabalho e os resultados apresentados e discutidos conclui que:

- As diferenças morfológicas dos solos foram efetivas na distinção de idades cronológicas na topossequência do vale do rio São Francisco uma vez que os solos mais evoluídos (latossolos) ocupam a superfície mais antiga e o alúvio a superfície mais recente.
- A tendência de funções de profundidade sobretudo da fração Índice (0,05-0,25 mm) e da densidade aparente auxiliaram no julgamento da homogeneidade do material de origem dos solos.
- Os conteúdos relativos de ferro extraído pelo oxalato e pelo ditionito (Fe_o/Fe_d) indicam que

que as formas de ferro livre apresentam menor grau de cristalinidade para o solo aluvial (T2P3) localizado em paisagem mais recente e diferenças pouco acentuadas para os solos (Podzólicos, Terra Roxa Estruturada e Latossolos) situados em paisagem de maior idade relativa. Semelhante razão para os óxidos de alumínio (Al_o/Al_d) indica menor cristalização nos latossolos e alúvio (topossequência 2).

- A mineralogia da fração areia adequa-se para a separação de sedimentos de diferentes idades relativas, para evidenciar variações deposicionais e distinguir intensidade de intemperismo entre solos localizados em diferentes elementos da paisagem.
- Os Podzólicos (Molissois) da topossequência do vale do Jequitaí, mostram a ocorrência de minerais de fácil alteração (plagioclásio calcosódico, microclina, calcita e dolomita) nas frações areia e silte. Em consequência os solos são essencialmente eutróficos e a fração argila apresenta dominância de caulinita e minerais 2:1.

- Dentre os três pedons da topossequência do vale do São Francisco, os minerais primários facilmente intemperizáveis ocorrem apenas no alúvio (Molissol). O teor de caulinita, mineral dominante na fração argila, decresce dos latossolos ao alúvio enquanto o de mica aumenta nesse sentido.
- A presença de feldspatos nos Molissois (Podzólicos e Alúvio) tem contribuído para a formação de caulinita e de hidromica. A alteração desta, por sua vez, está relacionada à presença de vermiculita e de minerais interestratificados nos solos.
- A presença de teores elevados de mica na fração argila dos latossolos mostra a necessidade de revisão na classificação desses solos.
- Os conteúdos de Ti e Zr, determinados por análise elementar, foram úteis na determinação da uniformidade do material de origem, sobretudo se aliada a outros parâmetros físicos e químicos dos solos.

- Maiores informações são necessárias acerca da variabilidade e distribuição do Ti e Zr em solos, visando auxiliar na escolha de padrões com conteúdos adequados destes elementos e na análise de sua distribuição em profundidade.

PEDOLOGY OF SOILS IN THE JEQUITAI REGION-STATE OF MINAS GERAIS.

Adviser: Prof.Dr. José Luiz Ioriatti Demattê

Candidate: Thienes Maria Costa Naschenveng.

7. SUMMARY

The objectives of this work were to study pedologic processes and mineralogy of the various granulometric fractions of soils occurring in two toposequences located in the valleys of the Jequitai River and the São Francisco River, north of the State of Minas Gerais. The area is characterized by a sub-humid climate with high temperature, low rain-fall (approximately 1,000 mm) and pronounced deficit in the hydric balance. The soil moisture regime is ustic and the soil temperature is classified as isohyperthermic. The predominant plant community is "cerrado", showing deciduous characteristics imposed by the present-day conditions of the sub-humid climate.

The toposequence 1 is represented by T1P1 and T1P2 pedons (Mollisols) and T1P3 pedon (Ultisol) and the to

posequence 2, by T2P1 and T2P1 pedons (Oxisols) and T2P3 pedon (Mollisol). The morphological, physical, chemical and mineralogical characteristics of the profiles studied suggest that these soils are poorly weathered, even for the profiles T2P1 and T2P2 in which chemical changes proceed, in a manner, not much intense and constant due to the present-day climate of the area.

The various pedologic processes have given rise to differentiation of the pedologic horizons, principally, those of oxic and clayey subsurface. These, with greater or lesser degree of evolution, are closely related with the lithologic material rather heterogeneous in the area, with the mineralogy of the granulometric fractions, and with the topographic situation of the profiles.

The three pedons of the toposequence 1 show occurrence of primary minerals of easy decomposition (calcium-sodium plagioclase, calcite and dolomite) in the sand and silt fractions, principally in the T1P1 pedon. Consequently, the soils are essentially eutrophic and the clay fraction presents with a predominance of kaolinite and 2:1 type clay minerals on the other hand, among the three pedons of the toposequence 2, the easily weatherable primary

minerals occur only in the T2P3 pedon (Mollisol). The content of kaolinite, dominant in the clay fraction, decreases from T2P1 pedon to T2P3 pedon, where as that of mica increases in this direction. The presence of feldspats, principally in the Mollisols, have contributed to the formation of kaolinite as well as hydrous mica. The transformation of the latter is related to the presence of vermiculite and interstratified minerals in the soils.

8. LITERATURA CITADA

ALLEN, B.L., 1977. Mineralogy and Soil Taxonomy. In: Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am. Proc. Madison, Wisconsin, pp. 771-796.

