**MINERALOGIA E GÊNESE DE SOLOS ORIGINADOS DE
ROCHAS DA FORMAÇÃO IRATI: REGIÃO DE
PIRACICABA-SP**

MARIANO CALERO MERINO

Engenheiro Agrônomo, M. Sc.

ORIENTADOR : Prof. Dr. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

Tese apresentada à Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, para a obtenção do Título de Doutor em Agronomia, Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - Campus "Luiz de Queiroz"/USP

Calero Merino, Mariano

Mineralogia e gênese de solos originados de rochas da Formação Irati : região de Piracicaba-SP / Mariano Calero Merino. - - Piracicaba, 1999.

207 p. : il.

Tese (doutorado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1999.
Bibliografia.

1. Formação Irati 2. Formação do solo 3. Mineralogia do solo 3. Morfologia do solo 4. Pedologia 5. Propriedade físico-química do solo I. Título

CDD 631.44

A Deus Milagroso

“Senhor Cautivo de Ayabaca” pela sua infinita Misericórdia

OFEREÇO

A meus pais: Víctor Manuel e Zoila Angélica

Irmãos: A. Aurora., Hernando de J., Gerardo, Santiago

MEU RECONHECIMENTO

A minha irmã: Ofelia E., que foi atraída pelo encanto de Deus!

MINHA HOMENAGEM

A Kriss Mariano & Mariano Rouget

Meus filhos, razão da minha vida,
que acompanharam o sucesso do seu pai

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. José Luiz Ioriatti Demattê, pela orientação, incentivo ensinamentos, dedicação e amizade recebidos.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, (ESALQ) da Universidade de São Paulo (USP), pela possibilidade e condições oferecidas para o desenvolvimento do Curso de Pós Graduação.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo.

Aos Professores do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP Doutores: F.A. Monteiro, Quirino A. de Camargo Carmello, A. Pires da Silva, A. Marconi, A.J. Melfi, R.R. Aloisi, Z. Zillmar Marcos, R.S. Pacovsky, e todo o Staff de Professores, pela sua colaboração e extrema cordialidade com que me acolheram e ensinaram. Em forma muito especial ao Dr. C.A. Clemente pelas constantes trocas de idéias e apoio amigo nas horas mais difíceis.

Aos Professores do Departamento de Solos da Faculdade de Agronomia da “Universidade Nacional de Piura” (UNP), Dr. C.A. Delgadillo; M.Sc(s): J. Remigio, J.E. Lapeyre; Engenheiros: W.A. Farías, V.M. Requena e D.R. Silva, pelo apoio e paciência durante o meu afastamento.

Aos Funcionários e Técnicos de laboratório: Senhora Maria Elizabete H.B. Guimarães pela sua valiosa contribuição na difração de raios- x e ATD; ao Sr. H. Sampaio do IAG-(NUPUGEL), pela sua ajuda nos estudos de MEV- microanálise e pela amizade oferecida.

Aos Senhores: W.J. Rosignolo e L. Dias, pela orientação no laboratório de Física de Solos; D. Grissotto, S.F de Mello e, à Senhora F. Morales pela amizade fraterna.

Ao Prof. Dr. E. Kitajima, do NAP/MEPA, pelo acompanhamento, ensino e paciência na MEV e MET e, à Senhorita S. Machado pela ajuda no revelado fotográfico.

Aos Professores da UNESP- Rio Claro: Dr. A.J. Ranalli Nardy, pela sua valiosa ajuda na fluorescência de raios-X, e ao Dr. J.R. Jimenez-Rueda pela orientação construtiva e amizade.

Ao Professor Ph.D. José A. Estrada, Professor Emérito da UNA “La Molina”, por me recomendar e acreditar no meu sucesso doutoral.

À Senhorita M. Campos G., pelo apoio constante, colaboração e amizade durante os estudos Pós Graduais.

Em forma especial à senhora M.S. de C. Ferraz, pela ajuda na confecção final da tese e amizade.

A meus colegas amigos: E. Fraga da Silva, W. Klein e E. Do Nascimento, pelo convívio fraterno e ajuda.

Ao Professor Dr. Paulo L. Libardi pela sua gentil orientação em Física de Solos e, ao amigo Robinson L. Tuon pela amizade e ajuda.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS	Vii
LISTA DE TABELAS	X
RESUMO	Xi
SUMMARY	Xiii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Geologia e Geomorfologia: Formação Irati.....	4
2.1.1. Geologia.....	4
2.1.2. Geomorfologia	7
2.2. Significado geológico da diagênese dos sedimentos	8
2.3. Gênese de solos de boa drenagem	9
2.4. Gênese de solos com drenagem impedida	11
2.5. Processos específicos de gênese	13
2.5.1. Oxidação-Redução	13
2.5.2. Hidrólise	15
2.5.3. Ferrólise (Destruição de argilominerais).....	16
2.5.4. Bioturbação.....	17
2.5.5. Eluviação-Iluviação (Lessivagem) e gênese do horizonte Álbico (E)	18

2.5.6. Mineralogia da argila: dessilicatização	21
3. MATERIAL E MÉTODOS	25
3.1. Caracterização do meio físico	25
3.1.1. Localização	25
3.1.2. Geologia	28
3.1.3. Geomorfologia.....	28
3.1.4. Clima.....	28
3.2. Trabalhos de campo.....	32
3.3. Análises de Laboratório.....	34
3.3.1. Análises físicas.....	34
3.3.2. Análises químicas.....	37
3.3.3. Preparo das amostras para análise mineralógica.....	38
3.3.4. Difração de raios-x.....	39
3.3.5. Fluorescência de raios-x.....	40
3.3.6. Análise térmica diferencial.....	41
3.3.7. Preparo das amostras para microscopia ótica.....	41
3.3.8. Preparo das amostras para micromorfologia.....	42
3.3.9. Microscopia Eletrônica de Transmissão (MET).....	42
3.3.10. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	42
3.3.11. Microsonda.....	43
3.3.12. Cálculos granulométricos.....	43
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
4.1. Morfologia dos solos na catena.....	45
4.2. Propriedades físicas.....	67

4.3. Propriedades químicas.....	80
4.4. Espectografia de Raios-x.....	94
4.5. Mineralogia	104
4.6. Processos genéticos envolvidos na sequência estudada.....	119
4.7. Alteração dos minerais da sequência estudada	138
5. CONCLUSÕES.....	160
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	162
APÊNDICE	183

LISTA DE FIGURAS

	Página
3.1. Localização da área de estudo no município de Saltinho no Estado de São Paulo	26
3.2. Esquema (sem escala) ilustrando a posição dos perfis T1 ao T4 este na depressão assim como a seqüência dos horizontes. A oscilação do lençol freático não atinge o T1	27
3.3. Seqüência estratigráfica da Formação Irati-Membro Assistência. (A) Exposição de ritmitos nos estratos na Pedreira do calcário “Teixeira” a 5 m da catena Saltinho (SP). (B) Fósseis de Pteridofitas e Mesossaurídeos Permianos (Kazaniano)	29
3.4. Mapa geológico da Quadricula indicando o município de Saltinho que foi a área estudada. Fonte: IPT (1981)	30
3.5. Balanço hídrico da região de Piracicaba	33
3.6. Fluxograma dos trabalhos de laboratório	35
4.1. Principais tendências evolutivas dos horizontes diagnósticos dos perfis T1 ao T4 da catena estudada	50
4.2. Fotomicrografias de seção delgada dos horizontes do perfil T1.....	54
4.3. Curvas de retenção de água dos perfis T3 e T4.....	71
4.4. Relação da AF/AT e AMF/AT dos solos	77
4.5. Distribuição estatística das 5 frações de areia referentes aos solos da catena	78
4.6. Distribuição dos micronutrientes e o elemento Na nos perfis.....	95
4.7. Difratogramas de raios-X da fração areia em amostras deferradas. Espaçamentos em nanômetros.....	106

	Página
4.8. Difrátogramas de raios-X da fração silte em amostras deferradas dos perfis estudados. Espaçamentos em nanômetros.....	107
4.9. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas K 25°C, dos horizontes Ap dos perfis T1, T2, T3 e T4. Espaçamentos em nanômetros.....	108
4.10. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas K 25°C, dos horizontes Bt1 (T1); Bt1 (T2); Btgv1 (T3) e Btgv1 (T4). Espaçamento em nanômetros.....	109
4.11. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas K 25°C, dos horizontes (BC)1-(T1); BC-(T2); Btgv2-(T3); C1g-(T4). Espaçamentos em nanômetros.....	110
4.12. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas do perfil T1: K 25°C, K 350°C, 550°C, Mg e Mg-glicol, dos horizontes Bt3, BC e C5. Espaçamentos em nanômetros.....	111
4.13. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas do perfil T2: K 25°C; K 350°C; K 550°C; Mg e Mg-glicol dos horizontes Bt1, (BCg)1e C1g. Espaçamentos em nanômetros.....	112
4.14. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferrificadas do perfil T3: K 25°C; K 350°C; 550°C; Mg e Mg-glicol dos horizontes Btgv1 e Btgv2. Espaçamentos em nanômetros.....	113
4.15. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas do perfil T4: K 25°C; K 350°C; 550°C; Mg e Mg-glicol dos horizontes E, Btgv2, C1g e C2. Espaçamentos em nanômetros.....	114
4.16. Termogramas em amostras deferradas da fração argila dos principais horizontes dos quatro perfis estudados mostrando os picos da caulinita e da esmectita e ou vermiculita.....	118

4.17. Micrografias (MEV) de diferentes horizontes e camadas dos solos estudados.....	126
4.18. Picos espectrais da microanálise das micrografias (MEV) nos perfis estudados.....	132
4.19. Fotomicrografias (seção delgada) e micrografias (MEV) da alteração dos minerais na sequência de A até V	143
4.20. Picos espectrais das micrografias das Figuras 4.19 na sequência de I até T	156

LISTA DE TABELAS

	Página
3.1. Balanço hídrico Thornthwaite-Mather (1955)	31
3.2. Normais climatológicas 1917-1996	31
3.3. Principais espaçamentos interplanares utilizados no reconhecimento de minerais da fração argila	40
4.1. Resumo das características morfológicas dos perfis estudados	46
4.2. Curvas de retenção de umidade, densidades do solo (Ds) e da partícula (Dp) e Porosidade dos solos estudados.....	68
4.3. Resultados granulométricos dos perfis em porcentagem.....	73
4.4. Resultados analíticos dos principais parâmetros químicos dos solos estudados	81
4.5. Resultados do índice Ki dos solos estudados	85
4.6. Ferro total determinado pelo ataque sulfúrico, ferro extraído pelo DCB e ferro extraído pelo oxalato	89
4.7. Análise química do P, enxofre, micronutrientes e o elemento Na.....	92
4.8. Análise por espectrografia de raios-X da fração areia fina dos solos derivados da Formação Irati-Piracicaba.....	98
4.9. Análise por espectrografia de raios-X do solo total.....	101
4.10. Análise Térmica Diferencial de alguns horizontes diagnósticos da catena Saltinho	117
4.11. Análise semi-quantitativa dos minerais da fração argila, em porcentagem.	121

MINERALOGIA E GÊNESE DE SOLOS ORIGINADOS DE ROCHAS DA FORMAÇÃO IRATÍ: REGIÃO DE PIRACICABA-SP

Autor: MARIANO CALERO MERINO

Orientador: Prof. Dr. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

RESUMO

Na depressão Periférica Paulista da Bacia Sedimentar do Paraná, nas proximidades do Arraial de São Bento, no município de Saltinho, Estado de São Paulo, é possível encontrar solos bem drenados associados a solos mal drenados, o que vem dificultar em muito as práticas de manejo, assim como sua utilização intensiva. Nesta região realizou-se uma pesquisa com o intuito de estudar as associações físicas mineralógicas e químicas de solos de boa drenagem a drenagem restrita, desenvolvidos de rochas da Formação Irati.

Num trajeto de 180 m foram abertas 4 trincheiras indo da trincheira de melhor drenagem, designado como T1 (Podzólico Vermelho Escuro, PE), até a trincheira T4 de pior drenagem, designado como T4 (Planossolo Plíntico, Vértico, PL), no centro da depressão. As trincheiras T2 (PE) e T3 (Podzólico Vermelho Amarelo, PV) são intermediárias. Após amostragens dos principais horizontes e camadas, feitas até a rocha, constituída por argilitos e/ou folhelhos associados com o calcário, análises físicas, químicas e mineralógicas foram efetuadas. Os dados morfológicos, granulométricos e mineralógico indicaram a homogeneidade no material de origem.

A medida que se transloca do T1 para o T4 a ação das condições dos ambientes aeróbicos e não aeróbicos se manifestam e uma série de reações se processam, principalmente processos de oxi-redução do ferro. Neste processo a redução do Fe^{3+} para Fe^{2+} produz um aumento na concentração de Mn^{n+} e uma redução no pH,

induzindo a protólise das lâminas de minerais de argila tornando-os instáveis e possíveis de destruição total e/ou parcial. O meio fica mais ácido e desaturado. Nestes processos parte dos minerais do horizonte argílico do T1 são gradativamente destruídos, principalmente pela ferrólise formando horizontes de transição ao longo da catena e culminando com a formação do horizonte álbico mais arenoso e mais claro no T4. Processos de dessilicatização foram observados sempre no sentido rocha ao horizonte superficial em todos os perfis estudados, assim como processos de bissialitização no sentido T1 ao T4.

A dissolução das “bonecas de sílex”, processo este que aumenta do T1 ao T4, foi também comprovado. O processo de bissialitização teve seu grau máximo nos horizontes inferiores do T4, culminando com a formação de estruturas em forma de cunha e o caráter vértico. A transformação do horizonte álbico no T4 pela destruição do argílico é sugerido.

MINERALOGY AND GENESIS OF SOILS DERIVED FROM IRATI ROCKS FORMATION -IN THE PIRACICABA REGION, SÃO PAULO STATE.

Author: MARIANO CALERO MERINO

Adviser: Prof. Dr. JOSÉ LUIZ IORIATTI DEMATTÊ

SUMMARY

In the Piracicaba region located in São Paulo State, occur soils developed from the geologic Irati Formation, represented by shale, siltstone and limestone materials rocks. It is very common in this area the occurrence of a well-drainage soils associated with a restricted drainage soils. In a transect of 180 m was open four pits, designated as T1, the well-drainage soils, a Dark Red Podzolic soil, toward the center of the depression, designated T4, a Plinthic, Vertic Planosol.

The T2 and T3 are intermediate soils. The main horizon and layers were sampled until the bed rocks or when the silica beds was reached. In this material physical, chemical and mineralogical analysis were determined. The data of mineralogy, sand ratios analysis and titanium distribution along the soils transect, indicate homogeneity in the parent material.

Going from T2 to T4 soils, the action of aerobic and anaerobic conditions increase and several oxidation-reduction reactions are processed. In the iron reduction process thus are an increase in Mn^{2+} and H^+ concentration and pH reduction, inducing the proteolysis of layers of the minerals. In this new conditions the minerals are unstable and can be total or partially destroyed.

In these processes part of mineral of the argillic horizon from T4 profile, are gradually destroyed culminating in the formation of an albic horizon.

Dessilicatization process occur from rocks upward surface horizons, with an increase amount of kaolinite and decrease of 2:1 minerals. By the other way a silication process occur from T1 to T4 profiles, mainly in the Bt and C horizons. In these processes there are an increase in 2:1 minerals and decrease in 1:1 minerals.

1. INTRODUÇÃO

A Depressão Periférica Paulista é uma unidade morfoescultural da Bacia Sedimentar do Paraná e apresenta uma sucessão de rochas sedimentares das mais variadas granulometria, indo desde os arenitos até os folhelhos e/ou argilitos. As rochas eruptivas podem fazer parte deste pacote, estando associadas a tais rochas sedimentares ou recobrando essas formações. No território paulista esta unidade apresenta altitudes entre 600 a 750 metros, sendo que as altitudes maiores margeiam as escarpas da frente da Cuesta sustentadas principalmente pelos derrames basálticos.

A morfoescultura desta depressão está subdividida nas seguintes unidades morfológicas: Depressão de Moji-Guaçu, Depressão do Médio Tietê e Depressão do Paranapanema. Quanto à litologia da Depressão de Moji-Guaçu é representada basicamente pelos arenitos finos, argilitos, siltitos, calcário sedimentar e folhelhos da Formação Irati (Ross & Moroz, 1997).

Nesta heterogeneidade de rochas, ocorrem solos das mais diversas natureza e composição, com intenso reflexo nas atividades agrícolas. Numa mesma encosta é possível encontrar 3 a 4 solos totalmente diferentes, o que vem dificultar em muito as práticas de manejo, assim como sua utilização intensiva. Solos rasos associados a solos mais profundos, de gradiente textural bastante acentuado são comuns. Solos eutróficos associados aos distróficos ou álicos, são ocorrência freqüente nas encostas destas regiões. Especificamente em relação às rochas da Formação Irati, tem-se observado na região de Piracicaba, a ocorrência de solos avermelhados, argilosos, de drenagem boa, férteis, com epipedon mólico associado a um horizonte argílico ou a um câmbico. Tais solos tem sido classificados como Podzólicos Vermelho Escuro (PE).

Em uma visão aérea da região de calcário nota-se pequenas depressões associadas ao solo PE. Exames feitos em trincheiras, nestas depressões, tem indicado

solos morfologicamente de natureza totalmente diversa do PE, apesar de ser aparentemente originado da mesma formação geológica. Tais solos apresentam uma sucessão de horizontes Ap, E, e Btg_v com características plínticas na região de encharcamento temporário classificados como Planossolos Plínticos (PL).

Trabalhos de Pedologia, nestes tipos de solos associados são raros, principalmente relacionados especificamente ao estudo de mineralogia e gênese.

A formação de horizontes álbico por lessivagem tem sido comprovado inúmeras vezes na literatura tanto nacional como internacional (Lepsch & Buol, 1974; Eswaran & Sys, 1979; Buol et al., 1997). Por outro lado a formação de horizonte álbico associado à degradação parcial de horizontes Bt ou Bw tem sido pouco estudado e relatado. Demattê et al. (1995), observaram que a alteração dos Latossolos para os Podzólicos Vermelho- Amarelo e depois para Podzol em áreas de Tabuleiro no Estado de Alagoas, se deveu à ação do fluxo lateral e da redução da drenagem interna do perfil. Com isso desenvolveu-se horizontes álbicos de intensa remoção de argila e de óxidos. O encharcamento temporário permitiu formar o horizonte E remanescente do horizonte Bt. Trabalhos similares foram feitos por Almeida et al.(1997), onde estudaram a origem do contraste textural e da degradação do topo do horizonte B de solos podzolizados no Rio Grande do Sul. Tais autores notaram que a acentuada anisotropia vertical entre horizontes era devido à saturação temporária de água nos horizontes transicionais e, portanto, devido a alternância dos processos de oxidação-redução nesses perfis.

Por outro lado quando existe uma elevada relação textural entre o A e o B, a diferença na porosidade entre os horizontes superficiais e o Bt pode causar hidromorfia, que leva à uma degradação de argilas no topo do horizonte Bt, através da ferrólise (Brinkman, 1970). Pesquisadores no Brasil identificaram este processo que tem grande influência na formação de solos com elevado gradiente textural (Berg et al., 1987; Castro, 1989; Jimenez-Rueda & Demattê, 1988; Vidal-Torrado et al., 1991).