AGENCY FOR INTERNATIONAL DEVELOPMENT - AID, 1967. São Francisco Basin-Brazil, reconnaissance a apraissal land and wather resources. Vol. 1.

ARNOLD, R.W., 1968. Pedological significance of lithologic discontinuities. Trans. 9th. Intern. Congr, of Soil Science (Adelaide, Austrália) 4: 595-603.

ARNOLD, R.W., 1976. Working concepts in soil genesis. I. Department of Agronomy Cornell University, Ithaca, New York, pp. 1-25.

BEAVERS, A.H., 1960. Use of X-Ray Spectrographic Analysis for the Study of Soil Genesis. Trans. 7th. Intern. Congr. of Soil Science (Madison, Wisconsin) 1: 1-9.

BILZI, A.F. e E.J. CIOLKOSZ, 1977a. Time as a factor in the genesis of four soil developed in recent alluvium in Pennsylvania. Soil Science Society of America Journal. Madison, 41(1): 122-127.

BILZI, A.F. e E.J. CIOLKOSZ, 1977b. A field morphology rate for evaluating pedological development. Soil Science. Baltimore, 124(1): 45-48.

BIRKELAND, P.W., 1974. Pedology, weathering and geomorphological research. New York, Oxford University Press. 285 p.

BLUME, H.P. e U. SCHWERTMANN, 1969. Genetic evolution of profile distribution of aluminum, iron, and manganese oxides. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33: 438-444.

BLAKE, G.R., 1965. Particle density. Bulk density. In: C.A. BLACK(ed.). Methods of soil analysis, Madison, Wisc. American Society of Agronomy. pp. 371-390. (Agronomy, 9).

- BLOSS, F.D., 1961. An introduction to the methods of optical crystallography. Holt, Rinehart and Wiston, Inc. 294 p.
- BRAJNIKOV, B., 1950. Os traços estruturais do vale do São Francisco. Boletim Geográfico, VIII. (93) pp. 1092-1093: CNG - IBGE. Rio de Janeiro.
- BREWER, R. 1964. Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and Sons, Inc. New York 407 p.
- BRAUN, P.P.G., 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia, 32(33): 3-39.
- BROWN, G. (ed.), 1961. The X-ray identification and cristal structures of clay minerals. Mineralogical Society, London.
- BUCKHANNAN, W.H. e W.E. HAM, 1941. Preliminary investigations of heavy mineral criteria as an aid in the identification of certain soil in Oklahoma. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 6: 63-67.
- BUOL, S.W.; F.D. HOLE e R.J. McCracken, 1973. Soil genesis and classification. The Iowa State University Press, Ames, 360 p.

CADY, J.G., 1965. Petrographic microscope techniques. In: C. A. Black (ed.). Methods of soil analysis. Madison, Wisc. American Society of Agronomy, pp. 604-631.

CARROL, D., 1969. Clay minerals: a guide to their X-ray I. Identification. The Geological Society of America. Special Paper 126, 79 p.

CASTRO, F.J.C.O., 1983. Some remarks on the weathering of mica in tropical soils. Edited by A.J. Melfi e A. Carvalho. II International Seminar on Laterisation Processes. University of São Paulo, Brasil pp. 553-560.

CES - CENTRO DE ESTUDOS DE SOLOS, 1971. Departamento de Solos e Geologia, ESALQ-USP. Levantamento de reconhecimento dos Solos do Vale do Rio Jequitai. Piracicaba, CODEVASF/CES.

CES - CENTRO DE ESTUDOS DE SOLOS, 1975. Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes, ESALQ-USP. Levantamento de Solos do Projeto das Velhas (MG). Piracicaba, CODEVASF/CES.

CES - CENTRO DE ESTUDOS DE SOLOS, 1977. Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes, ESALQ-USP. Levantamento semidetalhado dos solos do Projeto Jequitai (MG). Piracicaba, CODEVASF/CES.

- CHAPMAN, S.L. e M.E. HORN, 1968. Parent material uniformity and origin of silty soils in northwest Arkansas based on Zr, Ti contents. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32: 265-271.
- CHURCHWARD, H.M., 1961. Soil studies at Swan Hill Victoria, Australia. I. Soil layering. Journal of Soil Science, Edinburg, 12: 73-86.
- DECHEN, S.C.F., 1979. Caracterização e mineralogia de solos desenvolvidos de folhelhos e arenito. Tese de Doutorado, ESALQ-USP. Piracicaba, 253 p.
- DEMATTE, J.L.I., 1975. Characteristics and classification of a toposequence of soils near Piracicaba, Brazil. Columbus, Ohio State University, (Ph.D. Thesis), 298 p.
- DEMATTE, J.L.I. e N.HOLOWAYCHUK, 1977. Solos da região de São Pedro, Estado de São Paulo. II. Mineralogia. R.bras. Ci. Solo. Campinas, 1: 99-103.
- DIXON, J.B., 1977. Kaolinite and serpentine group minerals. In: Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Madison, Wisconsin. pp. 357-398.

- DUCHAUFOR, P., 1976. Dynamics of organic matter in soils of temperate regions: its action on pedogenesis. Geoderma, 15: 31-40.
- FOLLET, E.A.C.; W.J. MCHARDY; B.D, MITCHELL e B.F.L. SMITH, 1965. Chemical dissolution techniques in the study of soil clays: Part II. Clay Minerals 6: 35-43.
- FREIRE, J.C., 1979. Condutividade hidráulica e capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico não saturado. R. bras. Ci. Solo. Campinas v. 3 (2): 73-77.
- GORBUNOV, N.I.; G.S. DZYADEVICH e B.M. TUNIK, 1961. Methods for determination of amorphous and crystalline nonsilicate sesquioxides in soils and clays. Pochvovedenie, 11: 103-111.
- GUIMARÃES, A.L., 1960. Vegetação do São Francisco. Enciclopédia dos Municípios Brasileiros (Grande Região Leste, o São Francisco) vol. IX, IBGE-CNG, Rio de Janeiro, pp. 78-118.
- HASEMAN, J.F. e C.E. MARSHALL, 1945. The use of heavy minerals in studies of the origin and development of soils. University of Missouri. Research Bulletin 387. Columbia, Missouri, 75 p.

- HSU, P.H., 1977. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides. In: Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, pp. 99-142.
- HUANG, P.M., 1977. Feldspars, olivines, piroxenes and amphiboles. In: Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, pp. 553-595.
- HUTTON, J.T., 1977. Titanium and Zirconium Minerals. In: Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, pp. 673-688.
- JACKSON, M.L. e SHERMAN, G.D., 1953. Chemical weathering of minerals in soils. Advances in Agronomy. pp. 219-318.
- JACKSON, M.L., 1965. Soil chemical analysis. Advanced Course. Univ. of Wisconsin. Madison, Wisconsin.
- JENNY, H., 1941. Factors of soil formation. New York. McGraw-Hill Books Co, 281 p.
- KERR, P.K., 1959. Optical mineralogy. 3ed. McGraw-Hill. 422 p.

- KHANGHAROT, A.S., 1969. Relative intensity of soil weathering of Wisconsin and Illinoian-age terraces near Newark, Ohio. Ph.D. dissertation, Ohio State University, 214 p.
- KILMER, V.J. e L.T. ALEXANDER, 1949. Methods of making mechanical analysis of soil Soil Sci. 68: 15-24.
- KING, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia.XVIII (2): 147-265. IBGE CNG. Rio de Janeiro.
- LIMA, v.C., 1979. Caracterização e classificação de solos derivados de eruptivas básicas do terceiro planalto paraense. Tese de Doutorado, ESALQ-USP, Piracicaba, 249 p.
- MADERO, L.A., 1977. Soil development concepts in a semi-arid zone in northwestern Venezuela. Thesis M.S. Cornell University, 136 p.
- MARCOS, Z.Z., 1971. Morphologic and physical properties of fine textured oxisols, State of São Paulo. Unpublished. Ph.D. Dissertation. Agronomy Department. Ohio State University.

- MARSHALL, C.E. e J.F. HASEMAN, 1942. The quantitative evolution of soil formation and development by heavy mineral studies: a grundy silt loam profile. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 7: 448-453.
- MATTOS, J.T. e R. PEREIRA DA CUNHA, 1977. Aplicação de sensores remotos, com ênfase, em imagens LANDSAT em mapeamento geológico regional, no norte de Minas Gerais. São José dos Campos-SP. Dissertação de Mestrado.
- McKEAGUE, J.A. e J.H. DAY, 1966. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aid in differentiating various classes of soils. Can. J. Soil Sci. 46: 14-22.
- MEHRA, O.P. e M.L. JACKSON, 1960. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: National Conference on Clays and Clay Mineral. 7, Proceedings. New York, Pergamon Press, pp. 317-327.
- MILNE, G., 1935. Composite units four the mapping of complex soil association. Proc. 3rd, Int. Congr. Soil Sci. pp. 345-347.

MOREIRA, G.N.C., 1979. Características e classificação de uma topossequência de solos da região de Jequitai-Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. ESALQ-USP, Piracicaba, 107 p.

OSMOND, D.A., 1958. Micropedology. Soils and Fertilizer. V. XXI, nº 1, pp. 1-6.

PAIVA FILHO, A. e W.L. PONÇANO, 1972. Mapa geológico preliminar da região de Jequitai, Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., Belém. Anais 1: 95-102.

PENTEADO, M.M. e G. RANZANI, 1973. Relatório de viagem ao médio vale do Rio São Francisco. Geomorfologia. Piracicaba, 40: 1-44.

PESSOTTI, J.E.S., 1980. Mineralogia de uma topossequência de solos em sedimentos recentes da região do Jequitai. Dissertação de Mestrado, ESALQ-USP, Piracicaba, 95 p.

RICHARDS, L.A., 1965. Physical condition of water in soil. In: BLACK, C.A. (ed.). Methods of soils analysis. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, pp. 128-152.