A ferrólise é um processo cíclico de transformação e dissolução de minerais de argila influenciada pela redução-oxidação do Fe. Este processo era confundido anteriormente como podzolização, argiluviação ou gleização. No dicionário da ciência do solo de Lozet et al.(1991, p.102), definem a ferrólise como a “criação de

uma condição ácida que permite a liberação e movimento do Fe em solução e a destruição parcial ou total dos argilominerais”. A ferrólise é também observada na formação da gleização e pseudoglei; o Fe é primeiramente reduzido através de um meio orgânico em ambiente ácido, transportado e logo reoxidado, formando manchas deferrificadas e ferruginosas (Brinkman, 1970).

Camargo et al.(1987), definiram os Planossolos como sendo solos minerais com horizonte Bt, mudança textural abrupta, conjugada com marcante transição de horizontes, originando quando seco, uma fratura de separação entre o horizonte A ou E e o horizonte subjacente Bt, cujas cores são poucas vivas e policrômicas. As condições de alagamento, nas posições baixas do relevo nos Planossolos associados aos Brunos não cálcicos (Haplustalfs), afeta o potencial redox, que em condições reduzidas incrementa a solubilidade, lixiviação e transporte de Fe fora do sistema solo (Agbenin & Tiessen, 1995). Ciclos repetidos de oxidação e redução aumenta os mosqueados e concreções que refletem uma distribuição não homogênea de minerais de óxido de ferro dentro do perfil (Schulze, 1989). Karathanasis & Thompson (1995), notaram que sob condições reduzidas há aumento da mobilização do Fe e do Mn, sendo que a dissolução do Fe foi estimulada pela formação de complexos ferro-orgânicos, através de agentes quelantes e sob condições aeróbicas.

Os principais objetivos pretendidos neste trabalho são os seguintes:

- a) Detalhar os estudos pedológicos de solos de boa drenagem e de drenagem reduzida desenvolvidos de rochas da Formação Irati na região de Piracicaba;
- b) Estudar as transformações pedológicas do horizonte Bt do solo PE para os horizontes E e Btv do solo PL.

Quanto a hipótese de trabalho ela pode ser resumida da seguinte maneira:

- a) A formação do PL se dá no mesmo material originário do PE tendo as condições de encharcamento temporário, ocasionado pela depressão, propiciado as alterações pedológicas aí ocorridas. Neste caso a formação do horizonte alvíco do PL se deve à destruição parcial ou total do horizonte argílico. Portanto a sequência PE → PL é relevo drenagem dependente.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Geologia e Geomorfologia: Formação Irati

2.1.1 Geologia

De acordo com Ross & Moroz (1997), a Bacia sedimentar do Paraná abrange um área de 1.600.000 km² e encontra-se preenchida por sedimentos na parte continental e alguns marinhos, do Siluriano Superior, Devoniano Inferior, Carbonífero Superior, Permiano, Triássico Jurássico (?) e Cretáceo. A epirogenia Cenozóica da Plataforma Sul Americana, foi o indutor para os desencadenamentos de novas formas de processos erosivos longos, com climas alternados secos e úmidos e concomitantes com o processo de epirogenia. Esses processos tectônicos e climáticos são os responsáveis pela gênese das unidades morfoesculturais: Planalto Paulista e Depressão Periférica Paulista. Durante a evolução da cadeia andina Paleozóica (Eopermiano Neopermiano), a borda sudoeste da Placa Sul Americana experimentou lento e progressivo basculamento para leste. A migração do eixo deposicional fez com que o mar, ali presente, fosse submetido a um processo de “engolfamento” no interior do continente gondwânico, e a bacia de acumulação adquirisse características de sinéclise. Devido ao confinamento esse mar Neopermiano, designado “Mar Irati”, o ambiente de sedimentação foi tomado pelas condições anóxicas (inadequada oxigenação).

Na borda nordeste da bacia, onde a presença de sedimentos terrígenos foi muito menor, foram geradas fácies carbonáticas e sedimentação compassada, fina e esparsa do subgrupo Irati coberta por um mar euxínico (ambiente marinho pobre em

oxigênio e rico em H_2S) e intracontinental, que indica a mais extensiva fase de isolamento e estagnação a que foi submetida a Bacia do Paraná (Hachiro, 1997). White em 1908 propôs a “Formação Irati” FI caracterizando-a como “folhelhos pretos, geralmente petrolíferos” hoje pirobetuminosos. Esses folhelhos são interestratificados com leitos irregulares de dolomitos e calcários, muitas vezes lenticulares. Concreções de sílex, de dimensões centimétricas, muitas vezes chamadas de “bonecas”, foram notadas por White. Estas bonecas são muito características, inclusive em lugares onde o Irati está decomposto, associada aos solos vermelhos por serem resistentes ao intemperismo. Arenitos de granulação fina a grossa, e camadas de conglomerados ocorrem ocasionalmente na base da formação. O ambiente de deposição desta formação está sujeito a controvérsias, porém ela parece representar ambiente marinho de águas rasas (Suguio, 1973; IPT, 1981; Petri & Fulfaro, 1983). É atribuída a essa formação uma espessura entre 15 e 87 m, constituindo 4% da área do município de Piracicaba (Ranzani et al., 1966).

O clima semi-árido à árido, da fase transgressiva deu lugar a uma alternância cíclica de forma harmônica, representada por períodos úmidos e secos. Isto estabeleceu, ao nível de sedimentação, uma estratificação tabular rítmica de grande regularidade litológica e geométrica, constituindo parte de um sistema deposicional de plataforma desenvolvido de um amplo episódio de transgressão que expandiu os limites de um mar epicontinental no Permiano Superior (Hachiro, 1991). O método Rb-Sr aplicado em sedimentos argilosos em amostras paleozóicas e eo-mesozóicas das bacias sedimentares brasileiras mostram que, a FI corresponde a uma idade do Permiano-Superior (Kazaniano) uma isócrona de 180 ± 17 Ma (Mussa, 1982; Calero-Merino, 1989).

O Kazaniano na Rússia apresenta na porção oriental, argilas e calcários com braquiópodos, provavelmente acamados em uma bacia salgada do tipo mar Caspio. O Permiano foi um período de grandes contrastes climáticos, sendo no Hemisfério Norte um clima árido ou semi-árido, evidente por apresentar camadas vermelhas e evaporitos e, no Hemisfério Sul a glaciação (iniciada ao final do Carbonífero), alcançou o seu

clímax no Eopermiano, persistindo na Austrália até o fim do período (Leinz & Amaral, 1975).

Através de estudos palinológicos Daemon & Quadros (1970), concluíram que o Subgrupo Irati pertence ao que denominaram subintervalo bioestratigráfico L2, ou seja, Kazaniano. Amostras coletadas em São Paulo apresentam um espectro palinológico de formas mais jovens que foram posicionadas em um subintervalo L3, abrangendo o Kazaniano e a base do Tatariano (Neopermiano).

No território paulista a FI pode ser subordinada nos membros Taquaral (inferior) e Assistência (superior). A associação de sedimentos rudáceos e restos fósseis é um forte indício de que, ocorreram tempestades, cujas ondas mais enérgicas, além de movimentarem os clásticos mais grossos, introduziram modificações no meio ambiente que acarretaram grande mortandade de organismos sepultados junto com os sedimentos Hachiro (1991).

O Membro Assistência, atualmente com hierarquia de formação (Hachiro et al., 1993) é constituída pelos pacotes de folhelhos pretos betuminosos intercalados com dolomitos, presentes na porção superior do Irati. A designação Assistência coube a Barbosa & Gomes (1958), que designaram como seção-tipo, as ocorrências da localidade de Assistência, entre Piracicaba e Rio Claro. Os sedimentos terrígenos, devem ter-se originado nas bordas relativamente mais elevadas dos arredores da bacia e foram carreados para às partes centrais, a partir de suas margens.

Os sedimentos carbonáticos tiveram suas áreas-fontes situados na borda oriental, onde floresceram colônias algáceas (estromatólitos). A cadência das variações climáticas e a prevalência alternada do aporte de sedimentos, ora siliciclásticos e ora carbonáticos, foram as responsáveis pela deposição das sucessões rítmicas dos pares folhelho dolomítico (Hachiro, 1997).

Segundo Leinz & Amaral (1975), os fósseis da FI são os répteis que ganharam importância, ocupando o ambiente aquático os *Mesosaurus* na América do Sul e na África (Continente de Gondwana). ***Mesosaurus brasiliensis* Mac Gregor** e ***Stereosternum tumidum* Cope** e crustáceos ***Paulocaris*** e ***Clarkecaris***; também tem sido encontrados restos de dentes de peixes ***Chondrichthyes*** e ***Osteichthyes***, espinhos de

nadadeira (**Ctenacanthidae**); coprólitos, dentes, os quais presume-se terem pertencidos à **Crossopterygii** ou **Anthracosauria** (anfíbio), localizados no distrito de Assistência- (Mezzalira, 1971; Ragonha, 1978).

Vasconcelos em 1973, encontrou em camadas permianas do sudoeste Goiano o réptil **M. brasiliensis**; e em Petrolândia novas amostras fossilíferas de calcário dolomítico foram colhidas contendo restos de Mesossaurídeos. Os afloramentos são similares aos do Membro Assistência Irati-SP, onde o exame sugere que ditos restos pertencem a **Stereosternum**, mas não a **Mesosaurus**, destacando-se o encontro do crustácea Malacostraca, referido ao gênero **Liocaris beurlen** associados com restos de répteis similares aos da FI.

Neste cenário, foram os tubarões primitivos da família Xenacanthidae, os que habitaram aquele ambiente marinho-costeiro (**Chondrichthyes**) e os peixes cartilaginosos primitivos semelhantes às raias atuais (**Itapyrodus punctatus**)-Ragonha (1978). Durante o Permiano, a flora de **Glossopteris** da América do Sul, foi predominante com espécimens de lenho fóssil existindo correlações sugestivas entre as associações lignitaflorísticas da FI (Brasil), Barakar (Índia) e Banda Branca (África do Sul). Com respeito à FI foram reconhecidos os novos gêneros: **Kraeuselpityx**, **Aulistoxydon**, **Atlanticoxydon**, e **Petalopityx** (Mussa, 1982).

2.1.2. Geomorfologia

A Depressão Periférica Paulista (DPP) identificada em 1927 por Pierre Denis, foi qualificada de DPP por L.F. Moraes Rego em 1932. Essa área Paleozóica, deprimida entre as escarpas mais avançadas da zona de cuestas, que delimitam a borda oriental dos derrames basálticos (200 a 300 m), e o Planalto Cristalino Atlântico, e das unidades morfológicas mais características do Estado de São Paulo; apresenta uma sucessão de rochas sedimentares de variada granulometria, formando um quadro morfológico e/ou de amplitude de horizontes e suavidade de formas, constituindo colinas de tipo aplainado entre 550 e 650 m, levemente convexas, divisoras de vales largos, rematados em fundo chato de planícies aluviais. Apesar de dominarem os

sedimentos paleozóicos, ocorrem áreas superficiais descontínuas de corpos intrusivos magmáticos na forma de sills e diques de diabásio que desempenham papel importante na topografia (Penteado, 1976). Segundo a mesma autora, a borda oriental da DPP, é caracterizada pela presença de uma superfície aplainada, (exemplo Campinas) ocorrida durante o início do Pleistoceno por rebaixamento e erosão areolar, provocou o recuo dos rebordos do antigo planalto neogênico até o sopé das atuais escarpas das cuestas oeste e norte da Bacia de Rio Claro.

Os sedimentos finos carregados para mais distante, foram depositados nas áreas centrais da bacia, em ambiente de praia ou de baixadas, exibindo estratos de argilitos variegados de 1 a 2 m de espessura total. Na periferia da bacia os pedimentos cortam o arenito de Botucatu e os sedimentos do Passa Dois e mesmo sills de diabásio. As colinas mais elevadas da área, circunscritas aos bordos dos interflúvios principais, nivelando a 580- 590 m, seriam provavelmente reliquias do final daquela fase seca, posteriormente reentalhadas. Especificamente na região de ocorrência da formação Irati, o relevo é ondulado a forte ondulado com interflúvios curtos e irregulares. É comum um micro relevo associado, com pequenas depressões fechadas, semelhante às dolinas. Nestas depressões a drenagem regra geral é lenta e no período chuvoso o encharcamento é temporário.

2.2. Significado geológico da diagênese dos sedimentos

A diagênese refere-se primariamente às reações que tem lugar dentro de um sedimento, entre minerais e os fluídos intersticiais ou supernadantes (Pettijohn, 1957). Os sedimentos não consolidados se transformam em rochas sedimentares, fenômenos físico-químicos que agem continuamente sobre os sedimentos recém depositados e compactados pelo seu peso. Nestes sedimentos pode ocorrer a diagênese em diversas situações: (1) Os argilosos em ambientes marinhos, onde clorita e ilita são formados pela fixação de Mg e K da montmorilonita, (2) rochas carbonáticas que sofrem a dissolução, (3) a cimentação pelas algas auxiliando na litificação na gênese dos calcários de águas rasas, e (4) a matéria orgânica, que através da destruição microbiana e

química gera matérias húmicas fossilizadas e condensados aromáticos similares ao grafito ou hidrocarbonetos parafínicos leves como o asfalto, e o material betuminoso (Suguio, 1973).

Os depósitos lacustres, refletem as trocas climáticas manifestada pela presença de carbonatos de caráter biogênico incluindo carapaças de moluscos e ostrácodos e acumulações por plantas (musgos e algas). Alguns sedimentos são ricos em carbonatos brancos ou cinzentos pálidos, sendo parecidos aos depósitos de diatomáceas silíceas, podem conter fósseis de insetos e ossos de peixes, anfíbios, ou pássaros (Catt, 1986).

2.3. Gênese de solos de boa drenagem

Acredita-se que foi Vasilii Vasirlevich Dokuchaiev em 1898, o primeiro em sugerir o conceito de solo como um corpo natural independente que está constantemente se modificando e, propôs a equação dos fatores de formação do solo: $S = f(cl, o, p)t^o$ onde S = solo, cl = clima, o = organismos, p = material parental e t^o = tempo (Gerrard, 1995). As idéias da escola russa, foram difundidas até que Hilgard & Shaw em 1930 adicionaram o relevo (r) aos fatores de formação; culminando com a equação do fator de estado: $S = f(cl, o, p, r, t)$ de Jenny (1941). Esta equação foi modificada para ser aplicada ao pensamento moderno relacionado com os ecossistemas, ou seja $l, s, v, a = f(Lo, Px, t)$, onde l = propriedade do ecossistema; s, v, a denotam as propriedades do solo, vegetação e animais respectivamente; Lo = assembléia das propriedades no tempo zero, Px = fluxo de materiais e t = idade do sistema. Cinco amplos grupos de fatores tem sido sugeridos, entre eles: $f(cl, o, r, p, t..)$ $\Rightarrow$ climofunção, $f(o, cl, r, p, t..)$ $\Rightarrow$ biofunção, $f(r, cl, o, p, t..)$ $\Rightarrow$ toposfunção, $f(p, cl, o, r, t..)$ $\Rightarrow$ litofunção e $f(t, cl, o, r, p..)$ $\Rightarrow$ cronofunção.

O caminho mais conveniente de escrever uma toposfunção de acordo com Jenny (1961), seria: $l, s, v = f(r)_{cl, o, p, t}$ (Gerrard, 1995; West et al., 1988).

O relevo tem um papel muito importante na gênese de solos de boa drenagem e será abordado pesquisas em ultissolos e molissolos por serem esses solos

encontrados na catena motivo do presente estudo. O modelo Simonson (1959), da teoria geral da gênese, considera que a diferenciação de horizontes de um perfil de solo, é devido a quatro processos principais: adições, remoções, transferências e transformações de material. Por outro lado é necessário entender que os solos formam um contínuo na paisagem e que processos que ocorrem nas partes mais elevadas do relevo influenciam os solos na parte mais baixa (Hall, 1983). Enquanto o material de origem, a biosfera e a atmosfera participam na formação do solo, o relevo se encarrega de condicionar e distribuir a matéria e energia na paisagem (Huggett, 1975); a tal ponto que solos com características morfológicas e propriedades contrastantes, convergem lateralmente e se encontram em equilíbrio sob as condições locais (Birkeland et al., 1990).

A utilidade do estudo dos solos através das toposequências está no reconhecimento das relações entre processos de corrosão, entre os horizontes e suas transições verticais e laterais ao longo das vertentes refletindo uma hierarquia e uma cronologia de suas propriedades. O resultado dos processos pedológicos e geomorfológicos são portanto a chave para o entendimento das toposequências (Gerrard, 1995). Tricart (1968), cita que o conceito de catena é apenas topográfico em sua origem e válido só em relação às condições de drenagem dos solos. Gerrard (1981), comenta que o conceito de catena é facilmente aplicável em áreas com uniformidade geológica, mas tem sido aplicado em áreas com geologia complexa.

Chauvel et al. (1977), enfatizaram que toda vez que a diferenciação lateral e vertical do solo é estudada, tem sido mostrado que muitas propriedades físicas estão ordenadas no relevo, devido entre outros fatores, ao fluxo de água.

Existem muitos trabalhos feitos no Brasil em solos desenvolvidos em condições de boa drenagem. De acordo com Vidal-Torrado (1994), os processos mais importantes e que levam à formação de gradiente textural entre os horizontes A e B são: migração de argilas (argiluviação) ou destruição de argilas da camada superficial, herança litológica e coluviamento. A argiluviação chamada de lessivagem por Buol et al. (1983), consiste na translocação de argilas em suspensão dos horizontes A e/ou E para o horizonte B (Birkeland, 1984). É afetada pelos teores e natureza dos colóides do solo, concentração dos eletrólitos e pela atividade das argilas e o fluxo de água (Soil Survey Staff, 1975;

Birkeland, 1984; Eswaran & Sys, 1979; Buol et al., 1983, 1997; Nettleton, et al., 1987). Estudos de Lepsch & Buol (1974), revelam que os solos na parte mais jovem da paisagem apresentaram o Bt mais desenvolvido devido ao material parental menos intemperizado e ao tempo não suficiente para organizar o plasma em estrutura granular compacta. Em outros trabalhos tais autores enfatizaram o favorecimento da mobilidade das argilas pela destruição das ligações ferro-argila (Lepsch, et al., 1977; Queiroz Neto et al., 1981).

O solos podzolizados apresentam cores variáveis, porém os horizontes B de maneira geral tem matizes entre 5YR e 7,5YR. O horizonte Bt1 apresenta estrutura fraca a moderada e devido a tais características aliadas ao relevo mais acidentado, os riscos de erosão nestes solos são muito grandes e bem superiores aos dos latossolos (Demattê, 1988). A formação de tais solos podem ser influenciados pela drenagem, no caso de Piracicaba-SP (Demattê et al., 1991). Tais autores salientam que houve interferência da drenagem na intensidade dos ganhos e perdas dos elementos no processo do intemperismo. De maneira geral as perdas mais intensas localizadas nos sítios mais bem drenados, foram confirmados pela diminuição do índice Ki dos solos. Motta (1997), estudou a mineralogia de alguns perfis de solos localizados na região semi-árida de Ceará e ressaltou que as condições de drenagem dos solos exerceram grande influência nas alterações mineralógicas. A alteração Biotita (hornblenda)→Gaulinita se deu em condições de boa drenagem e a alteração vermiculita-montmorilonita, em condições de drenagem imperfeita.

2.4. Gênese de solos com drenagem impedida

Demattê et al. (1992), estudaram as condições de drenagem que influenciam na morfogênese de um Typic Pelludert, solo mal drenado e um solo com drenagem moderada a boa, o Typic Argiudoll, localizado no sopé de uma vertente sobre diabásio no município de Piracicaba-SP. A drenagem limitada do vertissolo, levou-o a

uma menor intensidade de lixiviação e intemperismo, e permitiu maior concentração de argilominerais 2:1, responsável pela grande atividade expansiva manifestada nos slickensides e na estrutura em cunha.