- RUEDA, J.R.J., 1980. Modelos sequenciais de gênese aplicados a solos da região de Jequitai-MG. Dissertação de Mestrado. ESALQ-USP, Piracicaba, 188 p.
- RUHE, R.V., 1956. Geomorphic surfaces and the nature of soils. Soil Sci. 82(6): 441-455.
- RUHE, R.V., 1958. Stone lines in soils. Soil Sci. 87: 223-231.
- RUHE, R.V., 1960. Elements of the soil landscape. In: 7th. International Congress of Soil Science, Madison, Wisc., 23: 165-169.
- RUTLEDGE, E.M.; L.D. WILDING; G.F. HALL e N. HOLOWAYCHUK, 1975. Loess in Ohio in relation to several possible source areas: Elemental e mineralogical composition. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 1133-1139.
- SANS, L.M.A.; J.L.I. DEMATTÊ e A. CARVALHO, 1979. Características físicas, químicas e mineralógicas de três solos em uma catena sob cerrado e sobre calcário, em Sete Lagoas, MG. R. bras. Ci. Solo. Campinas, SP. v. 3 nº 1, pp. 54-61.

SAWHNEY, B.L., 1977. Interstratification in layer silicates.

In: Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am. Proc.
pp. 405-434.

SIVARAJASINGHAM, S.; L.T. ALEXANDER; J.G. GADY e M.G. CLINE.

1962. Laterite. Advances in Agronomy, 14: 1-59.

SOIL CONSERVATION SERVICE, 1972. Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. Soil Survey Investigations Report nº 1. Washington, D.C. USDA, 63 p.

SOIL SURVEY STAFF, 1951. Soil Survey Manual. USDA. Handbook nº 18, Washington, D.C. Cont. Printing Office, 503 p.

SOIL SURVEY STAFF, 1975. Soil Taxonomy. A Basic System for Soil Classification. Washington, D.C. Department of Agriculture, Soil Conservation Service. Agriculture Handbook nº 436, 754 pp.

THORNTHWAITE, C.W. e J.R. MATHER, 1955. The water balance.

Publ. Climatology, 11: 1-104.

- THEISEN, A.A. e M.E. HARWARD, 1962. A paste method for preparation of slides for clay mineral identification. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26: 90-91.
- TOMPSON, M.L.; N.E. SMECK e J.M. BIGHAN, 1981. Parent materials and paleosols in the Teays River Valley, Ohio. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 918-925.
- UEHARA, G. e J. KENG, 1975. Management implications of soil mineralogy in Latin America. In: BORNEMISZA, E. e A. ALVARADO (ed.), Soil Management in Tropical America. North Caroline State University Raleigh, N.C., USA, pp. 351-363.
- VAN RAIJ, B., 1971. Eletrochemical properties of some Brazilian soils. Ph.D. Thesis, Cornell University, 144 p.
- VETTORI, L., 1969. Métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo, 24 pp. (Boletim Técnico nº 7).
- WALKLEY, A. e I.A. BLACK, 1934. An examination of the Degtjareff method of determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci. 37: 29-38.

- WAN WAMBEKE, A.R., 1962. Criteria for classifying tropical soils by age. Journal of Soil Science. Edinburg, 13(1): 124-132.
- WANG, C. e R.W. ARNOLD, 1973. Quantifying pedogenesis for soils with discontinuities. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37: 271-278.
- WARSHAW, M.C. e R.ROY, 1962. Classification and scheme for identification of layers silicates. Bul. Geol. Soc. Am. 72: 1455-1492.
- WEAVER, C., 1967. The significance of clay minerals in sediments. In: Fundamental Aspects of Petroleum Geochemistry. Nagy e Colombo, Editors, Elsevier, Amsterdam , pp. 37-75.
- WILDING, L.P.; N.E. SMECK e L.R. DRESS, 1977. Silica in soils: quartz, cristobalite, tridimite and opal. In: Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am. Proc. , Madison, Wisc. pp. 471-542.

WILDING, L.P.; L.R. DRESS; N.E. SMECK e G.F. HALL, 1971. Mi
nerals and elemental composition of Wisconsin - Age Till
Deposits in West-Central Ohio. In: R.P. GOLDTHWAIT (ed.)
Till: a symposium. The Ohio State University Press, Co -
lumbus, pp. 290-317.

APÊNDICE 1
DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

PEDON - T1P1

Classificação: PODZÓLICO VERMELHO AMARELO, Equivalente Eutrófico, A chernozêmico, textura argilosa.

Localização: Fazenda Morrinhos, lado esquerdo da estrada Pirapora a Jequitaí, aproximadamente 200 metros da sede.

Geologia: Plio-Pleistoceno.

Material de origem: Sedimentos argilosos com contribuição do calcário.

Relevo local: Meia encosta.

Relevo regional: Suavemente ondulado.

Vegetação: Floresta caducifolia.

Drenagem: Boa.

Erosão: Ausente.

Uso atual: Pastagem de colônia.

Morfologia:

A1 0- 19 cm; pardo avermelhado escuro (5YR 4/3; 3/3 úmido) e (5YR 3/3) amassado; barro limoso (bl/br); composta, blocos subangulares pequenos forte e granular pequena a média, forte; ligeiramente duro, friável, plástico, pegajoso; raízes muito finas, abundantes; poros finos e médios, caóticos, descontínuos, comuns; limite ondulado, claro.