Os mosqueados ricos em Mn e glébulas são comuns em muito solos de drenagem impedida, sendo considerados uma evidência da flutuação do lençol freático, associados com a redução e mobilização do Fe e Mn e sua subsequente oxidação e precipitação podendo ocorrer concreções de ferro (Ponnamperuma, 1972; Ross et al., 1976; Clothier et al., 1978). Os solos pobremente drenados apresentam tendência de serem dominados por minerais do grupo 2:1, enquanto que os solos melhor drenados tem uma composição mineralógica mista constituída por esmectita, mica e caulinita. (Richards et al., 1984; Cass & Johnston, 1985).

O termo **plintita**, foi introduzido pelo Soil Survey Staff (1960), definido como uma camada rica em Fe, pobre em humus misturado com argila, quartzo e outros materiais. Apresenta-se em horizontes subsuperficiais como mosqueado vermelho escuro ou avermelhado de consistência firme ou muito firme. Quanto à gênese, a plintita se forma pela segregação de ferro, importado pela mobilização, transporte e concentração final de compostos de Fe, sob a forma de manchas vermelhas brandas, proveniente do material originário. Os mosqueados não são considerados plintitas, ao menos que tenha havido segregação suficiente de ferro, para permitir um endurecimento irreversível quando submetido a ciclos de hidratação e desidratação (Soil Survey Staff, 1975; EMBRAPA 1989).

Benites (1982), reporta que os Plinthic Paleudults do Perú, são desenvolvidos de sedimentos aluviais antigos ricos em argilas caulíníticas, localizados em terraços ondulados, com drenagem impedida extremamente ácidos (pH 4,0). Demattê (1988), salienta que em solos de drenagem impedida, para a redução do Fe, não há necessidade de encharcamento prolongado. Em solos de argilas de baixa atividade na região de Ouricuri no Estado de Pernambuco, foi caracterizado material plíntico nas áreas de oscilação do lençol freático temporário, regido pelo embasamento cristalino (Ribeiro et al., 1991). Entretanto Ladeira (1995), determinou que são necessários 10.000

anos para formar uma petroplintita de 5 m de espessura e muito rica em Fe (60% de Fe_2O_3).

Os processos químicos da formação da pirita, em ambientes alagados, envolvem redução dos íons sulfato à sulfeto através da ação das bactérias redutoras. Peiffer (1994), comprovou que a oxidação do H_2S por Fe reativo, pode contribuir para a formação da pirita. De acordo com tal autor há muitas formas de piritas a saber: singenética antiga, diagenética tardia e pirita relacionada à falha. A pirita diagenética tardia foi observada em camadas sedimentares na Formação Irati, sugerindo a origem de pós consolidação (Mirota & Veizer, 1994).

Zhang & Evangelou (1996), investigaram a liberação do Fe durante a oxidação da pirita, e verificaram que a formação de um recobrimento de óxidos de Fe associado com a sílica na superfície da pirita, pode inibir a oxidação, servindo como barreira da difusão.

2.5. Processos específicos de gênese

2.5.1. Oxidação e Redução

Os possíveis processos de formação que atuam nos solos da catena estudada são: Oxidação-redução, hidrólise, ferrólise, bioturbação, eluviação-iluviação, formação de argilomoinerais 1:1 e 2:1. Collins & Buol (1970), acreditaram que o ciclo do Mn em solos, era formado através da oxidação biológica de Mn^{2+} à Mn^{3+} . Os autores trabalharam em condições ácidas e observaram, que a oxidação do Fe-Mn foi lenta, houve precipitação do Fe nos valores mais baixos do Eh (faixa de pH 5,8 a 6), causando a remoção do Mn^{2+} . Hem & Lind (1994), fizeram experimentos de titulação redox para estudar a precipitação de Mn nas águas do lençol freático contaminadas no Arizona, e encontraram alto conteúdo de Ca, Mg, Mn e CO_2 dissolvidos e do Mn em forma de Kutahorita $\{\text{Mn, Mg}\}\text{Ca}(\text{CO}_3)$, quando o sistema foi submetido a pH 8,5 - 9,0.

Philips et al., (1998), reportaram que o Fe e o Mn ocorrem como revestimentos de poros, vesículas e canais criados pela remoção do CO_2 do saprólito, cujo movimento da água é influenciado pelas posições da paisagem. Daniels et al. (1961), verificaram que os sedimentos com cores 2,5Y e 5Y tem baixo conteúdo de Fe ferroso. Perfil.

Nestas condições, pode-se encontrar horizontes Cg em solos saturados, e minerais sulfurêtos como as piritas podem se formar. Tais materiais estão expostos à oxidação do Fe devido à formação do H_2SO_4 durante a oxidação de sulfetos.

A jarosita se forma numa faixa de pH de 3,5 a 4,0 sendo relativamente estável aos óxidos de Fe (Fanning & Fanning, 1989). Gotoh & Patrick Jr. (1974), estudaram as formas de Fe em solos alagados e reportaram, que o aumento do Fe solúvel em água (Fe^{2+}) e Fe trocável foram favorecidos pela diminuição do potencial redox. A atividade do Fe^{2+} em solos inundados pode ser governada pela solubilidade do oxihidróxido férrico (Atta et al., 1996).

A cor dos solos está relacionada aos óxidos/hidróxidos de Fe, à susceptibilidade magnética, ao uso agrícola e às condições climáticas do solo (Resende, 1976; Kämpf & Schwertmann, 1983; Camargo et al., 1987). Ela é reconhecida como uma das características mais importantes do perfil do solo, utilizada para a descrição e classificação dos solos (Soil Survey Staff, 1975 p.463). Jacks em 1934, observou que a cor vermelha dos solos tropicais, era devida a um baixo conteúdo de humus e alto grau de oxidação do ferro. Muitos nomes populares de solos são dados em função da cor e reconhecidos universalmente como: Terra Roxa, Terra Preta e Sangue-de-Tatú. Também designa muitos nomes de classes do sistema de classificação pedológica atualmente em desenvolvimento e em uso no Brasil, tais como Podzólico Vermelho Amarelo (PV), Podzólico Vermelho Escuro (PE), Latossolo Roxo (LR), Hidromórfico Cinzento (HC) (Lepsch, 1992; Oliveira et al., 1992).

Os diversos matizes, entre eles o vermelho, amarelo, pardo e os mosqueados vermelho e as cores brancas, são o resultado do intemperismo prévio ou não à formação do solo. A hematita (Hm) é responsável pela cor vermelha e domina nos solos bem drenados; a gohetita (Gt) pela cor amarela; a maghemita (Mh) pela cor pardo

escura variando de amarelo para vermelho-escuro. As terras amareladas e cinzentas estão associadas com o lençol freático, enquanto que as vermelhas ocorrem em situações de boa drenagem (Resende, 1976; Duchaufour, 1982; Kämpf & Scherwertmann, 1983). Em condições tropicais os solos oxidados resultam na cor vermelha, enquanto que a gleização causa matizes ocre ou cinzento-azulado (Sokolov, 1997; Buol et al., 1997).

Os compostos de óxidos de Fe mais hidratados (gohetita e limonita) são amarelados, enquanto que os hidratados (hematita) são avermelhados ou tornam-se vermelho-brilhante à roxo-purpúreo (5YR) ou mais vermelho (Karmanova, 1981; Schwertmann, 1989). Solos com matizes de 7,5 a 5YR e os mais vermelhos, devem sua cor à hematita e os mais amarelados a gohetita (Schwertmann et al., 1982).

O grau de avermelhamento dos solos da Europa (alfissolos) e do Brasil (oxissolos), baseados em medidas da cor visuais e espectrofotométrica, foram determinadas por Torrent et al. (1983). Os autores encontraram que a gohetita é bruno amarelado (10YR a 2,5Y); a hematita é vermelha (7,5YR e mais vermelha); ferrhidrita (bruno-avermelhado) e a lepidocrocita da cor laranja. Mesmo assim, eles observaram que ao adicionar somente 1% de Hm a uma mistura contendo caulinita, quartzo, biotita, feldspato-K, e 3% de Gt, causou uma mudança na matiz de 2Y para 5YR.

2.5.2. Hidrólise

Melfi et al. (1979), reportaram que no Brasil a hidrólise é o principal mecanismo que atua na alteração superficial das rochas; podendo o Fe sofrer uma acumulação generalizada e atingindo valores bem elevados (>35%). Em condições de oxidação o Fe permanece no meio de alteração incrementando-se em relação ao material parental. Ao contrario, um forte ataque acidolítico ou uma evolução no meio redutor, provoca a mobilização do Fe e facilita a sua distribuição no perfil. Quando ao Si, Al, Na ou K são liberados num sistema bem drenado (Melfi & Pedro, 1977).

A **hidrólise do alumínio**, ocorre quando os íons Al trocáveis de radicais ácidos ao se neutralizar num pH 4 a 5,5 (íons monoméricos), se apresentam na solução em forma hidratada com seis moléculas de água e reagem em várias etapas. O produto

final das reações é um óxido de alumínio amorfo que ao perder água de hidratação forma a gibbsita (Gb) ou hidrargilita.

Com precipitações na faixa de 1400 a 2500 mm na região norte do Rio de Janeiro, Moniz et al. (1990), caracterizaram os solos gibbsíticos formados a partir de rochas alcalinas e gnaiss. Quando a precipitação foi inferior a 1400 mm, os solos eram cauliniticos e sem gibbsita; e em precipitação menor que 1000 mm além da caulinita, ocorre minerais 2:1. A gibbsita, é o hidróxido mineral de Al mais comum nos solos, associado com a última etapa do intemperismo, encontrando-se normalmente nos oxissolos de regiões tropicais (Schulze, 1989).

Segundo Eswaran et al. (1977), a **Gênese da gibbsita** não pode ser explicada facilmente nos solos mas, outros pesquisadores sugerem a transformação da Biotita → Gibbsita através das quebras de aluminossilicatos secundários como também a Caulinita → Gibbsita. Para Möller & Klamt (1983), a gibbsita se forma pela cristalização da camada aluminosa-amorfa quando o teor de Si da solução dos solos está baixo, que no caso de um Typic Haplorthox, os argilominerais sofreram a transformação da seqüência Mica → Vermiculita cloritizada → Gibbsita.

2.5.3. Ferrólise (Destruição de argilominerais)

Gerasinova (1981), observou que nos solos podzólicos, a superfície gleizada promove o movimento descendente dos constituintes do solo devido à **destruição** dos minerais na sua parte superior. As transformações físico-químicas que aí se processam incluem a desestabilização da estrutura do solo, pedoturbação, alteração do pH, dissolução de minerais e síntese. Em solos de várzeas (Rio Ribeira-Iguapé, SP), os fatores que influenciam na formação de solos, estão ligados à intensidade de oxidação-redução- ferrólise (Berg et al., 1987).

2.5.4. Bioturbação

A bioturbação (Gk. Bios, vida; L. turbatio, perturbação) é definida como a series de perturbações em um sedimento ou solo devido à ação dos organismos: (Lozet et al., 1991 p.34). Em contraste com os cinco fatores de formação de solos, Hole (1961) propôs o termo pedoturbação como a mistura de solos pelos animais. Em solos florestais, com textura média a argilosa estima-se que 500 a 2500 ton.Acre⁻¹ de solo têm sido modificado pelas minhocas (Thorp, 1967). As formigas, em Wisconsin, moveram para a superfície o equivalente a 25% da camada arável, reduzindo a densidade do solo de 1,5 para 0,8 g.cm⁻³ (Salem & Hole, 1968). Minhocas e térmitas influenciam os ecossistemas tropicais; as primeiras estão reduzidas à regiões com precipitação >800 mm, as térmitas, vivem em condições muito mais secas. Os macrovertebrados são agentes eficientes na conservação da fertilidade do solo e tem seu efeito também na estrutura formando agregados e aumentando a porosidade. Minhocas (endogênicas), podem ingerir de 5 a 30 vezes seu próprio peso em solos (Lavelle et al., 1992).

Antony (1997), investigou a fauna do solo em ecossistemas amazônicos e verificou que entre sistemas naturais, a maior abundância de invertebrados foi observada em solos Gley Pouco Húmico, com uma média de 116.409 indivíduos.m⁻² na camada de 0 a 10 cm, elevada para solos amazônicos seguida dos Podzóis com 115.332 indivíduos.m⁻². Doran et al. (1996), reportaram que 10g de solo fértil pode ter mais de 9 bilhões de organismos vivos, quase o dobro da população mundial. Calero-Merino (1987), em regiões tropicais temperadas no norte do Perú, notou que a atividade faunal é dominada pelos anélidos da ordem Opisthospora (minhocas), oligoquetas terrícolas de tamanho relativamente grande (megadril) e os enquitreídos (fam. Enchytridae), atingindo mais de 80 kg.há⁻¹ de biomassa. O autor também relatou que as vespas da família Halictidae, constroem “silbatos”, cuja feição bioturbada, sugere a presença de um Bt nos alfisolos e ultissolos nestas regiões. Tan (1994) revela que sob florestas tropicais na Nigéria, as minhocas têm uma população na faixa de 30 a 210 indivíduos.m⁻², estimando-se uma atividade de renovação de 21,5 Mg (ton.) há⁻¹.Ano⁻¹.

Nos Cerrados Brasileiros, as saúvas constroem formigueiros de até 10 m de diâmetro por 1 m de altura com até dois milhões de formigas e com uma longevidade cerca de 15 anos (Vargas & Hungria, 1997).

2.5.5. Eluviação- Iluviação (Lessivagem) e Gênese do horizonte Álbico (E)

Ranney & Beatty (1969), verificaram que em solos com horizonte álbico, como os Glossoboralfs de Wisconsin, as línguas de penetração podem ter sido formadas por eluviação de argila em suspensão, sem destruição da estrutura cristalina (lessivagem), com perda de sílica e acumulação na zona eluvial formando um horizonte A₂ (Álbico, L. albus, branco). EMBRAPA (1981, p.43), define o álbico como um horizonte mineral subsuperficial, no qual a remoção ou segregação de material coloidal inorgânico e orgânico progrediu a tal ponto que a cor do horizonte é determinada mais pela cor das partículas primárias, de areia e silte, mais do que pelos revestimentos nessas partículas. O “value” é maior ou igual a 4 no estado úmido e maior ou igual a 5 no estado seco. Vepraskas & Wilding (1983), sugerem que os neoesketas álbicos podem ser utilizados como critério diagnóstico de saturação d’água e redução de Fe, permitindo identificar os intergrades “aquic” nos Paleudalfs.

Alguns autores o consideram como um horizonte de amorfização biogênica (perda da forma produzida pela ação de organismos vivos) de minerais de argila e intemperismo de minerais das frações grosseiras, incluindo os bleicherde (horizonte embranquecido na Alemanha) dos podzols, e o horizonte A₂ embranquecido dos planossolos (Vieira, L. & Vieira, 1983; Soil Survey Staff, 1990; Sokolov, 1997). Na Nova Zelândia, Laffan et al.(1986), mostraram que as características típicas dos horizontes eluviais e iluviais foram devidas à podzolização.

Cerca de 80% da Bacia Amazônica é coberta por espessas camadas lateríticas, consideradas em contínua evolução buscando o equilíbrio pedobiológico. Nos solos argilosos verifica-se a hidrólise (dissolução), resultando em perdas de sílica por drenagem vertical profunda e acúmulo de Fe e Al (**ferralitização**). Essa perda de matéria, estimada por balanços geoquímicos no perfil, tem provocado um rebaixamento

da superfície da ordem de 0,001 a 0,002 mm.ano⁻¹. A existência de um fluxo hídrico lateral, resulta na perda de Si e Fe nas soluções de alteração, caracterizando o processo de **podzolização** (Melfi et al., 1979; Ab'saber, 1996). De acordo com Nettleton et al. (1975), o horizonte Bt dos solos de Nevada, foram formados pela translocação de argilas, manifesta também por acumulação de Al₂O₃ e Fe₂O₃.

O termo argilãs foi introduzido por Brewer (1964), para descrever os revestimentos de argila aluminosilicatada translocadas e depositadas nas paredes dos agregados e canais. Em nicóis cruzados os argilãs mostram características de coloides cristalinos iluviais de argila e óxidos de Fe. Nettleton et al. (1987), destacaram que a translocação de argila, é um processo pedogenético importante na formação dos ultissolos da Califórnia, Hawai e Porto Rico. Moniz (1996), salienta que o processo de **argiluviação**, por si só, não é suficiente para explicar a formação de horizontes Bt a partir de horizontes Bw. O conceito de adensamento por dessecação com transformações laterais condicionadas pela dinâmica dos fluxos de água lateral e basal, permite a elaboração de modelos de gênese de solos com Bt a partir da transição Bw → Bt frequentemente observados no Brasil.

Karmanova (1981), afirma que o horizonte alábico é o resultado de muitos processos de formação do solo, porém o processo mais evidente é o de remoção do ferro, como resultado da dissolução, ou segregação. Dechen et al. (1994). estudaram três solos podzolizados originados do arenito da Formação Marília no Estado de São Paulo, salientaram que “o processo de translocação do material foi o mais evidente e comum na formação dos perfis, evidenciado pela formação dos horizontes B textural e alábico. Além disso a fração argila mostrou o processo de iluviação, manifestada pelo aumento dos teores de argila nos horizontes Bt e diminuição nos horizontes de perda”.

O estudo da **gênese do Bt** tem sido objeto de muitos trabalhos executados por pesquisadores em regiões tropicais e temperadas. O principal processo neste caso foi designado de **lessivagem** ou argiluviação como sendo a migração de argila dos horizontes superficiais e posterior acúmulo no horizonte B, causando o desenvolvimento de cutãs (Buol et al., 1983, 1997; Tan, 1994; West et al., 1988). Birkeland (1984), considerou três processos para a formação do Bt: o primeiro seria a formação e

acumulação de argila no próprio local “in situ”, através da alteração de minerais primários; o segundo seria a translocação descendente do material em solução e nova formação da argila; o terceiro o transporte das argilas em suspensão na água de percolação e posterior deposição no B, devido à floculação ou diminuição dos poros por onde a água se movimenta.

Jimenez-Rueda & Demattê (1988), estudaram os solos da formação Marília, desenvolvidos “in situ” de arenitos grosseiros e conglomeráticos, disseminados em uma massa carbonatada, observaram que os Bt dos perfis são originados do material lamítico, de natureza argilosa, e o acentuado gradiente textural, deve-se em parte ao processo de “degradação do horizonte B textural” ocasionado pela remoção lateral e/ou destruição das argilas e não por lessivagem.

Perecin & Ferraz (1975), estudando sete perfis de solos em Piracicaba, através de seções delgadas encontraram nos Bt, argila iluvial depositada sobre a fábrica intertextica, preenchendo os poros, transformando aquela fábrica em porfiroesquélca, passagem gradual das características do Bt para Bw. Moniz & Buol (1982), desenvolveram um modelo para explicar a formação da estrutura dos solos durante seu desenvolvimento, destacando que **os ultissolos formam-se de materiais óxídicos através do fluxo lateral e basal integrado na paisagem**. A hipótese da formação do Bt dos ultissolos a partir dos oxissolos pode ocorrer devido à saturação $\leftrightarrow$ dessecação $\rightarrow$ compressão dos agregados induzido pelo fluxo de água. A formação da camada comprimida é controlada pelo relevo, que promove a formação de um fluxo lateral d'água, a medida que o relevo chega a ser mais profundo, assim como pelo grau de anisotropia textural vertical. Vidal-Torrado & Lepsch, (1993), sugerem que, a **formação do Bt**, deve-se à ação conjunta do adensamento crescente do topo para o sopé, provavelmente provocado pelo fluxo hídrico lateral subsuperficial, e do aumento gradativo das melhores condições para a argiluviação, que é favorecida a partir do ombro da vertente, tendo sua expressão máxima no sopé, onde o material de origem é menos intemperizado. Em uma seqüência de solos de Piracicaba, Cooper (1996) mostrou que a evolução estrutural de um horizonte Bw para um Bt, foi devida a um adensamento do horizonte Bw, pela coalescência dos microagregados durante um período de clima

mais seco que o atual, e que provocaria tensões pelos ciclos alternados de umedecimento e dessecação, resultando na fissuração do material e a formação de microagregados poliédricos. Os microagregados dos latossolos, são originados pelos processos de zoogênese, desferrificação parcial, estruturação e a formação de agregados complexos (Silva, 1997); ou podem contribuir processos dinâmicos causados pelo adensamento e ciclos de dessecação, manifestada por uma porosidade que aumenta de cavitária para fissural, uma assembléia de microagregados delimitados por fissuras e cavidades policôncavas, que envolvem os microagregados, evidenciando um horizonte B em processo de latossolização (Calero-Merino et al., 1997, 1998).

Moniz et al. (1994), notaram que a transformação de uma estrutura granular em estrutura em blocos em Terra Roxa, é um processo remontante ao longo da vertente em Rio Das Pedras, induzido pela existência do fluxo lateral d'água.

2.5.6. Mineralogia da argila: dessilicatização

Demattê (1968), encontrou em solos podzolizados de Piracicaba (PV), que o teor de ilita na fração argila grossa, é sempre maior do que 10%, sendo que, em certos horizontes apresentaram teores de 30% até 40%. A montmorilonita e os minerais de 14A° ocorrem normalmente com valores inferiores a 10%. A caulinita é o mineral dominante nas duas frações argila, com teores superiores à 40%. Melfi et al. (1983) verificaram que o mineral mais abundante foi a caulinita, como resultado do intemperismo do feldspato. De acordo com Karathanasis et al. (1983) nos ultissolos, a mineralogia da fração argila consistiu de 22 a 60% de caulinita, 0 a 20% de gibbsita, 17 a 57% de vermiculita-hidroxi-intercamadas (HIV), e de 1 a 12% de quartzo. Quanto a possível **gênese dos argilominerais 1:1**, muitos cientistas sugerem alguns caminhos sendo os principais:

Mica (muscovita)→ Caulinita (Ahmad & Jones, 1969); Folhelho (mica)→ Vermiculita → Caulinita→ Gibbsita (Demattê, 1970; Demattê, et al., 1977); Feldspato→ Caulinita (Allen & Hajek, 1989; Melfi et al., 1983); Mica→ Vermiculita→ Caulinita→ Gibbsita (Escobar et al., 1973); Oligoclasa→ Caulinita (Inskeep et al.,

1993); Feldspato→Gibbsita→Caulinita, Piroxênios→Goethita e Hematita (FitzPatrick, 1993); Hidrobiotita→Vermiculita (Robinson & Williams, 1994); Biotita→Caulinita, Halloisita (Kretzschmar et al., 1997) .

Em condições ácidas e em solos bem drenados associado a climas quentes e úmidos, nas posições antigas da paisagem, a caulinita pode ser herdada de sedimentos ácidos (Dixon, 1989). Rotta (1975), estudou a mineralogia dos solos de Atibaia-SP, e revelou que a caulinita era predominante (45 a 85%) e que nos podzólicos as variações em profundidade foram mais acentuadas que no caso dos latossolos. Da mesma forma Tremocoldi & Steinhardt, (1987), encontraram que nos solos com Bt de Pindorama-SP, predomina a caulinita, seguida por mica, anatásio e traços de minerais interestratificados. Argilãs e ferriargilãs ocorrem no horizonte B, evidenciando iluviação de partículas finas para as acamadas inferiores dos perfis.

Na região de São Pedro-SP a mineralogia da fração argila, em solos formados nas superfícies mais jovens é formado por um teor baixo de gibbsita (<6%) e elevado de caulinita (74%), enquanto que os solos das altas superfícies mais velhas, possuem de 12 a 54 % de gibbsita e 26 a 71% de caulinita (Demattê & Holowaychuck, 1977). Kämpf & Klamt (1978), estudaram a mineralogia dos ultissolos da região nordeste do Planalto Sul-Riograndense, e notaram predomínio da Caulinita/halloisita, materiais amorfos e óxidos livres; ocorrendo em menor proporção argilominerais 2:1 cloritizados, gibbsita, quartzo, cristobalita e plagioclásios.

Os solos tropicais altamente intemperizados, têm aparentemente uma mineralogia similar (silicatos laminares 1:1, óxidos de Fe). Um exame mais específico destes minerais, indicou que a caulinita nestes solos difere entre si pelo tamanho, pela área superficial, CTC e conteúdo de ferro (Schwertmann & Herbillon, 1992). Demattê et al. (1995), estudando a gênese de uma toposequência oxissolo-ultissolo em Maceió observaram que no perfil do oxissolo de melhor drenagem, a dessilicatização é mais intensa e a tendência é a formação de minerais menos ativos como a caulinita, que domina com pouca contribuição de gibbsita. Tais autores observaram ainda que a medida que a drenagem vai ficando mais restrita, a hidrólise é parcial, e a tendência é uma dessilicatização intermediária ou **monossilicatização**, com dominância de caulinita

passando para uma **bissilicatização** nos perfis de drenagem mais restrita com ocorrência de minerais 2:1, no caso micas e os interestratificados.

Muitos trabalhos têm sido dedicados para desenvolver a gênese dos argilominerais 2:1 a partir de minerais primários entre eles destacam-se os seguintes: Piroxênio→ Esmectita e Goethita (Clemente, 1988); Mica→ Vermiculita→ Montmorilonita (Cady, 1967; Douglas, 1989); Ilita→ Vermiculita→ Montmorilonita (Smeck et al.,1968); Plagioclásio→ Esmectita (Verstraten & Sevink, 1979); Biotita→ Vermiculita, Mica-Vermiculita→ Vermiculita (Shoba & Sokolova,1981); Esmectita→ Clorita intergrado, Halosita (Glasman & Simonson, 1985); Clorita→ Clorita-Vermiculita e Esmectita, Hornblenda→ Esmectita e gohetita; Feldspato (Pg-Ca) → Caulinita (Rice et al., 1985); Muscovita→ Esmectita, Biotita→ Montmorilonita (Aoudjit et al.,1995); Mica (muscovita)→ Vermiculita-hidroxi-intercamada (Wesemael, et al., 1995); Vermiculita→ Esmectita, Serpentina→ Esmectita (Bonifacio et al.,1997); Esmectita (ilitização)→ Ilita (Clauer et al.,1997); Ilita→ Vermiculita-Ilita interestratificados (Fichter, et al.,1998).

Na Carolina do Norte, Weed & Nelson (1962), encontraram clorita-intergrado e com caulinita, sendo que a mica foi o precursor dos intergrades. Os argilominerais 2:2, são formados pelo acúmulo de hidróxidos de alumínio nas entrecamadas dos filossilicatos expansivos (Kämpf & Klamt, 1978). Jungerius & Levelt (1963), estudaram os solos do leste da Nigéria e verificaram que a montmorilonita e ilita foram encontradas em condições de drenagem pobre.

Lima et al. (1977), estudaram a mineralogia das argilas dos Rubrozem (Palehumult) da Bacia de Curitiba-Paraná, revelaram que a caulinita era dominante (40%), seguida da montmorilonita (21%), mica (20%), vermiculita (10%), alofana (6%) e gibbsita (3%). Os estudos de Volkoff et al. (1989), na região do Alto Purus (Estado do Acre), ao comparar Cambissolos e um PV, demonstraram que os solos são desenvolvidos a partir de um material argiloso rico em esmectita de alta carga, associados à ilitas e poucas caulinitas. Para Moniz et al. (1995), o material de origem dos solos da região de Piracicaba-SP, são produto da alteração de arenitos, folhelhos, siltitos, rochas básicas e

sedimentos pleistocênicos das planícies aluviais. Esses sedimentos pertencem aos grupos Tubarão, Passa Dois e São Bento. Borchardt (1989), reporta que a maioria das esmectitas são estáveis em solos de pH neutros, ambientes pobremente drenados, e de lixiviação restrita da sílica e das bases.

Quanto à **gênese das esmectitas**, Jongmans et al. (1998), indicaram que pode se distinguir dois caminhos de formação das esmectitas: seria a formação da esmectita pela perda de íons das estruturas silicatadas existentes, tal como a mica e a clorita e, segundo, a esmectita neogênica formada pelos íons precipitados diretamente da solução. A gênese dos argilominerais 2:1, está associada à condições de elevada relação Si/Al, abundância de bases e, baixa concentração de íons H^+ (Lima et al., 1977); ou pode ser formada como uma fase intermediária e não estável em condições de elevado intemperismo na zona do saprólito (Schölten et al., 1997).

Em condições de pH neutro à alcalino, alto nível de bases e drenagem restrita nos Aquolls, foi formado um ambiente ideal para a neoformação das espécies esmectíticas (Borchardt, 1989). Jongmans et al. (1994), determinaram a herança dos filossilicatos 2:1 em Hapludands (Andissolos de regime udic) holocênicos e arenitos andesíticos da Costa Rica. Tais autores observaram que a alteração hidrotermal de minerais primários em filossilicatos 2:1, foi o processo responsável pela formação dos solos derivados das rochas vulcânicas. Clauer et al. (1997), fizeram na França estudos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos (K-Ar, Rb-Sr, e δ^{18}) de argila e encontraram que os minerais tipo illita estão incluídos numa mistura illita/esmectita no topo da sequência e, a mica (illita) no sopé.

Krasi'lnikov (1997), notou que a transformação de filossilicatos nos solos adjacentes, está condicionada pela degradação e ruptura das grades, onde as micas e cloritas perdem Fe, Mg e algumas vezes Al, dando camadas minerais pobremente ordenadas. O Fe na fase líquida pode participar das reações de troca com o Mg na posição octaedral da saponita. Esta suposição tem sido baseada no fato de que o Fe participa na formação da pirita durante a sedimentação ou transformação da rocha sedimentar.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Caracterização do meio físico

3.1.1 Localização

A área estudada fica localizada nas proximidades do Arraial de São Bento, no município de Saltinho, próximo a Piracicaba, Estado de São Paulo, entre as coordenadas 22° 55' de latitude Sul e 47°43' de longitude Oeste (W Gr.). Na rodovia entre Piracicaba- Tietê, aproximadamente no km 60, há uma estrada vicinal a direita em direção ao distrito de Bairrinho (Figura 3.1). Nos arredores deste distrito há ocorrência de diversas exposições de calcário. Após varias excursões a esta região selecionou-se para a realização deste trabalho, a sucessão de perfis localizados na “caieira” designada como “Teixeira”.

O local escolhido é constituído por ter relevo ondulado a forte ondulado, associado à depressões normalmente circulares. Num transecto de 180 m foram abertas 4 trincheiras indo da trincheira de melhor drenagem, designado como T1, até a trincheira de menor drenagem, designado como T4, no centro da depressão. As trincheiras T2 e T3 são intermediárias (Figura 3.2).

Figura 3.1. Localização da área de estudo no município de Saltinho no Estado de São Paulo

Figura 3.2. Esquema (sem escala) ilustrando a posição dos perfis T-1 ao T-4 este na depressão assim como a sequência dos horizontes. A oscilação do lençol freático não atinge o T-1.

3.1.2. Geologia

As principais unidades litoestratigráficas da área formaram-se durante o período do Permiano Superior da Era Paleozóica, entre 251 e 230 milhões de anos atrás, correspondentes ao Grupo Passa Dois, Formação Irati, Membro Assistência (IPT, 1981). A Formação Irati, está composta por siltitos, argilitos e folhelhos silticos de cor cinza clara a escura, folhelhos pirobetuminosos. Localmente tais rochas foram uma alternância rítmica com calcários creme silicificados e restritos níveis conglomeráticos. A Figura 3.3. indica esta sequência no local de estudo na “Caieira Teixeira” e a Figura 3.4. ilustra as formações geológicas da região estudada. As análises do calcário da região indicaram ser dolomítico.

3.1.3. Geomorfologia

De acordo com IPT (1981) a área de estudo está localizada na Depressão Periférica Paulista, pertencente a depressão do Médio Tietê, Esta zona compreende a área que é drenada para o rio Tietê, segundo os divisores de águas dos rios Mogi-Guaçu e Paranapanema. É constituída por sedimentos com superfície expressiva de intrusões de rochas básicas. A inclinação das camadas sedimentares fez com que se destacassem, sob formas de cuevas, as rochas sedimentares da Formação Irati, de variada granulometria. O relevo é ondulado a forte ondulado com micro depressões similares às dolinas e estruturas silicificadas da Formação Corumbataí (Penteado, 1976; IPT, 1981; Ross & Moroz, 1997).

3.1.4. Clima

O clima da região de Piracicaba, é classificado no sistema Köppen Cwa, mesotérmico úmido subtropical de inverno seco. A tabela 3.1 resume os dados do balanço hídrico no período 1917-1996. Segundo os dados da Tabela 3.2, a média da temperatura dos meses mais frios (Maio- Ago) é de 18,3°C e a dos meses mais quentes

Figura 3.3. Sequência estratigráfica da Formação Irati-Membro Assistência. (A) Exposição de ritmitos nos estratos na Pedreira do calcário “Teixeira” a 5 m da catena Saltinho (SP). (B) Fósseis de Pteridofitas e Mesossaurídeos Permianos (Kazaniano).

Figura 3.4. Mapa Geológico da quadricula indicando o município de Saltinho que foi a área estudada. Fonte: IPT (1981).

Tabela 3.1. Balanço hídrico Thornthwaite-Mather (1955)

Local: Piracicaba

Latitude = 22,7 C.A. D. = 100 mm A = 2.353839 I = 106,9928

Mês	T	EP	P	P-EP	ARM	ALT	ER	DEF	EXC
1	24	122	220	97	100	0	122	0	97
2	24,7	113	184	70	100	0	113	0	70
3	23,9	110	137	26	100	0	110	0	26
4	21,1	75	65	-11	90	-10	74	0	0
5	17,6	48	52	3	93	3	48	0	0
6	16,8	40	46	5	98	5	40	0	0
7	17,2	45	28	-18	83	-16	43	1	0
8	18,9	58	29	-30	61	-22	50	8	0
9	20,3	71	60	-12	55	-7	66	4	0
10	22,2	95	107	11	66	11	95	0	0
11	22,9	104	131	26	92	26	104	0	0
12	23,8	121	198	76	100	7	121	0	69
	21	1007	1257	249		0	992	15	284

Tabela 3.2. Normais Climatológicas 1917-1996.

Local: Piracicaba, SP

Lat.: 22°42'30"S Long.: 47°38'00"W Alt.: 546 m.

Mês	T do Ar(°C)	P (mm)	UR do Ar(%)	E Classe A	ET Thomth.	IRS	
	Média	Tot.Média	Média	mm/dia		Ccal/cm ² .dia	
Jan.	24,4	220,8	75,7	4,4	4,1	6,4	453,36
Fev.	24,6	183,8	75,0	4,0	4,0	6,6	442,84
Mar.	24,0	142,6	75,5	3,8	3,6	6,8	397,54
Abr.	21,8	65,7	73,9	3,7	2,7	7,5	366,79
Mai.	19,1	52,3	74,8	3,1	1,8	7,3	297,60
Jun.	17,6	43,6	74,4	2,9	1,5	7,1	281,44
Jul.	17,3	27,7	69,3	3,6	1,4	7,9	307,09
Ago.	19,1	29,7	63,8	4,7	1,9	8,2	353,93
Set.	20,7	61,6	64,2	5,4	2,4	6,9	378,83
Out.	22,2	109,3	69,0	5,2	3,0	6,9	438,07
Nov.	23,1	128,5	69,1	5,4	3,5	7,5	480,49
Dez.	23,8	199,3	73,8	4,8	3,9	6,6	448,63
ANO	21,5	1264,9	71,5	4,2	2,8	7,1	387,20

FONTE: Departamento de Física e Meteorologia-ESALQ/USP (1997) e Ometto (1991) Adaptação.

T = Temperatura; P=Precipitação; UR=Umidade Relativa; E=Evaporação; IRS=Isolador

(Dez- Mar) é de 24,2°C. De acordo com as informações do Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975) e os dados de temperatura do solo da região de Piracicaba o ambiente térmico é designado como sendo Hypertérmico. Tal designação é devido ser a diferença entre a média do verão e a média da temperatura do inverno superior a 5°C vindo o prefixo Hyper. No caso a designação “Térmico” se deve ao fato de temperatura média anual do solo estar entre 16 e 22°C. Como o total de precipitação média anual durante os 79 anos de registros meteorológicos é de 1.264,9 mm e com uma média para os meses de inverno de 153 mm e os meses de verão de 745 mm (sendo Janeiro o mês mais úmido com 220,8 mm em média), em consequência, o regime de umidade dos solos de Piracicaba pode-se considerar como sendo “Udic” (Soil Survey Staff, 1975; Ometto, 1991)- Figura 3.5.

Especificamente no perfil T4 a classificação do regime de umidade é “Aquic” devido a características de encharcamento na maior parte do ano. A cobertura vegetal natural da área pertence ao subtipo Floresta Latifoliada Tropical. Destacam-se: a peroba (*Aspidisperma* sp.), figueira branca (*Ficus doliara*, Mart.), pau de alho (*Gallezia dorazema*) (Ranzani et al., 1966).

3.2.Trabalhos de campo

Foram abertas ao todo quatro trincheiras, no transecto calcário e depressão. Nas trincheiras da sequência T1 a T4, foi possível examiná-las até a rocha de origem. Em cada trincheira foi feito a descrição morfológica seguindo as orientações contidas nas normas da Sociedade Brasileira de Ciência do solo (Lemos & Santos, 1984) e completada com os critérios do Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1951). Após a descrição morfológica foram coletadas amostras compostas deformadas, de cada horizonte e/ou camada, para as análises usuais. Amostras especiais indeformadas e da própria rocha também foram coletadas para a determinação da densidade do solo assim como para estudos micromorfológicos. Tais amostras foram retiradas dos principais horizontes

Figura 3.5. Balanço hídrico da região de Piracicaba.

Por ocasião das amostragens, agosto de 1995 (período seco), o perfil T4 se encontrava com encharcamento na altura do horizonte Bt. Houve necessidade de bombeamento do excesso de água para possibilitar as amostragens. Durante o período chuvoso, novembro a abril (ver tabela 3.2.) a depressão onde se localiza o T4 permaneceu alagada. Portanto indo do T1 em direção a trincheira T4 o alagamento temporário tende a aumentar de espessura. Enquanto que no T2 a evidência de encharcamento, se observa apenas na base do perfil, no T4 e dependendo da época do ano, o encharcamento é total, cuja presença é superior a 60 dias. As descrições morfológicas se encontram no apêndice 1.

3.3. Análises de Laboratório

Preparo das amostras- Os trabalhos de laboratório foram conduzidos no Departamento de Ciência do Solo da ESALQ, exceto os que se referem à análise com espectrografia de raios- x , que foram realizadas no laboratório de Geoquímica- Departamento de Petrologia e Metalogênia da UNESP- Rio Claro. As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram feitas no Laboratório de Microscopia da ESALQ, e microsonda feito no IAG – (NUPUGEL) em São Paulo. A Figura 3.6. resume um fluxograma de trabalho de laboratório.