B2lt 19- 42 cm; pardo avermelhado (2,5YR 4/4; 3/4 úmido) ; barro argiloso (bl/br); blocos subangulares pequenos e médios, forte; duro, friável, plástico, pegajoso; cerosidade moderada, vermelho escuro (2,5YR 3/6), pouca; raízes finas, poucas; galerias biológicas menores que 3 mm, poucas; poros muito finos, caóticos, descontínuos, comuns; concreções ferruginosas, menores que 2 mm, abundantes; acumulações orgânicas cinza muito escuro (5YR 3/1), distinta, poucas; limite ondulado, gradual.

B22t 42- 70 cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6 úmido); argila (rl); blocos subangulares pequenos e médios ,

forte; muito duro, friável, muito plástico, muito pegajoso; cerosidade forte, planos verticais e horizontais, películas grossas vermelho escuro (10R 3/6), abundantes; raízes muito finas, poucas; galerias biológicas menores que 3 mm, raras: microporos, abundantes; concreções ferruginosas menores que 2 mm, raras; acumulações orgânicas, cinza muito escuro (5YR 3/1), horizontais, poucas; limite suave, difuso.

B23t 70-130+cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6 úmido); argila (r); composta, prismática pequena a média e blocos subangulares, pequenos, forte; muito duro, friável, muito plástico, muito pegajoso; cerosidade forte; planos verticais e horizontais, películas grossas vermelho escuro 10R 3/6 abundantes, raízes finas raras; microporos abundantes.

PEDON - T1P2

Classificação: PODZÓLICO VERMELHO AMARELO, Equivalente Eutrófico, A chernozêmico, textura argilosa.

Localização: Estrada Pirapora a Jequitai pelo lado direito, aproximadamente 1 km antes da entrada da Fazenda Morrinhos.

Geologia: Quaternário (Plió-Pleistoceno) com contribuição do Bambuí.

Material de origem: Produto da decomposição de calcários.

Relevo local: Terço final de encosta.

Relevo regional: Suavemente ondulado.

Vegetação: Floresta caducifólia.

Drenagem: Boa.

Erosão: Ausente.

Uso atual: Pastagem de colônia.

Morfologia:

- A1 0- 30 cm; pardo avermelhado escuro (5YR 3/2; 2/2 úmido) e (5YR 2/2 amassado); barro (br); composta, blocos subangulares pequenos e granular média, moderado; ligeiramente duro, muito friável, plástico e pegajoso; raízes finas abundantes, muito grossas, pouco; galerias biológicas menores que 5 mm, abundantes; poros médios e finos, caóticos, descontínuos, abundantes; limite ondulado, claro.
- B2lt 30- 45 cm: pardo avermelhado (2,5YR 4/4; 3/4 úmido) ; argila (br); blocos subangulares médios e grandes, forte; duro, friável, plástico, pegajoso; cerosidade fraca em alguns planos verticais , pouca; raízes finas abundantes; galerias biológicas menores que 10 mm, abundantes; poros médios e finos, caóticos, descontínuos, abundantes; concreções ferruginosas pequenas e esqueleto de quartzo pequeno, comuns; acumulações orgânicas pretas (N₂/) abundantes em galerias grandes; acumulação de argila e matéria orgânica cimentando quartzo não angular , comuns; limite irregular, gradual.

B22t 45- 96 cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6 úmido); argila (br); blocos subangulares médios e grandes , forte; muito duro, friável, plástico, ligeiramente pegajoso; cerosidade fraca descontínua em alguns planos de clivagem; raízes finas, comuns; galerias biológicas menores que 10 mm, abundantes; poros finos e médios, caóticos, descontínuos, abundantes; concreções ferruginosas pequenas, raras; acumulações orgânicas pretas (N_2 /) em galerias grandes, comuns; limite irregular, difuso.

B23t 96-150+cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6 úmido); argila (br); prismática grande que se rompe em blocos subangulares pequenos, moderado; duro ; muito friável, plástico, ligeiramente pegajoso; cerosidade fraca em alguns planos verticais pouco, vermelho escuro (2,5YR 3/6); raízes finas, pouco; galerias biológicas finas pouco; poros finos e médios, contínuos, verticais e oblíquos, abundantes; concreções ferruginosas pequenas, raras, esqueleto de quartzito anguloso, comum.

Observação: Iluviação de argila através dos poros maiores no horizonte B22t.

PEDON - T1P3

Classificação: TERRA ROXA ESTRUTURADA, Epieutrôfica, Álica,
A moderado.

Localização: Estrada Pirapora a Jequitaí pelo lado direito, aproximadamente 3 km após a entrada da Fazenda Morrinhos.

Geologia: Quaternário-Pleistoceno.

Material de Origem: Produto da decomposição de ardósias.

Relevo local: Plano.

Morfologia:

A1 0- 21 cm; pardo avermelhado (2,5YR 5/4; 4/4 úmido); barro (br); blocos subangulares pequenos e médios, moderado; ligeiramente duro, muito friável, plástico, pegajoso; raízes finas abundantes, grossas pouco; galerias biológicas menores que 10 mm, abundantes; poros finos e médios, caóticos, descontínuos, comuns; concreções ferruginosas pequenas, abundantes;

acumulações orgânicas em canais biológicos ,
abundantes; limite ondulado, claro.