As amostras após secas ao ar, foram destorroadas e peneiradas, obtendo-se a fração TFSA (terra fina seca ao ar), que constitui a fração <2 mm de diâmetro e a fração de calhaus (esqueleto) superior a 2 mm de diâmetro. Tais amostras foram devidamente armazenadas e identificadas.

3.3.1 Análises Físicas

As determinações a seguir foram feitas de acordo com a metodologia indicado pela EMRAPA (1979, 1997).

Figura 3.6. Fluxograma dos trabalhos de laboratório

Análises granulométrica- Após a dispersão do solo usando-se uma solução de hidróxido de sódio e agitação horizontal durante 16 horas, a fração areia foi separada das demais frações por tamizagem via úmida (tamiz 270 de 0,05 mm de malha). As frações silte e argila foram transferidas em provetas de 1 litro, agitadas e após tempo determinado utilizou-se o densímetro para determinação da fração argila. A fração silte foi determinada por diferença de 100%. Nesta mesma amostra e após a leitura a suspensão foi novamente agitada e deixada em repouso. Por sifonação foi separada a fração argila e deixada armazenada em balão de 5 L. O volume foi completado com água destilada, e a suspensão novamente agitada e deixada em repouso (16 h.). Após este tempo foi novamente sifonado a fração argila. Tal processo foi repetido até a completa remoção da argila e completado o volume de 5 L. Alíquotas da suspensão foram tiradas para estimativa da quantidade de argila. Através de uma super centrífuga foi separado as frações argila grossa e fina a 30.000 rpm secadas e pesadas (Jackson, 1969).

A fração areia, após secagem e pesagem foi subdividida por tamizagem via seca, em cinco subfrações a saber: areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina, com tamizes de números 16, 32, 60, 150 e 270 correspondente ao intervalo da fração a saber: 2 -1 mm; 1- 0,5 mm; 0,5 -0,25 mm; 0,25 -0,10 mm; 0,10 - 0,05 mm.

Argila dispersa em água- é a argila obtida pelo método anterior porém sem usar o dispersante, e sim água desmineralizada.

Grau de floculação- (GF)- Calculado a partir da argila dispersa em água (ADA) e de argila total (AT), segundo a relação: $GF (\%) = 100 (AT-ADA)/AT$

Densidade do solo (Ds)- Determinado pelo método do torrão impermeabilizado com parafina fundida (60 - 65°C).

Densidade das partículas (Dp)- Determinado pelo método do balão volumétrico usando álcool etílico como líquido penetrante.

Porosidade total (PT)- Calculado pela expressão: $PT (\%) = (1-Ds/Dp) \times 100$

Retenção de água a baixas e altas tensões (RA)- Para as determinações de diversos pontos utilizou-se o extrator de placas de pressão (CAT- 1200). Nas amostras após saturadas com água durante 72 horas foi determinada a umidade de equilíbrio com os potenciais matriciais de -0,01, -0,05, -0,1, -0,5, -1, -5, -15 atmosferas e utilizou-se o software de Van Genuchten (1980).

3.3.2. Análises Químicas

As análises químicas de rotina de solo foram realizadas no Departamento de Solos segundo a metodologia de análises presente nas indicações de Raij et al. (1983). O pH foi determinado em água e KCl 1N 1 mol/L, na relação 1:2,5. O carbono orgânico pelo método titulométrico com sulfato ferroso amoniacal (Allison, 1965). As bases trocáveis foram extraídas com KCl N; a acidez potencial determinado pelo método do acetato de cálcio 1N a pH 7,0 e titulação alcalinométrica do extrato com NaOH a 0,25 N. A Capacidade de Troca de Cátions (CTC)- obtida por meio da soma de bases (SB) e da acidez potencial (H+Al) -(Raij et al. 1983).

O fósforo disponível foi determinado pelo método da resina trocadora de ânions. Os micronutrientes determinados usando-se o extrator DTPA- TEA-0,1M (dietileno-triamino-pentacético e trietanolamina) e a leitura no espectrofotômetro de absorção atômica para o Zn, Cu, Fe e Mn. No caso do boro foi determinado pelo método modificado por Abreu (1996), usando BaCl₂ 0,125% em microondas (10 g de TFSA/20 ml de BaCl₂ 0,125%). O sulfato extraído por solução ácida de acetato de amônio NH₄OAc 0,25 N e com leitura no espectrofotômetro (Camargo et al., 1986).

Ataque sulfúrico- Consistiu no tratamento da 1 g de TFSA com 20 ml de H₂SO₄ 1+1 pela ação da fervura sobre refluxo com posterior resfriamento, diluições e filtrações, segundo indicações de EMBRAPA (1979, 1997). No extrato deste ataque foi determinado os óxidos de Al, Ti, Fe e Mn. O índice Ki foi calculado pela relação molecular entre o % de SiO₂ e Al₂O₃.

Ferro amorfo- Extraído com oxalato ácido de amônio, segundo Mckeague (1978).

Ferro livre – Extraído com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), segundo Mehra & Jackson (1969).

3.3.3 Preparo das amostras para Análise Mineralógica

O preparo das amostras de solos para a identificação dos minerais presentes nas diversas frações, foi feito com base nas indicações contidas em Jackson (1969). Inicialmente a TFSA foi tratada com H_2O_2 a 30% a quente para oxidação do material orgânico. Após diversos tratamentos com H_2O_2 , até redução da reação de oxidação, a amostra foi lavada com acetato de sódio 1N a pH 5,0, para remoção dos cátions liberados.

A seguir as amostras foram tratadas para remoção dos óxidos de ferro com uma solução de citrato e bicarbonato de sódio, a quente, sendo adicionado o ditionito de sódio para reduzir o ferro. Tal tratamento foi repetido até a amostra de solo apresentar cor acinzentada, indicando assim completa remoção dos óxidos de ferro. Após tal remoção as amostras foram saturadas com NaCl N, para facilitar a dispersão. A fração areia foi separada das demais frações por tamizamento via úmida. Após secagem tal fração foi dividida em cinco subfrações por tamizamento a seco, pesadas e acondicionadas adequadamente. A fração silte e argila foram separadas por centrifugação e acondicionadas em frascos. A fração silte foi secada.

Subfrações em suspensão da fração argila foram tomadas e colocadas em tubos de centrífuga. Uma subfração de argila foi saturada com KCl N e a outra com $MgCl_2$ N.

A saturação com K foi feito através de cinco lavagens com KCl N. Na argila em suspensão e no frasco de centrífuga foi adicionado o KCl ao mesmo tempo que sofria agitação mecânica. Posteriormente a suspensão sofreu centrifugação a 1.500 rpm. O sobrenadante foi removido e novo processo de saturação foi efetuado, até atingir as 5 lavagens.

Após as lavagens foi feito a eliminação dos cloretos, da seguinte maneira: 2 lavagens com 100% de etanol; 2 lavagens com 50% de etanol e 50% de água; e 1

lavagem com 100% de água destilada. Posteriormente foi feito o teste da presença ou não de cloretos usando o AgNO_3 . Se eventualmente houvesse cloretos novo lavagem com água seria necessário.

A saturação da outra subfração de argila com MgCl_2 N foi feita nos mesmos moldes que a saturação com KCl. As amostras de areia (fração modal) e do silte foram montadas em porta amostras especiais e prontas para serem irradiadas no raios-X.

Preparo das amostras orientadas de argila- Na suspensão de argila saturada com K e armazenada num frasco foi retirado por pipetagem, uma alíquota de 10 ml sob contínua agitação. Posteriormente tal alíquota foi transferida a superfícies de uma lâmina de vidro e deixado secar em superfície plana. O mesmo procedimento foi feito com argila saturada com Mg. Após a transferência da suspensão para a lâmina de vidro, foram adicionadas gotas de etileno glicol e deixado secar em superfície plana.

Preparo de amostras para identificação dos óxidos de ferro

Amostras de 1,0 g de argila foi tratada com NaOH Mol L^{-1} a quente por $\frac{1}{2}$ hora (Kämpf Schwertmann, 1982) e posteriormente transferida para lâmina de vidro e irradiada no aparelho de raios-X.

3.3.4 Difração de Raios - X

O aparelho utilizado foi um Rigaku com tubo de Cobre ($K\alpha$ de 0,15418 nm) e filtro de níquel. As condições do aparelho foram de 40 kw e 20 mA° , com sistema de fendas DS, 1° RD, 1° RD 0,15 mm, SS 1° . As amostras foram irradiadas entre 3- 60° 2θ para as frações silte e areia e, de 3- 30° 2θ para a fração argila. A velocidade de varredura foi de 2° 2θ durante minuto. As amostras de argila saturadas com K, sofreram diversos tratamentos, a saber: amostra natural; aquecida a 350°C e 550°C . As amostras de argila saturadas com Mg sofreram tratamentos com etileno glicol. Todas elas foram irradiadas de acordo com as especificações já descritas anteriormente.

A identificação dos minerais foi feita utilizando-se diversas chaves existentes na literatura entre elas Brown (1961); Jackson (1969). A tabela 3,3 indica os principais espaçamentos utilizados na identificação dos minerais da fração argila.

Tabela 3.3. Principais espaçamentos interplanares utilizados no reconhecimento de minerais da fração argila.

Mineral	Espaçamento d (nm)	Características
Caulinita	0,72 e 0,35	eliminado com aquecimento a 550° C
Gibbsita	0,485	eliminado com aquecimento a 350° C
Vermiculita	1,4	colapsa para 1,0 nm com aquecimento a 550° C
Montmorilonita	1,4	expande para 1,6-1,8 com etileno glicol
Micas	1,0	permanece com aquecimento a 550° C
Quartzo	0,33	não altera com os tratamentos
Feldspatos	0,32	não altera com os tratamentos

3.3.5. Fluorescência de Raios- X

A estimativa dos óxidos totais a partir da análise de Fluorescência de raios- X foi efetuada segundo Jones (1986). No caso específico deste trabalho, esta técnica foi utilizada na determinação do Ti, Mn, Fe^{3+} , Al^{3+} , Si, P, Ca, Mg, Na e K tanto na fração areia como no solo total.

Preparo da amostra - Amostras de solo ou da fração areia (5 g) foram trituradas em almofariz de tungstênio . Sobre o molde de uma prensa específica foram depositados 4,0 g de ácido bórico (30%) e, sobre este, foi espalhado 1,0000 g (areia ou solo total). O material foi então prensado a 240 MPa obtendo pastilhas de 2,5 cm de diâmetro (Jackson, 1969). Tais pastilhas foram levadas para o porta amostra do aparelho de espectrografia (modelo Philips, 2510, da UNESP em Rio Claro). Curvas padrões de regressão linear foram determinadas para cada um dos elementos analisados. Os resultados são apresentados em forma de óxidos.

3.3.6. Análise Térmica Diferencial

O método utilizado foi elaborado por Dixon (1966). A amostra argila Mg saturada, após secagem, foi colocada em porta amostras especiais tendo como material inerte o óxido de Al previamente calcinado a 900°C. Curvas padrões foram obtidas tanto para caulinita como para gibbsita, usando-se o método do pesagem das áreas dos picos para estimar os teores destes minerais. Os gráficos foram obtidos num aparelho Rigaku até 650°C, numa faixa de 8°C a cada minuto. O pico da caulinita foi identificado a 550°C, o da montmorilonita e/ou vermiculita a 250°C.

As análises semi-quantitativas dos minerais da fração argila foram estimadas pela determinação das áreas dos picos como indicado por John et al. (1954). Para a caulinita foi utilizado a medição da área do pico a 550°C como descreveu Dixon (1966) na análise térmica diferencial.

3.3.7 Preparo das amostras para microscopia ótica.

A fração areia, isenta de óxidos de ferro e matéria orgânica, foi utilizada na montagem de lâminas para estudo de minerais leves e pesados. Duas gramas da fração areia foi adicionada a tubos de centrifuga contendo bromofórmio (densidade 2,9). Após centrifugação a 2.500 rpm (Jackson, 1969), os minerais pesados ficaram no fundo do tubo e os leves na parte superior. A parte inferior do tubo foi colocado em um compartimento contendo gelo seco. Após o congelamento da parte inferior do tubo, o sobrenadante contendo os minerais leves foi filtrado, ficando os minerais leves aderido ao filtro, o qual foi pesado e acondicionado.

Após o descongelamento da parte inferior do tubo de centrifuga, o líquido foi filtrado, ficando os minerais pesados aderidos ao papel filtro. Após secagem o material foi pesado e acondicionado. As lâminas dos minerais leves e pesados foram

montadas com bálsamo de Canadá, de índice de refração conhecido e examinadas em microscópio polarizante.

3.3.8 Preparo de amostras para micromorfologia

Foi utilizado blocos indeformados de solos devidamente orientados e secos, colocados em recipientes de alumínio; dentro de dessecadores adaptados para receber as resinas. A impregnação foi baseada na metodologia originalmente descrito por Brewer (1964) com ligeiras modificações de Mendes et al., (1973).

A resina utilizada foi a ortoftálica T-208, diluída com monômero de estireno na proporção 1:1 e como catalizador o Luperox DDM. Após impregnar sob vácuo, as amostras foram secas ao ar durante 4 dias, e posteriormente levadas a estufa a 60° C, para acelerar o endurecimento. Após o corte, tanto de amostras horizontais como verticais, procedeu-se o polimento de uma das fases e montagem em lâminas de vidro com Araldite. Feito isso, procedeu-se ao corte na outra fase seguindo-se diversos polimentos usando carburundum de granulometria decrescente, até aproximadamente 30 µm de espessura.

3.3.9. Microscopia Eletrônica de Transmissão (MET)

A preparação do material consistiu em dispersar 1 g de solo em 50 ml de água destilada num tubo de centrífuga, agitando mecanicamente durante 15 minutos, passando por peneira (53 µm). O sobrenadante foi centrifugado a 300 rpm por 5 minutos, ficando a amostra pronta para preparar as telinhas que foram irradiadas através do MET- Zeiss- EM 900 da ESALQ (Jackson, 1969; Kitajima, 1997).

3.3.10 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Amostras de solo e/ou camadas de sílex foram cortadas em pequenos pedaços e recobertas com ouro, com o uso do Evaporador Balzers-Sputtering e estudadas no MEV- Zeiss- DSM 940, na ESALQ; seguindo os protocolos e instruções para o seu uso (Kitajima, 1997).

3.3.11. Microsonda

A microanálise de raios-X ou Microsonda é um procedimento de análise quantitativa para determinar que elementos estão presentes em um ponto da microestrutura do mineral particularmente, obtendo-se os resultados através do espectro que permite sugerir a composição do mineral examinado, sendo confirmado através da sua morfologia (Bozzola & Russell, 1992).

Amostras de solo e/ou fragmentos das camadas examinadas de aproximadamente 1 cm de diâmetro foram preparadas sob vácuo ($P=2 \times 10^{-2}$ mb), durante cinco minutos no “Sputter coater S150B da Edwards”. As amostras foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura (GEOL-JSM-T330) acoplado ao “EDS Noram do “Baker Hughes Micro-Z”.

3.3.12. Cálculos granulométricos

Com a utilização dos dados da distribuição de frequência das areias (via seca) de todos os horizontes e camadas estudadas, foram determinados os seguintes parâmetros sedimentológicos: média gráfica, desvio padrão, assimetria e curtose gráfica. Para a realização desses cálculos utilizou-se o software “PHI” “Programa de Microcomputador para Análise Estatística da Granulometria de Sedimentos”, desenvolvido por Lier & Torrado (1992) e baseado nos estudos de métodos gráficos de Folk & Ward (1957). De acordo com esses autores, os cálculos dos parâmetros sedimentológicos são extraídos de curvas cumulativas das distribuições percentuais das frações das partículas, com escala normal na ordenada e, na abscissa, a escala $\Phi(\phi)$,

que é função logarítmica do diâmetro de partícula. Para tanto, os valores dos diâmetros médios (D) das frações das partículas, em milímetros, são transformados para a escala proposta, de forma que Φ seja o logaritmo na base 2 do inverso do diâmetro:

$$\Phi = -\log_2 D.$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Morfologia dos solos na catena

O exame morfológico de todos os perfis estudados (Tabela 4.1) indicam, em profundidade, as variações devidas ao próprio material originário assim como à ação dos processos de formação influenciado principalmente pela oscilação do lençol freático. Neste aspecto a Figura 4.1 resume as principais tendências das evoluções dos horizontes diagnósticos, base de apoio da hipótese traçada.

Note que nesta seqüência diversas camadas são comuns para os perfis 1 a 4, entre elas as camadas de concentração de material rico em manganês e da lage de sílex. No caso de lage de sílex ela se inicia a 286 cm no T1, 215 cm no T3 e 214 no T4, enquanto a camada mais visível morfológicamente de concentração de manganês se encontra no T1 nos horizontes C3, C5 e C7; no T2 nos horizontes C1g e C4 e no T4 no C1g.

Por outro lado as camadas de argilito foram identificadas principalmente no perfil 1, 2 e 4 nas camadas C, no caso C2, C3 e C4 no T1 e C3 no T2 e C2 no T4. As “bonecas de sílex” de tamanho e formas as mais variadas, ocorrem praticamente em todo os perfis, porém, decrescendo do T1 em direção ao T4 onde a presença é rara.

Nódulos ferromangânicos, muito pequenos a pequenos, com forte reação com água oxigenada estão disseminados em todo o perfil não havendo camada específica de concentração. A presença das bonecas de sílex e nódulos ferromangânicos e do argilito, este nos horizontes inferiores, permite um machetado de

Tabela 4. 1. Resumo das características morfológicas dos perfis estudados ⁽¹⁾.

Horizonte	Prof.	Cor principal	Cor Gleização	Estrutura			Consistência	
				Grau	Classe	Tipo	Seco	Molhado
Perfil T1								
Ap	0-30	5YR 3/3	Md	m, g	Bsa	md.	pl.mpg	
B1l	30-83	2,5Y 3/4	Md	m, g.	P => Bsa	md.	pl.mpg.	
Bt2w	83-133	2.5Y 3/4	Md	m, g.	P => Bsa	md.	mpl.mpg.	
Bt3	133-150	2.5Y 3/4	Md	m, g.	P => Bsa	d	M/pl.mpg	
(BC)l	150-165	2.5Y 3/6	Md	pq. m.	Frag,P=>Bsa	ld	pl, mpg.	
C1	165-180	5YR 3/4	Md. Fe	pq, m	Bsa=>Gr.m,pq.	d	pl. pg	
C2	180-211	5YR 4/8	Fa	pq.	L => Bsa	d	pl, pg	
C3	211-220	5YR 3/2	Fa	m, pq.	L => Bsa	d	mpl, mpg	
C4	220-235	7,5YR 5/8	Fa	m, pq.	L => Bsa	d	mpl, mpg	
C5	235-246	5YR 3/2	Md	m, pq.	Bsa=>Gr.pq.	md.	lpl, mpg	
C6	246-272	5YR 4/6	Fa	pq.	L	ld.	pl, mpg	
C7	272-286	5YR 3/3	Md	pq.	Bsa=>Gr.m.	md.	pl, lpg	

Tabela 4.1. Continuação.

Horizonte	Prof.	Cor principal	Cor	Estrutura			Consistência	
				Grau	Classe	Tipo	Seco	Molhado
Perfil T2								
Ap	0-30	5YR 3/4		Md	m, pq.	Bsa => Gr	md	pl, mp.
AE	30-45	5YR 3/4		Md	m.	Bsa	md	pl, mp.
EB	45-60	5YR 3/4		Md	m, g.	Bsa	d	mpl, mp
Bt1	60-110	2,5YR 3/4		Md	g, m	Bsa	md	lpl, pg
Bi2g	110-140	2,5YR 3/4	2,5YR3/6 + 2,5YR5/2 + 2,5YR4/8	Md	g.	P	md	mpl, mp
(BCg)1	140-160	5YR 4/6	5YR 5/3 + 5YR 2/2 + 5YR 6/4	Md	pq.	Bsa, L(silica)	md	mpl, mp
Clg	160-175	5YR 3/4 + 5YR 2/1	10YR 2/1 + 5YR 5/8 + 5YR 3/1	Fa	mpq, pq	Bsa	ld	pl, lpg
C2	175-190	7,5YR 4/4 + 10YR 2/1		Md, Fa	m, pq.	L => Bsa	ld	mpl, mp
C3	190-207	5YR 4/4 + 5YR 3/4		Md	m.	Bsa	md	mpl, mp
C4	207-215	5YR 4/8 + 5YR 2/1		Md	g.	Bsa	md	Mpl, pg

Tabela 4.1. Continuação.

Horizonte	Prof.	Cor principal	Cor	Estrutura			Consistência	
				Grau	Classe	Tipo	Seco	Molhado
Canadas	(cm)	Úmida	Gleização					
Perfil T3								
Ap	0-25	7,5YR 3/2		Md	g	Bsa	md	pl, pg
AE	25-38	7,5YR 4/2+7,5YR 5/4		Md	g	Bsa	md	mpg, mpg
E	38-50	10YR 4/4+2,5YR4/8		Md	pq, g	Bsa	md	mpl, mpg
Btg ^v 1	50-100	5YR3/4+2,5YR3/6	7,5YR3/2+7,5YR4/8+ 2,5YR3/6	Md	g, m	P => Bsa	md	mpl, mpg
Btg ^v 2	100-165	10YR 5/3 + 5YR 3/3 + 5YR2/1	10YR6/3 + 5YR4/3 + 5YR2/2	Md	g, m	P => Bsa	md	mpl, mpg

Tabela 4.1. Continuação.

Horizonte	Prof.	Cor principal	Cor	Estrutura			Consistência	
				Grau	Classe	Tipo	Seco	Molhado
Perfil T4								
Ap	0-32	10YR 4/3 + 10YR3/4		Md	g	Bsa => Gr	md	mpl, mpg
	32-58	10YR 4/4 + pios		Fa	m	Bsa => Gr	d	pl, pg
		10YR 4/3 + 2.5YR 4/8						
Bigv1	58-80	10YR 4/3 + 10YR 3/4 + 2.5YR 3/6	10YR 6/3 + 10YR 4/4 + 2.5YR 3/0	Md	g	P => Bsa	ld	mpl, mpg
Bigv2	80-137	10YR 3/2 + 2.5YR 3/4 + 10YR 6/3	10YR 5/2 + 2.5YR 3/6	Md	mg	P => Bsa	ed	mpl, mpg
Bigv3	137-175	10YR 3/2 + 10YR 4/4 + 10YR 3/3	10YR 6/2 + 10YR 4/4 + 10YR 2/1	Md	g	P => Bsa	ed	mpl, mpg
C1g	175-193	10YR 2/1 + 10YR 3/2 + 10YR 4/4	10YR 2/1 + 10YR 3/3 + 10YR 5/8	Md	mpq	P => L	d	mpl, mpg
C2	193-214	5YR 7/4 + 5YR 4/4 + 5YR 6/3		Fa	m	L	ld	mpl, mpg

(1) Estrutura: 1 Grau: Fa (Fracca); Md (moderada); 2 classe: mpq (muito pequena); pq (pequena); m (média); g (grande); mg (muito grande); 3 tipo: L (laminar); P (prismática); Bsa (blocos subangulares), Gr (granular).

Consistência: 1 seco: ld (ligeiramente duro); d (duro); md (muito duro); ed (extremamente duro).

2 molhado: lpl (ligeiramente plástico); pl (plástico); mpl (muito plástico); lpg (ligeiramente pegajoso); pg (pegajoso); mpg (muito pegajoso).

Figura 4.1. Principais tendências evolutivas dos horizontes diagnósticos dos perfis T1 → T4 da catena estudada.

cores em toda a massa do solo. Tal machetado confunde-se com as cores de gleização principalmente nos horizontes mais inferiores dos perfis 2 e 3 e em todo o perfil T4.

As cores principais dos horizontes Bt do T1, no caso matizes 2,5YR 3/4 a 3/6 vão sendo gradativamente passando para matizes 5YR no Bt do T3 passando a 10YR no Bt do T4. Tais transformações são devidas unicamente à ação do alagamento temporário, que permite a presença de hematita no caso de T1 e da goethita nos solos com matizes 5YR e 10YR (Resende, 1976; Karmanova, 1981; Schwertmann et al., 1982; Duchaufour, 1982; Kämpf & Schwertmann, 1983).

Em termos de estrutura dos horizontes Bt, há uma tendência de evolução indo do T1 ao T4. No T1 a estrutura é prismática de tamanho médio e grau moderado a forte passando a tamanho grande no T3 e T4 e grau muito forte. Particularmente neste último perfil há sensível fendilhamento com inclinação de 40 a 45° formando estruturas em forma de cunha, como a descreve Buol et al. (1983) isto no Bt3, com grau forte. No Bt1 a estrutura é prismática, grande e de grau forte tendendo para uma colunar.

Em relação a drenagem interna destes perfis, o T1 é caracterizado por apresentar boa drenagem até a altura do (BC)1 onde a cor principal tem matiz 2,5YR. A partir desta profundidade ocorre a presença de pontuações de gleização indicando uma redução em drenagem motivado principalmente pelas camadas de argilito e da lage de sílex. No T2 a drenagem até os 100 cm é considerada boa para se transformar em moderada a partir desta camada. No T3 a ação do lençol freático já se manifesta a partir do horizonte AE com drenagem moderada e impedida. No T4 a drenagem já é totalmente impedida.

Em relação a sequência de horizonte e de camadas especiais a figura 4.1 ilustra as possíveis formações observadas durante os exames morfológicos. Vindo do T1 em direção ao T4, o horizonte Bt do T1 de cor na faixa de 2,5YR 3/4 deixa espaço para a formação dos horizontes de transição AE e EB no T2. Neste perfil já ocorre a manifestação da oscilação do lençol freático com a presença de gleização a partir do Bt2. A medida que se dirige para o T3 e devido a maior ação do alagamento, praticamente a partir do horizonte AE, há completa descoloração do horizonte E com cores passando para os matizes 10YR 4/4. Os horizontes Bt apresentam características gleizadas e

vérticas. No caso do T4, com encharcamento acentuado e com maior tempo de residência da água no local, há aumento na descoloração do horizonte E e maior manifestação das características vérticas no Bt. Neste caso e em particular no Btgv o fendilhamento das estruturas já é em forma inclinada com cores tendendo para a neutralidade, intimamente gleizada.

Na parte inferior do horizonte E do T4 e na superior do horizonte Btgv1, há ocorrência de pontuações de material com matizes mais avermelhada, faixa de 2,5YR e 5YR com aspecto de material plíntico. Outra evidência que será útil no esclarecimento da gênese deste perfil se refere a pequenas concentrações mais argilosas, de forma irregular no horizonte E. Tais concentrações apresentam as mesmas características dos horizontes Bt1.

Quanto a cerosidade ela foi identificada em toda a catena estudada principalmente no Bt. Em relação ao T4 a presença das superfícies de pressão (slickensides), se confunde com a cerosidade. Apesar da cerosidade ter sido identificada, inclusive com lupa de 20x de aumento, e em torrão seco, existe a possibilidade de tal característica não ser argila translocada.

Como se observa (Figura 4.1) os atributos morfológicos dos horizontes dos perfis T1 ao T4 são influenciados pelas oscilações e posição do lençol freático. Os dados observados de campo sugerem que a formação dos horizontes E nos perfis 3 e 4 e dos horizontes de transição AE e EB do T2 se devem à ação do encharcamento.

De maneira geral a distribuição de base dos horizontes e/ou camadas do perfil T1 é aleatória e a distribuição relativa porfiroesquérica. A estrutura plásmica é isótica para os horizontes superficiais ou ligeiramente undúlica (Figuras 4.2 A e 4.2 B). O plasma, em torno de 45% com cores vermelho escuro acinzentado (7,5YR 3/2) a vermelho escuro (7,5YR 3/6) é caracterizado pelos α -hidróxidos de ferro, caulinita e micas.

Quanto as feições pedológicas há dominância de glébulas seguido por nódulos e concreções (Figuras 4.2 C, 4.2 D, 4.2 E, 4.2 F, 4.2 G, 4.2 H, 4.2 I e 4.2 J). Os nódulos se apresentam ovóides até arredondados, fracamente aderentes e fortemente

individualizados, e na maioria das vezes separado pela dessecação com abundância de porosidade fissural, de cor preta (5YR 2/1).

Os poros são dominantes em relação às fissuras, câmaras e cavidades subangulares. Estas formam uma rede poliédrica com preenchimento total ou parcial de ferrans (Figuras 4.2 K, 4.2 L, 4.2 M, 4.2 N, 4.2 O).

Em relação ao esqueleto, em torno de 97% é constituído de quartzo ocorrendo ainda rutilo, zircônio, turmalina e óxidos de ferro.

As concentrações plásmicas dos horizontes B do T1 são representadas pelas glébulas e cutans de segregação e/ou iluviação (argilans). Estes estão associados a canais, com preenchimento parcial (Figuras 4.2 P e 4.2 Q). A Figura 4.2R indica a fotomicrografia do horizonte alábico do T4. Observe a descoloração do horizonte com perda de material plásmico (cor mais amarelada) e ainda algumas concentrações mais argilosas (cor mais avermelhada) como testemunhos do Bt que está sendo destruído. No caso da Figura 4.2.S indica justamente o contato (transição) entre o alábico, parte mais amarelada da foto (lado esquerdo), com o Bt, com maior concentração plásmica, lado direito da foto.

No caso da Figura 4.2.T, também indicando a transição E/Bt, observa-se o alábico com fundo matricial mais amarelada (tornando quase toda a foto) e o argílico com fundo matricial mais avermelhado. Observe a maior concentração de nódulos ferruginosos na porção do Bt ainda não destruídos enquanto que no alábico ficaram apenas alguns testemunhos destes nódulo. Por sua vez a Figura 4.2.U indica o Bt num fundo matricial massépico. Note a ausência de argilans tanto nos canais como nos fendilamentos.

A destruição parcial do quartzo no horizonte E pode ser observado na Figura 4.2.V assim como a destruição parcial do nódulo de ferro na transição E/Bt (Figura 4.2.X).

Figuras 4.2.

Fotomicrografias de seção delgada dos horizontes dos perfis T1 e T4

Figuras 4.2. (A) Estrutura plásmica isotópica do Tl com litorrelíquias de bonecas de sílex no Ap; (B) Estrutura isotópica ou ligeiramente undúlca no Bt1, distribuição de base aleatória associada a concêntrica.

Figuras 4.2. (C) Fracionamento do quartzo e nódulo concêntrico de Fe com microquartzo no centro no Bt1 do T1; (D) Nódulo de Fe-Mn cujos contornos estão se desmanchando pelo hidromorfismo.

Figuras 4.2. (E) Microagregados coalescentes, nódulos “in situ”, fissuras e rachaduras por dessecação, no Bt1-T1; (F) Nódulo isotrópico preto (5R2/1, deferrificando-se por hidromorfismo no Bt2-w no T1.

Figuras 4.2. (G) Projeção de lâmina delgada do B13 do T1. Nota-se aumento de bonecas de sílex e porosidade fissural; (H) Fissuração irregular, devido à dessecação. Abundância em microquartzo e nódulos.

Figuras 4.2. (I) Associação de fissuras obliquas “skew planes” e rachaduras “craze planes” evidência de dessecação; (J) Pedotúbulo preenchido com microquartzo (filtro verde, 50x) no Bt3 do T1.

Figuras 4.2. (K) Fissuras irregulares resultantes de contração de cor vermelho-escuro do Bt2-w do T1; (L) microagregação incipiente com microfissuras de cavidades policôncavas em processo de latossolização no Bt2-w.

Figuras 4.2. (M) Bioporo associado a ortofissuras oblíquas resultante da atividade biológica no Bt3; (N) Fissuração oblíqua, contornando um microagregado, com fundo matricial apresentando cavidades policôncavas.

Figuras 4.2. (O) Rachaduras “craze planes”, processo de ferruginação e maior porosidade fissural no Bt3 do T1.

Figuras 4.2. Fotomicrografia de seção delgada com nicois cruzados do horizonte Bt2-w do T1. (P) Argilans associados a canais e pápulas; (Q) Concentração plásmica e argilans (aumento 200x)

Figuras 4.2. R. Horizonte álbico do T4 com fundo matricial mais amarelado e concentrações mais argilosas (cor mais avermelhada), testemunho do Bt.; 4.2.S. Contato E/Bt do T4, o álbico ocupa parte esquerda da foto.

Figura 4.2 T. Contato E (cor mais amarelado) e o Bt (cor mais avermelhada) do T4. Note maior concentração dos nódulos ferruginosos no Bt. Os pequenos nódulos no E são testemunhos do Bt; 4.2.U. Horizonte Bt do T4. Ausência de argilans nos canais e fissuras.

Figura 4.2.V. Destruição parcial de grânulos de quartzo no álbito do T4 assim como destruição parcial do nódulo de ferro também no álbito (X).

4.2 Propriedades físicas

As variações de umidade do solo e porosidade ao longo da sequência T1 a T4, evidência uma alta anisotropia vertical entre os horizontes superficiais e subsuperficiais (Tabela 4.2). De maneira geral os horizontes transicionais dos perfis 2 ao 4 representam as zonas de máximo incremento da densidade do solo e máxima redução na porosidade. Para o T2 a densidade no AE e EB é de 1,82 e 1,77 respectivamente, baixando para 1,62 no Bt1. No caso do T3 os valores são de 1,52 e 1,55 nos horizontes AE e E passando para 1,53 no Bt; e no T4 de 1,30 no horizonte E passa para 1,45 no Bt. Tais variações são também evidenciadas pelas curvas de retenção indicadas na Figura 4.3, que vem refletir o teor de argila de tais camadas, inclusive com menor quantidade nos horizontes E.

Os resultados das maiores densidades nos horizontes transicionais, associado à presença de pontuações de gleização, são compatíveis, portanto, com a saturação temporária de água nestes horizontes o que pode causar maior permanência da água em tais posições ou “lençol de água em suspensão” (Bouma, 1983).

Os dados das análises granulométricas dos perfis 1 a 4 indicam uma dominância da fração argila, principalmente nos horizontes Bt e nas camadas mais profundas. Os teores deste separado nos horizontes Bt do T1 estão na faixa de 73 e 79%, no T2 de 66 a 74 no T3 de 67 a 71 e no T4 de 67 a 73% (Tabela 4.3).

Neste caso nota-se uma grande similaridade entre os perfis estudados. Em maior profundidade também as variações não são grandes neste separado do solo, cujos teores ficam na faixa de 60 a 79%. A relação textural B/A destes perfis é suficiente para caracterizar o horizonte B como textural (EMBRAPA, 1981) ou horizonte argílico no Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1990).

Os teores de silte destes perfis, contrariamente a maioria dos solos tropicais, são relativamente elevados principalmente para os horizontes Bt dos perfis 2, 3 e 4 (faixa de 14 a 23%). O teor de areia total tende a decrescer em profundidade principalmente entre os horizontes A, com maior teor de areia, e os horizontes B, com

Tabela 4.2. Curvas de retenção de água, densidades do solo (Ds) e das partículas (Dp) e Porosidade total dos solos estudados.

Horiz.	Prof.	(cm)	MPa / unidade em %						Ds	Dp	Poros.Total	
			0,001	0,005	0,01	0,05	0,1	0,5				1,5
Perfil T1												
Ap	0-30		29,90	25,62	24,56	22,85	21,17	20,55	19,86	1,61	2,57	36,96
Bt1	30-83		36,15	34,40	34,02	33,39	32,74	32,16	31,74	1,62	2,57	36,96
Bt2w	83-133		36,91	34,40	33,85	32,59	31,97	31,27	30,75	1,54	2,62	41,22
Bt3	133-150		35,40	32,79	32,35	31,26	30,61	29,95	29,27	1,53	2,63	41,82
BC1	150-165		31,07	27,13	26,20	24,52	23,67	22,83	22,35	1,55	2,53	38,73
C1	165-180		43,57	40,25	39,89	38,65	38,02	37,42	36,84	1,38	2,69	48,70
C2	180-211		37,06	34,56	33,85	32,18	31,41	30,73	30,15	1,42	2,65	46,41
C3	211-220		63,35	58,85	57,55	54,95	53,81	52,65	51,17	1,10	2,71	59,41
C4	220-235		43,65	40,31	39,55	37,96	37,09	36,14	35,45	1,47	2,54	42,12
C5	235-246		66,02	61,66	60,86	57,38	56,02	55,05	54,49	1,24	2,63	52,85
C6	246-272		53,53	48,10	47,05	40,47	38,12	36,01	34,50	1,32	2,67	50,56
C7	272-286		51,37	42,26	38,96	31,75	30,57	28,50	26,66	1,00	2,58	61,24

Tabela 4.2. Continuação.

Horiz.	Prof. (cm)	MPa / unidade em %							Ds	Dp	Poros.Total %
		0,001	0,005	0,01	0,05	0,1	0,5	1,5			
Perfil T2											
Ap	0-30	26,37	23,19	22,44	20,56	19,70	19,12	18,68	1,64	2,57	36,19
AE	30-45	23,07	21,13	20,73	19,55	18,84	18,07	17,25	1,82	2,57	29,18
EB	45-60	22,79	20,39	19,78	17,99	17,52	17,23	16,68	1,77	2,56	30,86
Bt1	60-110	36,33	33,39	32,90	32,05	31,32	30,66	30,09	1,62	2,87	43,55
Bt2g	110-140	35,46	32,10	31,44	29,85	29,04	28,37	27,78	1,77	2,65	33,21
BCg1	140-160	34,45	30,55	29,82	28,25	27,41	26,70	26,00	1,78	2,66	33,08
C1g	160-175	60,58	55,70	54,76	52,11	50,84	49,27	48,26	1,30	2,69	51,67
C2	175-190	41,46	37,27	36,32	34,26	33,34	32,56	31,88	1,71	2,70	36,67
C3	190-207	55,55	42,25	39,29	33,86	29,79	28,99	28,13	1,68	2,71	38,01
C4	207-215	42,43	37,59	36,59	35,20	34,92	33,06	32,11	1,52	2,76	44,93

Tabela 4.2. Continuação.

Horiz.	Prof. (cm)	MPa / unidade em %							Ds	Dp	Poros.Total %
		0,001	0,005	0,01	0,05	0,1	0,5	1,5			
Perfil T3											
Ap	0-25	41,81	33,64	29,14	23,17	21,67	19,67	18,17	1,55	2,57	39,69
AE	25-38	51,97	31,45	27,65	23,63	21,70	20,56	19,16	1,52	2,56	40,62
E	38-50	51,72	31,00	28,66	25,50	24,14	22,97	22,44	1,55	2,65	41,51
BtgV1	50-100	55,67	43,41	37,17	29,52	28,83	27,82	27,21	1,53	2,67	43,00
BtgV2	100-165	53,29	36,41	33,99	29,87	28,06	26,69	25,80	1,50	2,71	44,65
Perfil T4											
Ap	0-32	44,92	34,88	31,91	29,13	28,19	26,72	25,39	1,21	2,53	52,17
E	32-58	42,47	35,28	32,32	27,27	22,52	20,96	19,45	1,30	2,46	47,15
BtgV1	58-80	45,55	36,01	33,33	29,86	28,67	26,53	24,57	1,45	2,62	45,00
BtgV2	80-137	59,05	44,20	41,34	36,41	35,74	33,62	33,03	1,52	2,64	42,40
BtgV3	137-175	41,49	32,90	31,83	29,91	28,91	27,85	26,51	1,52	2,62	41,98
Clg	175-193	58,38	52,81	51,24	48,55	47,24	45,48	44,62	1,59	2,87	44,60
C2	193-214	58,62	44,71	42,20	36,43	35,50	33,75	32,08	1,10	2,56	57,03

Figura 4.3. Curvas de retenção de água dos perfis T3 e T4.