A3/B1 21- 36 cm; vermelho (2,5YR 4/6; 4/6 úmido); barro argiloso (r); blocos subangulares médios e grandes, moderado; duro, muito friável muito plástico, muito pegajoso; cerosidade pouco em alguns planos verticais, fraca, vermelho fraco (10R 4/4); raízes médias, comuns, horizontais; galerias grandes poucas, de cupins; poros finos e médios, caóticos, descontínuos, comuns; concreções ferruginosas pequenas, comuns; limite ondulado, gradual.

B2lt 36-102 cm; vermelho fraco (10R 4/4; 3/4 úmido); argila (r); macro prismática que se rompe em blocos subangulares grandes, forte; extremamente duro, firme, muito plástico, muito pegajoso ; cerosidade forte, planos verticais e horizontais, películas grossas, pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4), abundantes; raízes finas raras, nos planos de clivagem; microporos visculares, abundantes; concreções ferruginosas, comuns; limite ondulado, difuso.

B22t 102-160+cm; vermelho fraco (10R 4/4; 3/4 úmido); argila (r); macro prismática que se rompe em blocos subangulares grandes e prismas grandes, forte; extremamente duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; cerosidade forte, planos verticais e horizontais, películas grossas, pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4), abundantes; raízes finas, muito raras no plano de clivagem; microporos visiculares, abundantes; fragmentos de quartzo, abundantes.

Observação: Os horizontes Bt apresentam microagregados abundantes.

PEDON - T2P1

Classificação: LATOSSOLO VERMELHO ESCURO Epieutrófico, álico, A fraco, textura média.

Localização: Estrada Pirapora a Jequitaiá aproximadamente 8 km de Guaicuí pelo lado esquerdo.

Geologia: Quaternário-Pleistoceno.

Material de origem: Sedimentos argilo-arenosos.

Relevo local: Plano.

Relevo regional: Suavemente ondulado.

Vegetação: Cerrado.

Drenagem: Boa.

Erosão: Laminar.

Morfologia:

A1 0- 10 cm; pardo avermelhado (5R 5/4; 4/4 úmido) com pontuações pretas (N_2 /), pequenas, distintas, poucas; barro arenoso; blocos subangulares

pequenos, moderado; ligeiramente duro, friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes finas e médias, abundantes; galerias biológicas menores que 5 mm, comuns; poros médios pequenos, descontínuos, caóticos, abundantes; acumulação de areia lavada, comum; limite ondulado, gradual.

A3 10- 21 cm; pardo avermelhado (2,5YR 4/4; 3/4 úmido) com pontuações vermelho (2,5YR 4/6), distinto, pouco; barro arenoso; maciço denso; duro, friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes finas, poucas; galerias biológicas menores que 5 mm, comuns; poros médios, caóticos, descontínuos, abundantes; acumulações orgânicas, pardo acinzentado muito escuro (10YR 3/2), pouco; limite ondulado, gradual.

B21t 21- 45 cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6 úmido); barro argilo arenoso; maciço denso; duro, friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes médias, poucas; galerias biológicas menores que 5 mm, comuns; poros finos e muito finos, caóticos, descontínuos, abundantes;

acumulações orgânicas pardo acinzentado muito escuro (10YR 3/2), pequenos, poucas; limite ondulado, difuso.

B22 45- 80 cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6 úmido); barro argilo arenoso; maciço que se desfaz em fragmentos irregulares, fraco; macio, muito friável, plástico, pegajoso; raízes médias e grossas, comuns; galerias biológicas menores que 5 mm, poucas; poros médios e finos caóticos, descontínuos poucos; carvões pequenos, poucos; acumulações orgânicas, pardo acinzentado muito escuro (10YR 3/2) poucos; limite ondulado, difuso.

B23 80-160 cm; vermelho (2,5YR 4/6; 3/6); barro argilo arenoso; maciço que se desfaz em fragmentos irregulares, fraco; macio, muito friável, plástico, pegajoso; raízes finas poucas, poros finos e muito finos, caóticos, descontínuos, abundantes.

PEDON - T2P2

Classificação: LATOSSOLO VERMELHO AMARELO, Epieutrófico, A fraco, textura média.

Localização: Estrada Pirapora a Jequitaí, pelo lado esquerdo, aproximadamente 2 km de Guaicuí.

Geologia: Quaternário-Pleistoceno.

Material de origem: Sedimentos areno-argilosos.

Relevo local: Plano.

Relevo regional: Suavemente ondulado.

Vegetação: Cerrado.

Drenagem: Boa.

Erosão: Laminar.

Morfologia:

Al 0- 29 cm; pardo escuro (10YR 5/3; 4/3 úmido); barro arenoso; blocos subangulares médios e finos , fraco; ligeiramente duro, muito friável, não

plástico, não pegajoso; raízes finas abundantes; galerias biológicas menores que 5 mm, abundantes; poros médios, caóticos, descontínuos, abundantes; carvões pequenos, esparsos; limite ondulado, claro.

B21 29- 64 cm; pardo escuro (7,5YR 5/6; 4/4 úmido); barro arenoso; maciço denso; muito duro, friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes finas, poucas; galerias biológicas menores que 3 mm, comuns; poros médios, caóticos, descontínuos, comuns; esqueleto de quartzo, anguloso e arredondado, comum; limite ondulado, gradual.