Figura 4.3. Continuação.

Tabela 4.3. Resultados granulométricos dos perfis em porcentagem ⁽¹⁾.

Hori- zonte	Fração areia						Relações		Sitte	Fração argila			Relação	Argila
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	AF/AT	AMF/AT		Total	Grossa	Fina	ArF/ArT	Natural

Perfil T1

Ap	1	2	4	9	9	25	0,36	0,36	16	59	41	18	0,30	27
Bt1	1	0	2	6	3	12	0,50	0,25	15	73	26	47	0,64	51
Bt2w	1	1	2	6	3	13	0,46	0,23	14	73	28	45	0,62	43
Bt3	1	2	2	5	3	13	0,38	0,23	8	79	28	51	0,65	37
BC1	3	1	2	4	2	12	0,33	0,17	13	75	32	43	0,57	29
C1	0	1	1	3	2	7	0,43	0,28	14	79	37	42	0,53	11
C2	2	2	1	3	2	10	0,30	0,20	15	75	34	41	0,55	9
C3	0	1	1	3	2	7	0,43	0,28	16	77	38	39	0,51	17
C4	1	1	1	1	1	5	0,20	0,20	26	69	35	34	0,49	0
C5	0	1	1	3	3	8	0,37	0,37	19	73	39	34	0,47	13
C6	1	2	2	3	2	10	0,30	0,20	19	71	36	35	0,49	0
C7	1	1	1	3	2	8	0,37	0,25	17	75	38	37	0,49	3

⁽¹⁾ AMG= areia muito grossa; AG= areia grossa; AM= areia média; AF= areia fina; AMF= areia muito fina; AT= areia total; ArF= argila fina e ArT= argila total.

Tabela 4.3. Continuação.

Hori- zonte	Fração areia						Relações			Silte	Fração argila			Relação		Argila Natural
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	AF/AT	AMF/AT	Total		Grossa	Fina	ArF/ArT			
Perfil T2																
Ap	0	2	4	12	7	25	0,48	0,28	26	49	23	26	0,53	14		
AE	1	2	5	13	8	29	0,45	0,27	23	48	23	25	0,52	16		
EB	1	2	4	9	6	22	0,41	0,27	19	59	27	32	0,54	20		
Bt1	1	1	2	5	3	12	0,42	0,25	14	74	29	45	0,61	36		
Bt2g	0	2	2	5	3	12	0,42	0,25	22	66	26	40	0,61	44		
BCg1	2	3	2	3	2	12	0,25	0,17	14	74	32	42	0,57	32		
C1g	1	5	3	4	3	16	0,25	0,19	16	68	32	36	0,53	26		
C2	1	3	3	3	4	14	0,21	0,28	36	50	24	26	0,52	0		
C3	1	3	2	4	2	12	0,33	0,17	28	60	32	28	0,47	8		
C4	2	2	3	6	3	16	0,37	0,19	20	64	34	30	0,47	12		

Tabela 4.3. Continuação.

Hori- zonte	Fração areia						Relações			Fração argila			Relação	Argila
	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	AF/AT	AMF/AT	Site	Total	Grossa	Fina	ArF/ArT	Natural
Perfil T3														
Ap	1	3	5	12	8	29	0,41	0,27	23	48	29	19	0,39	15
AE	1	3	5	12	7	28	0,43	0,25	21	51	27	24	0,47	0
E	1	4	5	14	6	30	0,47	0,20	21	49	24	25	0,51	25
Btgv1	1	1	2	5	3	12	0,42	0,25	21	67	29	38	0,57	11
Btgv2	1	1	2	5	3	12	0,42	0,25	17	71	30	41	0,58	0
Perfil T4														
Ap	3	3	4	14	7	31	0,45	0,23	27	42	22	20	0,48	27
E	2	3	5	12	8	30	0,40	0,27	27	41	23	18	0,44	0
Btgv1	0	2	2	4	2	10	0,40	0,20	23	67	31	36	0,54	15
Btgv2	0	1	1	3	2	7	0,43	0,28	14	79	36	43	0,54	0
Btgv3	0	1	2	4	2	9	0,44	0,22	18	73	33	40	0,55	1
Clg	3	2	4	5	4	18	0,28	0,22	7	75	36	39	0,52	35
C2	5	5	4	6	3	23	0,26	0,13	28	49	26	23	0,47	0

menor. Tais teores são heranças do próprio argilito, constituinte do material de origem destes solos.

O fracionamento da areia revelou um predomínio da fração areia fina principalmente nos horizontes A e B sendo seguido pela fração areia muito fina. As relações areia fina / areia total e areia muito fina / areia total são muito similares nos horizontes A e B. (Figura 4.4) para todos os perfis estudados.

Quebras acentuadas dessas razões (normalmente acima de 100%) ao longo do perfil, tem sido utilizados como critério para identificação de discontinuidades litológicas ou efeitos deposicionais (Brinkman, 1979; Birkeland, 1984; Cabrera-Martínez et al., 1989). Os resultados destas relações, para todos os perfis analisados, sugerem que o material de origem destes solos é uniforme, não havendo camadas deposicionais superficiais; o que seriam indicadas por eventuais quebras de seqüência.

Os cálculos estatísticos da distribuição das areias permitem diferenciar as litologias no campo. Segundo esta metodologia, materiais diferentes possuem uma distribuição distinta da fração areia (Peres Filho et al., 1980; Tremocoldi & Steihardt, 1987; Vidal -Torrado, 1994). Em nosso caso o uso do programa “Phi” de Lier & Vidal-Torrado (1992) permitiu observar que o desvio padrão dos quatro perfis estudados, são “pobremamente selecionados”, exceto no Ap do perfil T1 que é “bem selecionado”. A simetria varia de negativa à muito negativa em todo os perfis, exceto nos horizontes C4 do perfil T1, (BCg)1 e C2 do perfil T2, que é “aproximadamente simétrica” e, sendo “positiva” no único horizonte C1g do perfil T2.

A curtose varia de “muito leptocúrtico” no horizonte Ap do perfil T1 ao “mesocúrtico” nos horizontes Ap dos perfis T2, T3 e T4. Os horizontes Bt1 dos perfis T1 a T4, variam de platicúrtico a muito platicúrtico em função da profundidade, mesmo assim, o perfil T2 apresenta-se como “mesocúrtico” nos primeiros 110 cm superficiais. Essas distribuições podem ser vistas na Figura 4.5 e no Apêndice 2.

É interessante observar que estes resultados são indicativos de que a gênese destes solos é mais influenciado pela ação dos processos pedogenéticos internos

Figura 4.4. Relações da AF/AT e AMF/AT dos solos.

Figura 4.5. Distribuição estatística das 5 frações de areia referentes aos solos da catena.

Figura 4.5. Continuação.

do que pelos deposicionais. Tais resultados se parecem com os obtidos por Jimenez-Rueda & Demattê. (1988), Gamble et al. (1970) e Cabrera-Martínez et al. (1989) em solos com gradientes texturais acentuado. Divergem entretanto da interpretação dada por Queiroz Neto et al. (1981)., segundo a qual o horizonte E (e EB) dos solos estudados representaria o testemunho de deposição de material arenoso.

A medida que se desloca do T1 para o T4 o teor de argila dos horizontes superficiais tende a decrescer, de 59% no T1 para 42% no T4, enquanto que cresce o gradiente textural nesta sequência. As diferenças nos teores de argila de A para o Bt é de 14% para o T1 e de 25% para o T4. De outro lado, e devido a natureza do material originário, com grande contribuição de argilito e calcário, os teores de argila dos horizontes C, para todos os perfis, é elevado, regra geral na faixa entre 50 e 79% de argila.

O fracionamento de argila revelou um aumento de argila fina (0.2 μm) em profundidade, apresentando valor máximo no Bt (Tabela 4.3). O aumento de argila fina em profundidade, ou da relação argila fina / argila total, indica a ocorrência de processos de translocação vertical de argila ao longo do perfil (Soil Survey Staff, 1962, 1975; Floate, 1966); o que é confirmado morfologicamente pela presença de cerosidade nos horizontes iluviais em todos os perfis estudados. Entretanto, o incremento da argila fina nos horizontes Bt, indicado pela relação argila fina/argila total não é grande, principalmente para os perfis T2, T3 e T4. No caso do T2 a relação no horizonte EB é de 0.54 e passa para 0.61 no Bt, decrescendo para 0.57 no (BCg)₁; no T3 passa de 0.51 no horizonte E para 0.57 no Bt e no T4 de 0,44 no E para 0.54 no Bt. Tais resultados indicam portanto, que outros processos além da lessivagem devem ter contribuído para a gênese destes solos.

4.3. Propriedades químicas

Os dados referentes as propriedades químicas (Tabela 4.4) também refletem a influência do material de origem e dos processos genéticos. Os valores da CTC a pH 7,0 normalmente estão acima dos 10 $\text{cmol}_c.\text{Kg}^{-1}$ e atinge valores de 20 ou até

Tabela 4.4. Resultados analíticos dos principais parâmetros químicos dos solos estudados.

Horiz- Zontes	Prof. (cm)	pH			M.O. gkg ⁻¹	Cátions trocáveis						V %	m	
		H ₂ O	KCl	ΔpH		Ca	Mg	K	Na	Al	H+Al			CTC
-----cmol.kg ⁻¹ -----														
Perfil T1														
Ap	0-30	6,8	5,9	-0,9	31	9,5	4,2	0,19	0,05	0	1,5	15,4	90	0
Bt1	30-83	6,8	5,7	-1,1	23	12,1	2,2	0,16	0,06	0	1,8	16,3	89	0
Bt2w	83-133	7,0	5,9	-1,1	11	10,3	2,3	0,14	0,06	0	1,6	14,4	89	0
Bt3	133-150	6,8	5,8	-1,0	8	8,6	3,1	0,11	0,06	0	1,6	13,4	88	0
BC1	150-165	7,8	5,8	-2,0	7	8,6	5,0	0,20	0,03	0	4,0	17,8	78	0
C1	165-180	7,5	5,8	-1,7	7	9,0	5,0	0,20	0,05	0	4,6	18,5	77	0
C2	180-211	7,5	5,9	-1,6	9	6,7	4,5	0,23	0,07	0	4,7	16,2	71	0
C3	211-220	7,5	5,9	-1,6	9	12,0	6,5	0,22	0,05	0	6,0	24,7	76	0
C4	220-235	7,5	6,0	-1,5	9	7,9	3,6	0,26	0,05	0	2,0	13,8	86	0
C5	235-246	6,8	5,6	-1,2	7	12,5	7,0	0,20	0,06	0	7,0	26,7	74	0
C6	246-272	6,3	5,3	-1,0	5	5,3	4,3	0,21	0,05	0	4,0	13,8	71	0
C7	272-286	6,8	5,7	-1,1	8	8,4	6,5	0,21	0,05	0	5,0	20,2	75	0

Tabela 4.4. Continuação.

Horiz- Zontes	Prof. (cm)	pH			M.O. Gkg ⁻¹	Cátions trocáveis						V %	m	
		H ₂ O	KCl	ΔpH		Ca	Mg	K	Na	Al	H+Al			CTC
-----cmol.kg ⁻¹ -----														
Perfil T2														
Ap	0-30	6,1	4,7	-1,4	20	5,8	1,6	0,21	0,03	0,1	4,2	11,8	65	1
AE	30-45	6,3	5,1	-1,2	18	7,3	1,4	0,12	0,05	0	3,4	12,2	73	0
EB	45-60	6,3	5,0	-1,3	15	9,2	1,5	0,13	0,05	0	2,8	13,7	79	0
Bt1	60-110	6,5	5,2	-1,3	11	10,0	3,6	0,15	0,08	0	2,5	16,3	85	0
Bt2g	110-140	6,5	5,1	-1,4	8	8,9	4,2	0,19	0,06	0,1	2,8	16,1	83	1
BCg1	140-160	6,1	4,3	-1,8	9	4,1	2,1	0,14	0,09	2,0	7,2	13,6	47	24
Clg	160-175	5,8	4,3	-1,5	7	7,9	3,0	0,11	0,11	0,8	5,2	16,3	68	0
C2	175-190	6,9	5,0	-1,9	7	10,8	5,0	0,14	0,12	0	5,2	21,3	75	0
C3	190-207	7,0	5,2	-1,8	7	6,3	4,0	0,12	0,12	0	4,2	14,7	72	0
C4	207-215	7,5	5,6	-1,9	6	11,2	6,4	0,12	0,13	0	4,4	22,3	80	0

Tabela 4.4. Continuação.

Horiz	Prof.	pH			M.O.	Cátions trocáveis						V	m		
		(cm)	H ₂ O	KCl		ΔpH	gkg ⁻¹	Ca	Mg	K	Na			Al	H+Al
Zontes															
-----cmol.kg ⁻¹ -----															
Perfil T3															
Ap	0-25	6,0	5,0	-1,1	20	6,8	2,7	0,11	0,09	0	3,1	12,8	76	0	
AE	25-38	5,6	4,5	-1,1	18	6,6	2,3	0,06	0,08	0	3,4	12,4	73	0	
E	38-50	5,3	4,2	-1,6	11	3,8	1,1	0,05	0,10	1,0	5,2	10,2	49	16	
Btgv1	50-100	5,6	3,9	-1,7	12	4,5	2,0	0,18	0,12	3,2	15,0	21,8	31	32	
Btgv2	100-165	5,6	4,0	-1,6	8	2,8	1,7	0,12	0,13	2,7	8,8	13,5	35	36	
Perfil T4															
Ap	0-32	5,5	4,5	-1,0	22	3,9	1,9	0,18	0,09	0	11,6	17,7	34	0	
E	32-58	4,8	3,8	-1,0	11	2,0	1,4	0,14	0,15	1,6	14,8	15,5	24	30	
Btgv1	58-80	4,9	3,7	-1,2	9	3,5	3,1	0,24	0,18	4,3	27,5	34,5	20	38	
Btgv2	80-137	4,5	3,7	-0,8	8	3,1	3,5	0,30	0,21	7,5	34,7	41,8	17	51	
Btgv3	137-175	5,8	3,6	-2,2	7	9,2	3,3	0,14	0,26	2,2	9,1	22,0	59	15	
Clg	175-193	6,2	4,7	-1,5	9	12,0	8,0	0,19	0,35	0	2,8	23,3	88	0	
C2	193-214	6,3	4,9	-1,4	7	13,5	8,0	0,19	0,33	0	0,9	22,9	96	0	

41,8 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ no Btgv2 do T4 inclusive com valores elevados nos horizontes C, como é o caso dos perfis 1 e 4. O teor da matéria orgânica decresce em profundidade com teores máximo no Ap do T1 como 31 e 23 g.kg^{-1} no Bt1 e mantendo-se na faixa de 20 g.kg^{-1} nos horizontes superficiais dos demais perfis. Como o teor de matéria orgânica tende a decrescer em profundidade, tais valores não se correlacionam com a CTC que na maioria dos casos aumenta nos horizontes Bt ou nas camadas de alteração.

No caso específico do perfil T1 a CTC decresce de 15,4 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ no Ap para 14,4 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ no Bt2-w para aumentar a seguir atingindo valores de 24,7 e até 26,7 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ nas camadas C3 e C5 respectivamente. Tal resultado decrescente para este perfil em particular, reflete a ação da matéria orgânica pelo menos até a posição do Bt. A partir daí há aumento da CTC e decréscimo de matéria orgânica evidenciando a influência do material de origem e consequentemente da mineralogia. A medida que se dirige do T2 para o T4 nota-se que os valores da CTC acompanham os processos genéticos, no caso da formação dos horizontes de transição AE, EB e do E, este nos perfis T3 e T4. Neste caso os valores da CTC decrescem do Ap até o E e, a partir daí aumenta sensivelmente nos horizontes Bt para decrescer a seguir porém mantendo-se valores elevados, normalmente acima de 10 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$.

Os valores mais elevados da CTC são encontrados no horizonte Bt do perfil T4, com 34,5 e 41,8 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ respectivamente para o Btgv1 e Btgv2. Comparando-se os perfis extremos, 1 e 4 no que se refere a CTC nota-se o seguinte:

- (a) Os valores da CTC do horizonte superficial dos 2 perfis são de 17,7 e 15,4 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ respectivamente para o T4 e T1 apesar da matéria orgânica e da argila serem mais elevados no T1.
- (b) Os valores da CTC do horizonte E, de máxima perda do T4 com 41% de argila e de 11 g.kg^{-1} de matéria orgânica é praticamente o mesmo do horizonte subsuperficial Bt1 do T1 com 73% de argila e 23 g.kg^{-1} de matéria orgânica, indicando ser a mineralogia da fração argila do T4 mais ativa do que a do T1.

Esta mineralogia da fração argila mais ativa é ilustrado pelos valores do Ki (Tabela 4.5). No caso do T1 tais valores estão na faixa de 2,0 e 2,13 para os horizontes superfi-

Tabela 4.5. Resultados do índice Ki dos solos estudados.

Horizontes	Prof. (cm)	Ataque sulfúrico (%)		Índice Ki
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	
Perfil T1				
Ap	0-30	9,1	7,7	2,02
Bt1	30-83	18,9	15,2	2,12
Bt2-w	83-133	19,2	15,3	2,13
Bt3	133-150	23,4	14,9	2,67
(BC)1	150-165	21,	13,0	2,80
C1	165-180	23,9	14,6	2,79
C2	180-211	17,4	11,2	2,65
C3	211-220	25,0	13,8	3,09
C4	220-235	19,9	11,7	2,93
C5	235-246	30,2	14,6	3,56
C6	246-272	21,4	12,1	3,05
C7	272-286	22,2	12,2	3,10
Perfil T2				
Ap	0-30	6,2	4,8	2,18
AE	30-45	6,5	4,6	2,41
EB	45-60	8,8	6,4	2,33
Bt1	60-110	24,4	15,6	2,70
Bt2g	110-140	21,7	12,8	2,88
(BCg)1	140-160	20,7	13,8	2,55
C1g	160-175	22,5	13,6	2,82
C2	175-190	15,4	9,5	2,76
C3	190-207	17,1	10,7	2,71
C4	207-215	10,8	12,8	2,63

Tabela 4.5. Continuação.

Horizontes	Prof. (cm)	Ataque sulfúrico (%)		Índice Ki
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	
Perfil T3				
Ap	0-25	6,2	4,6	2,3
AE	25-38	6,5	4,8	2,3
E	38-50	12,2	8,7	2,4
Btgv1	50-100	22,4	13,3	2,9
Btgv2	100-165	16,1	10,5	2,6
Perfil T4				
Ap	0-32	7,5	5,0	2,6
E	32-58	7,6	5,5	2,4
Btgv1	58-80	14,3	8,5	2,9
Btgv2	80-137	22,5	12,5	3,1
Btgv3	137-175	21,5	12,8	2,8
C1g	175-193	23,8	13,3	3,1
C2	193-214	17,0	6,9	4,1

ciais Ap e Bt2 enquanto que no T4 os valores vão de 2,4 a 2,6 no horizonte E e Ap respectivamente e de 2,9 a 3,1 nos horizontes Bt. De acordo com as informações contidas em Tolentino de C. (1956); e Camargo et al. (1986), valores de ki entre 2,0 e 2,5 indicam dominância de mineralogia caulinítica com contribuição de minerais 2:1 enquanto que os valores Ki entre 2,5 e 3,0 indicam dominância de minerais 2:1 com contribuição de caulinita. Valores de Ki na faixa de 0.6 a 1,5 (Cerrados), indicam solos de mineralogia oxidica (Demattê, J.L & Demattê, J. A., 1993).