B22 64- 88 cm; pardo avermelhado (7,5YR 5/6; 5YR 4/4 úmido); barro arenoso; maciço; duro, friável, ligeiramente plástico, pegajoso; raízes finas, poucas; galerias biológicas menores que 3 mm, comuns; poros médios e finos, caóticos, descontínuos, abundantes; esqueleto de quartzo em canais biológicos; limite ondulado, difuso.

B3 88-150+cm; vermelho amarelado (5YR 6/8; 5/8 úmido);
barro arenoso; maciço que se rompe em frag-
mentos irregulares, fraco; ligeiramente du-
ro, muito friável, ligeiramente plástico, li-
geiramente pegajoso; raízes finas, raras, po-
ros médios e finos, caóticos, descontínuos,
abundantes.

Observação: Esqueleto de quartzo apresentam-se cimenta-
dos por argila.

PEDON - T2P3

Classificação: ALÚVIO intergrade para BRUNIZEM textura média.

Localização: Estrada Pirapora a Jequitaí, pelo lado esquerdo, aproximadamente 5 km de Guaicuí.

Geologia: Quaternário-Holoceno.

Material de origem: Sedimentos silticos-argilosos.

Relevo local: Plano.

Relevo regional: Plano com áreas de retenção hídrica.

Vegetação: Floresta ciliar.

Drenagem: Imperfeita.

Morfologia:

Al 0- 25 cm; pardo acinzentado muito escuro (10YR 3/2; 2/2 úmido); barro; blocos subangulares pequenos; moderado; ligeiramente denso, friável, plástico, ligeiramente pegajoso; raízes finas e grossas, abundantes, galerias biológicas

cas menores que 10 mm, comuns; poros finos e médios, oblíquos, descontínuos, comuns; dejeções em galerias grandes, comuns; limite ondulado, gradual.

IIA 25- 53 cm; pardo acinzentado escuro (10YR 4/2; 3/2 úmido); barro argiloso; prismática, média que se rompe em blocos subangulares médios, forte; extremamente duro, friável, plástico, pegajoso; iluviação de material orgânico em áreas pequenas, poucas; raízes finas poucas; galerias biológicas menores que 5 mm, abundantes; poros médios e finos caóticos, descontínuos, abundantes; limite ondulado, gradual.

IIB 53-120 cm; pardo (10YR 5/3; 7,5YR 4/2 úmido); barro argilo arenoso; maciço, denso; extremamente duro, friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; iluviação de argila, fraca, pouco, pardo escuro (10YR 4/4); raízes muito finas, poucas; poros finos e muito finos, caóticos, descontínuos, abundantes.

Observação: As galerias biológicas grandes apresentam-se revestidas internamente por argila.

APÊNDICE 2
DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

PEDON - T1P1

HORIZONTE A1

Fundo Matricial

- Abundância: plasma (45 %), esqueleto (40 %), vazios (10%), feições pedológicas (5 %).
- Estrutura plásmica: insépica fraca, domínios anisotrópicos não orientados.
- Cor: plasma pardo escuro com áreas alaranjadas, pontuações escuras dispersas.
- Esqueleto: principalmente grãos de quartzo sub-arredondados, raros angulares. Micas frequentes dispostas ao acaso.
- Vazios: metacavidades mamilares grupadas, interconectadas. Metacanaís isolados transpedais. Fissuras pequenas poucas, interpedais.
- Feições pedológicas
 - . Cutans: ferriargilans amarelos associados a cavidades cutânicos, moderadamente orientados, descontínuos e de grãos embebidos (nódulos). Sesquans em grãos e associados a vazios pouco, avermelhados.

- . Papulas: poucas, pequenas, dispersas no plasma. Alaranjadas, extinção forte contínua, fortemente separadas.
- . Nódulos: feição pedológica predominante, principalmente ferrimanganíferos, frequentemente nítidos, fortemente e ou fracamente separados, discretos a moderadamente adesivos.

HORIZONTE B2lt

Fundo Matricial

- Abundância: plasma (55 %), esqueleto (25 %), vazios (10 a 12 %), feições pedológicas (8 %).
- Estrutura plásmica: insépica fraca.
- Esqueleto: fragmentos de mica compondo o esqueleto fino dispersos no plasma frequentes grãos de quartzo e zirconita e turmalina arredondadas. Micas mais frequentes que horizontes subjacentes (as vezes se intemperizando). Opacos frequentes.
- Cor: plasma pardo amarelado com áreas alaranjadas.

- Vazios: ortocavidades irregulares e mamilares interconectadas, grupadas, interpedais predominam, ocorrendo também metacavidades. Mais comumente grupadas.
- Estrutura de base: porfirosquelética, tendendo a granular complexa. Plasma entretanto pouco denso.
- Feições pedológicas
 - . Cutans: sesquans circundando vazios, opacos sem orientação nítida, fortemente separados. Ferriargilans associados também a vazios, porém inferiores as vezes descontínuos.
 - . Papulas: frequentes, tanto quanto o horizonte anterior, todavia são de menor tamanho e dispostas aleatoriamente no plasma (intemperismo de micas?). Coloração amarela, orientação forte contínua, nítidas, fortemente separadas.
 - . Nódulos: Sesquióxidos, coloração vermelha escura quase parda (sem nicóis cruzados) e vermelho vivo (sob nicóis x), predominam à semelhança do horizonte B22, esféricos e elipsoidais, fábrica mais diferenciada em relação aos do B22.As

vezes apresentam-se mais escuros, quase pretos. Estrutura de base porfirosquêmica, nítidos, fortemente separados, discretos.

HORIZONTE B22t

Fundo Matricial

- Estrutura plásmica: insépica, todavia ocorrem cutans em torno de grãos e vazios, forte contínuos (como descrito por Brewer para vossépica).
- Cor do plasma: pardo-alaranjado.
- Esqueleto: predominância grãos de quartzo subarredondados, mais raramente arredondados e angulares. Pequenos fragmentos de micas raras.
- Vazios: ortocavidades interconectadas por fissuras, predominando os meta skew planes. Ocorrem também metacavidades isoladas. Em áreas mais localizadas ocorrem vazios de empacotamento interpedais.
- Estrutura de base: mais extensivamente, porfirosquêmica com tendência à individualização de agregados.

- Feições pedológicas

. Cutans: principalmente cutans de vazios, ocorre também cutans de grãos embebidos (grãos simples, nódulos).

Ferriargilans de vazios planares, ocorrendo também de vazios normais e de grãos embebidos.

Orientação forte contínua cutânica, limites nítidos, separação forte e adesão fraca. Cutans de coloração alaranjada.

. Papulas: com características idênticas à dos espessos ferriargilans associados aos vazios, inclusive ocorrendo sempre próximas a estes (cutans disrupted?) e no interior do plasma.

Apresentam-se em menor quantidade que o B23.

. Nódulos: principalmente ferrimanganíferos (escuros), nítidos, discretos, sempre circundados por ferriargilans. Em menor quantidade nódulos sesquióxidos (castanho escuros).

HORIZONTE B23

Fundo Matricial

- Abundância: plasma (70 %), esqueleto (10 %) vazios (8 % - 12 %) feições pedológicas (8 - 12 %).
- Estrutura plásmica: vo-esquelsépica.
- Esqueleto: angular, ipidiomorfa (mais comum), feldspato, quartzo, zirconita e turmalinas.
- Vazios: fissuras frequentes do tipo "joint planes e meta skew planes". Algumas já apresentam revestimentos de argilans. Canais finos frequentes ligando alvéolos, em parte ou totalmente preenchidos por ferriargilans. Orto e metacavidades frequentes.
- Estrutura de base: porfirosquêlica.
- Feições pedológicas
 - . Cutans: principalmente cutans simples de vazios normais, de canais e de fissuras.
Ferriargilans nítidos, normalmente cutânico fortemente separados e fracamente adesivos.

- . Nódulos: vermelho escuros, nítidos, fábrica interna com ligeira diferenciação, nódulos ferrimanganíferos (quase pretos), nítidos discretos. Predominam os primeiros, sempre circundados por ferriargilans.
- . Papulas: irregulares, fábrica contínua. Mais comumente nítidas, extinção forte contínua.

PEDON - T2P3

HORIZONTE A1

Fundo Matricial

- Abundância: plasma (20 %), esqueleto (60 %) vazios (25 %).
- Estrutura plásmica: insépica.
- Esqueleto: arredondado, sub-arredondado e mais raramente ipidiomorfo. Quartzo plagioclásios, opacos.
- Vazios: irregulares, metavazios principalmente transagregados.
- Estrutura de base: transição de porfirosquêlica a aglomero plásmica.

- Feições pedológicas

- . Cutans: raros interior vazios e recobrando esqueleto, contraste forte e adesividade forte. Mais raros em relação aos horizontes subjacentes, pa recendo tender à formação de nódulos.

HORIZONTE IIA

Fundo Matricial

- Abundância: plasma (40 %), esqueleto (50 %) vazios (10 %).
- Estrutura plásmica: predominantemente insépica.
- Esqueleto: quartzo, plagioclásios, opacos predominando os sub-arredondados.
- Vazios: metavazios irregulares transpedais e mais raramente mamilados "skew planes" raros.
- Estrutura de base: porfirosquélica tendendo à aglomeroplás mica.
- Feições pedológicas
 - . Cutans: simples principalmente de vazios, ocorrem também cutans de grãos. Possuem orientação forte contínua, moderadamente a fortemente separados, adesividade moderada a fraca.

HORIZONTE IIB

Fundo Matricial

- Abundância: plasma (25-30 %), esqueleto (60-65 %) vazios (10 %).
- Estrutura plásmica: mais extensivamente insépica, ocorrendo separações plásmicas em ilhas com extinção forte contínua, principalmente entre grãos.
- Esqueleto: quartzo, plagioclásios opacos predominantemente sub-arredondado, também angulares e mais raramente ipidiomorfo.
- Vazios: metavazios irregulares principalmente, bem como cavidades ou vesículas, transagregados.
- Estrutura de base: porfirosquêlica tendendo fortemente a aglomeroplásmica.
- Feições pedológicas: mais frequentes cutans de simples grãos livres, aparecendo também cutans de canais, expressos, descontínuos fortemente orientados com fendilhamento, contraste forte.