Se consideramos o material de origem sendo homogêneo ao longo da sequência T1 a T4 como mostram os dados morfológicos e os granulométricos, nas

relações já discutidas, a influência do alagamento, que aumenta do T1 para o T4, contribui para uma maior relação Si/Al neste sentido dando condições para uma evolução mineralógica mais ativa como já indicado por Brinkman (1970), Lindsay (1979) ; Kittrick (1969); Gerasinova (1981); Vodyanitskii et al. (1997).

A saturação de bases também tende a refletir a influência do material originário e os processos genéticos. Assim é que para o caso do T1 os valores do V% são extremadamente elevados, entre 90% no horizonte superficial e 88% no Bt3, com sensíveis reflexos no pH na faixa de 6,8 a 7,5. Tais valores se devem seguramente à ação do calcário. Entretanto, a medida que a ação do encharcamento temporário (principalmente nos horizontes superficiais dos perfis 3 e 4) se manifesta, ocorre redução da saturação das bases, com valores mais baixos no T4 atingindo faixas de 20 e 17% nos horizontes Bt1 e Bt2 respectivamente deste perfil. A redução na saturação das bases tem um reflexo direto no pH, caindo para 4,9 e 4,5 respectivamente nestes horizontes e aumento no teor de alumínio, com 38% no horizonte Bt1 e 51% no Bt2 (carácter álico). Em relação ao teor de sódio trocável, o elemento mais solúvel no complexo de troca do solo, tende a se concentrar no ambiente de menor drenagem. Assim é que no T1, perfil de boa drenagem o teor deste elemento é negligível . A medida que se dirige para o T2 já ocorre uma maior concentração a partir do horizonte C1g, a 160 cm de profundidade. No caso do T4 valores de $0.15 \text{ cmolc.kg}^{-1}$ já se encontram no horizonte E a 32 cm de profundidade. A presença deste sódio indica o seguinte:

(a). Migração lateral de íons em solução em direção ao T4.

(b). Favorece a formação de estruturas maiores e com tendências a colunar no T4 (Birkeland, 1984; Buol et al., 1997).

Em relação ao potássio alguns aspectos devem ser ressaltados a saber:

(a). A acumulação nos horizontes superficiais de todos os perfis estudados, se deve aos efeitos de reciclagem e das adubações; como se sabe frequentes na cultura de cana.

(b). O próprio material de origem, argilitos e folhelhos são ricos em micas e consequentemente em K (Demattê et al., 1977; Moniz et al., 1995).

(c) A maior concentração nos perfis de drenagem mais restrita se deve também a migração, em solução, para tais perfis. O teor de óxido de ferro total determinado pelo ataque sulfúrico não é elevado (Tabela 4.6) ficando na faixa dos 8,8 % para o horizonte (BC)1 do T1 a 4,4% no Ap deste mesmo perfil. Camadas mais inferiores, tais como a C1, C3 apresentam teores mais elevados. Tais valores destas camadas de alteração se devem a influência do próprio material de origem constituído pelas camadas alternadas de argilitos e pela presença da pirita no calcário (Figura 4.19 V, na página 158).

A medida que ocorre a ação do encharcamento nos demais solos o teor de ferro total dos horizontes pedogenéticos tende a decrescer. Note nos horizontes E dos perfis T3 e T4 que o teor de ferro total é menor do que nos demais horizontes A razão ferro oxalato (Fe-Ox) / ferro ditionito (Fe-DCB) é menor do que 0.1 na maior parte dos horizontes de todos os perfis estudados (Tabela 4.6) indicando o predomínio de formas cristalinas de óxido de ferro, inclusive nos horizontes de máxima perda (E) onde os processos de oxidação e redução são mais frequentes. Quando a relação Fe (o) / Fe (d) é menor que 0.1 há presença de goethita, hematita e lepidocrosita (Schwertmann et al., 1982). O teor de Fe- DCB para todos os perfis estudados tende a aumentar em profundidade, e decresce em direção ao T4. Nos horizontes transicionais, como o AE no T2, E nos perfis T3 e T4, os valores do Fe- DCB são os menores observados.

A quantidade de ferro oxalato (Fe- Ox) que indica ferro amorfo (Schwertmann, 1989) é bem inferior ao Fe-DCB. A tendência nos valores do Fe- Ox nos perfis 2 a 4 é o de decrescer do Ap em direção aos horizontes B onde tornam a aumentar, justamente onde há maior teor de argila, bem como numa redução no sentido T1 ao T4, resultante dos processos de solubilização e remoção deste elemento motivado pelo encharcamento.

Os ciclos alternados de redução e oxidação estão implicados na gênese das alterações das camadas do solo onde promovem a dissolução dos óxidos de ferro favorecendo assim os processos de destruição dos argilominerais pela ferrólise (Brinkman, 1970; Gerasinova, 1981; Jimenez-Rueda & Demattê, 1988; Demattê et al., 1995; Vodyanitskii et al., 1997). De acordo com os autores citados, o aumento nos teores de

Tabela 4.6. Ferro total determinado pelo ataque sulfúrico, ferro extraído pelo DCB e ferro extraído pelo oxalato.

Horizonte	Prof. (cm)	Fe (%)			Relação Fe(o)/Fe(d)
		Total	DCB(d)	Ox(o)	
Perfil T1					
Ap	0-30	4,4	3,8	0,60	0,16
Bt1	30-83	5,3	4,6	0,69	0,15
Bt2-w	83-133	5,6	4,9	0,49	0,10
Bt3	133-150	7,6	6,6	0,80	0,12
(BC)1	150-165	8,8	7,9	0,63	0,08
C1	165-180	13,7	11,2	0,34	0,03
C2	180-211	9,5	7,6	0,23	0,03
C3	211-220	17,5	14,3	1,57	0,11
C4	220-235	9,5	5,7	0,56	0,09
C5	235-246	16,9	13,1	1,04	0,08
C6	246-272	10,5	8,4	0,42	0,05
C7	272-286	12,5	9,8	0,68	0,07
Perfil T2					
Ap	0-30	3,1	2,8	0,33	0,12
AE	30-45	1,6	1,4	0,18	0,13
EB	45-60	2,6	2,3	0,23	0,09
Bt1	60-110	4,5	4,1	0,32	0,08
Bt2g	110-140	2,9	2,1	0,30	0,14
BCg1	140-160	4,2	3,6	0,26	0,06
C1g	160-175	11,2	8,2	0,73	0,08
C2	175-190	5,2	4,2	0,29	0,06
C3	190-207	4,5	3,2	0,25	0,07
C4	207-215	11,8	10,0	0,50	0,05
Perfil T3					
Ap	0-25	2,9	2,6	0,42	0,16
AE	25-38	3,2	2,9	0,37	0,13
E	38-50	1,3	1,1	0,11	0,10
Btgv1	50-100	2,7	2,3	0,18	0,08
Btgv2	100-165	4,1	3,7	0,22	0,05

Tabela 4.6. Continuação.

Horizonte	Prof. (cm)	Fe (%)			Relação Fe(o)/Fe(d)
		Total	DCB(d)	Ox(o)	
Perfil T4					
Ap	0-32	2,3	2,1	0,32	0,15
E	32-58	1,4	1,1	0,06	0,05
Btgv1	58-80	3,2	2,9	0,34	0,11
Btgv2	80-137	3,4	3,1	0,31	0,10
Btgv3	137-175	3,1	2,7	0,19	0,07
C1g	175-193	9,5	6,7	0,33	0,04
C2	193-214	2,9	2,0	0,10	0,05

Fe^{2+} motivado pela redução no solo, induz maior lixiviação dos demais cátions, devido à presença do ferro no complexo de troca. Nestas reações e principalmente na transformação Fe^{2+} para Fe^{3+} (oxidação), há aumento na concentração de íons H^+ que pode induzir a protólise das lâminas octaedrais e tetraedrais tornando os argilominerais instáveis e possíveis de se intemperizarem. Parte do alumínio liberado nestas reações pode ser intercalado nas camadas de vermiculita, na forma de polímero e parte fica na solução do solo (Almeida et al., 1997). O solo tende a ficar mais ácido e com maior teor de Al em solução, como aliás se verifica no perfil T4. Grande parte do silício do T4 permanece concentrado na parte de menor drenagem da seqüência devido ao enriquecimento vertical ou lateral.

Devido ao baixo teor de Fe-DCB encontrado nos perfis, principalmente no T4 (Tabela 4.6) é pouco provável que o enriquecimento em sílica se dê unicamente as expensas da remoção do ferro mas sim por destruição parcial ou total de argila, favorecida pelos processos de oxi-redução.

Nos horizontes AE e E dos perfis T3 e T4 as características de intensa alteração química induzida pelo encharcamento, indicam que esta última hipótese seja mais provável. Levando-se em consideração a correlação entre a cor do solo e natureza dos óxidos de ferro constatado por inúmeros autores (Resende, 1976; Karmanova, 1981; Duchaufour,

1982; Schwertmann et al., 1982; Torrent et al., 1983; Kämp & Schwertmann, 1983; Sokolov, 1997; Buol et al., 1997), salienta-se que no caso do T1, nos horizontes Bt a predominância de cores avermelhadas (matiz 2,5YR 3/4 e 3/6), indica dominância de hematita. De outro lado a medida que se dirige do T1 ao T4 as cores do solo passam para o matiz 5YR, 7,5YR e 10YR este no perfil T4 indicando com isso dominância de goethita. O amarelecimento do solo principalmente nos horizontes Ap e AE, e na porção superior do Bt no T4 pode ser atribuído à goethita (Almeida et al., 1997).

De acordo com tais autores a hipótese mais plausível é de que esse amarelecimento se deva a um processo de dissolução de hematita em profundidade, pelo efeito da saturação temporária no horizontes transicionais. Esta dissolução dos óxidos de ferro é favorecida pela saturação temporária de água, nos horizontes transicionais e pela disponibilidade de fontes de energia pela ação dos microorganismos advinda do transporte de carbono solúvel dos horizontes superficiais.

Na tabela 4.7. se apresenta os resultados das análises do enxofre $S-SO_4$, e dos micronutrientes Cu, Fe, Mn, Zn e o elemento Na. Nos primeiros 150 cm de profundidade do T1, os valores do enxofre estão na faixa de 6 a 9,1 mg.dm⁻³ do Ap até o Bt2, aumentando no C1 e o no (BC)1 com 106 e 113,1 mg.dm⁻³ respectivamente.

Nos horizontes inferiores os valores se alternam entre valores altos e baixos, sendo influenciado pela presença de material pirobetuminoso das camadas de folhelhos, próprio dos materiais da FI. As rachaduras e os canais devida à bioturbação propiciam-

Tabela 4.7. Análise química do P, enxofre, micronutrientes e o elemento Na

Horiz.	Prof. (cm)	P	S-SO ₄	B	Cu	Fe	Mn	Zn	Na
mg/dm ³									
Perfil T1									
Ap	0-30	54	6,0	0,4	3,8	12,0	110,3	90,0	11,5
Bt1	30-83	9	9,1	0,4	3,2	10,0	97,8	24,6	11,5
Bt2-w	83-133	9	9,1	0,4	1,6	6,0	53,2	13,8	20,7
Bt3	133-150	12	7,0	0,3	1,0	5,0	19,9	4,7	13,8
BC1	150-165	7	113,1	0,5	0,6	3,3	9,8	1,2	9,2
C1	165-180	10	106,0	0,4	0,4	5,5	27,5	1,9	11,5
C2	180-211	4	25,5	0,4	0,6	3,1	16,2	5,0	11,5
C3	211-220	20	113,1	0,3	0,3	15,2	65,0	5,3	9,2
C4	220-235	4	24,1	0,4	0,4	3,2	16,5	11,5	13,8
C5	235-246	17	113,1	0,3	0,3	14,3	54,4	0,7	11,5
C6	246-272	4	14,9	0,4	0,7	5,3	18,5	1,3	13,8
C7	272-286	11	29,8	0,4	0,5	13,5	57,4	2,6	16,1
Perfil T2									
Ap	0-30	7	10,0	0,5	3,8	83	281,0	8,9	9,2
AE	30-45	3	7,5	0,4	3,9	84	240,0	8,7	13,8
EB	45-60	2	3,6	0,3	4,2	62	104,8	16,8	16,1
Bt1	60-110	2	3,6	0,4	2,2	19	11,4	9,4	18,4
Bt2g	110-140	2	21,2	0,1	1,0	19	15,3	0,8	18,4
BCg1	140-160	2	24,5	0,1	0,7	2	26,2	1,1	18,4
C1g	160-175	3	39,6	0,1	0,7	6	121,0	1,5	23,0
C2	175-190	2	24,9	0,1	1,3	46	70,4	23,0	34,5
C3	190-207	4	29,0	0,1	1,4	41	57,8	9,7	41,4
C4	207-215	9	55,3	0,1	0,6	45	97,6	3,4	34,5
Perfil T3									
Ap	0-25	13	7,8	0,3	2,7	97	161	4,1	20,7
AE	25-38	6	10,9	0,2	2,6	93	94	1,4	18,4
E	38-50	8	13,7	0,3	3,2	98	11,5	1,4	34,5
Btgv1	50-100	3	28,8	0,3	1,3	40	3,5	0,9	43,7
Btgv2	100-165	4	44,7	0,4	1,0	16	11,6	2,4	34,5
Perfil T4									
Ap	0-32	14	24,8	0,5	2,5	140	136,2	5,3	23,0
E	32-58	5	18,5	0,5	2,8	94	5,3	1,9	39,1
Btgv1	58-80	4	11,1	0,3	1,7	77	2,9	0,7	55,2
Btgv2	80-137	2	21,5	0,3	0,2	22	1,5	0,1	66,7
Btgv3	137-175	4	19,7	0,2	1,1	39	29,8	0,7	69,0
C1g	175-193	11	7,5	0,1	0,6	40	229,0	0,3	78,2
C2	193-214	3	2,6	0,1	1,8	10	16,7	0,8	75,9

condições aeróbicas neste perfil de boa drenagem, e o enxofre é convertido em SO_4^- . Em condições anaeróbicas no caso dos horizontes T3 e T4, o sulfato pode ser reduzido pelos microorganismos em SO_3^{2-} (Tan, 1996 p.183).

Quanto ao boro, seu valores em geral são baixos e quase constante nos perfis, na faixa de 0.1 a 0.5 g.dm⁻³.

A concentração do **Cu** é baixa, ligeiramente maior nos horizontes superficiais, variando na faixa de 3,2 a 3,8 mg.dm⁻³ no Bt1 e Ap do perfil T1 respectivamente, mantendo o mesmo valor do Ap no T2, para logo diminuir de 2,7 a 2,5 mg.dm⁻³ nos horizontes Ap dos perfis T3 e T4. Esta tendência se deve ao fato dos íons cuprosos serem instáveis em soluções aquosas e, afetados automaticamente por processos de oxí-redução (Tan, 1996).

O **Fe** nos horizontes Ap de boa drenagem, aumenta de 12 mg.dm⁻³ no T1 para 83 no T2, 97 no T3 até 140 mg. dm⁻³ no Ap do T4 drenagem restrita. Observe-se no perfil T4 que o Fe diminui de 140 mg. dm⁻³ no Ap até 10 no horizonte C2, zona de máxima oscilação do lençol freático. Este comportamento do Fe é uma evidência de que em condições gleizadas o Fe é móvel e na presença de S-SO₄ o Fe pode formar compostos cristalinos como a pirita (Chestworth, 1991). A pirita foi encontrada nestes solo e nas camadas plano-paralelas do material geológico na zona de estudo.

O **Mn**, é um elemento que se encontra em maior quantidade em relação aos demais micronutrientes, com maior concentração nos horizontes superficiais mas apresentando tendências de aumento e redução ao longo do perfil. No caso do T1 o teor do Ap é 110,3 mg.dm⁻³. A maior concentração do Mn é notada no AE e no Ap do perfil T2 com 240 e 281 mg.dm⁻³. No T3 e no T4 os valores diminuem em profundidade, exceto no C1g do T4 que atinge valores de 229 mg.dm⁻³, mesmo assim no C1g do T2 atinge valor elevado (121 mg.dm⁻³).

Quanto ao **Zn** mostra uma relativa acumulação nos horizontes superficiais diminuindo ligeiramente com a profundidade, atingindo um valor no T1 de 90 mg.dm⁻³ no Ap e um mínimo de 0.1 no Btgv2 do perfil T4. Isso pode indicar que o Zn é alterado pelas condições de redução (Chesworth, 1991, p.26). O elemento Na tem

um papel importante na geoquímica dos micronutrientes e sua dissolução é atribuída à hidrólise da albita. A distribuição dos microelementos e o elemento Na é visualizada na Figura 4.6.

4.4. Espectrografia de Raios- X

A utilização de espectrografia de Raios-X tem diversas finalidades no estudo da gênese de solos entre elas as seguintes: (a) permite um estudo completo dos diversos componentes dos minerais e nas diversas frações do solo; (b) possibilita a determinação de elementos traços e elementos mais estáveis importantes para estudos de homogeneidade de material e de ganhos e perdas.

Os dados aqui apresentados, resumidos nas Tabelas 4.8 e 4.9, indicam os teores, em óxidos, de Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti e Fe; tanto para a fração areia como para o solo total.

Figura 4.6. Distribuição dos micronutrientes e o elemento Na nos perfis.

Figura 4.6. Continuação.

Para o estudo de homogeneidade de material de origem e cálculos de ganhos e perdas diversos autores entre eles Brewer (1964); Demattê, (1978); Wilding et al. (1983); Demattê et al. (1991), se utilizam de elementos mais estáveis ou relações entre tais elementos. No caso específico deste trabalho foi utilizado o titânio como elemento mais estável. De acordo com Sherman & Kaneshiro (1965), o titânio ocorre menos de 1% na crosta terrestre, mas em zonas tropicais é maior que 1% devido a acumulação dos óxidos.

Levando-se em consideração os resultados da fração areia (Tabela 4,8), observa-se baixos teores de Ti porém constantes em profundidade e teores semelhantes entre os perfis. A maior estabilidade deste elemento nos ambientes aqui estudados pode ser observado quando se compara com os demais elementos. Levando-se em consideração que os horizontes mais agredidos pelo intemperismo são os de transição e o E, dos perfis T3 e T4, mesmo assim os teores de Ti não se alteram enquanto houve alteração nos demais elementos.

Por outro lado quando se observa os teores de Ti no solo total, eles tendem a decrescer ligeiramente em profundidade porém de uma forma muito homogênea, não havendo nenhuma quebra na seqüência. Tal fato se deve ao caracter mais arenoso dos horizontes superficiais onde se concentra mais titânio quando comparado com os horizontes subsuperficiais .

Além disso o teor deste elemento no solo é ligeiramente maior do que na fração areia. Isto se deve ao fato deste elemento poder estar presente também nas frações mais finas, como o silte (Wilding et al., 1983). Tais resultados vem confirmar que o material de origem dos perfis aqui estudados é homogêneo.

Camadas mais ricas em Mn podem ser observadas ao longo dos perfis T1, T2 e T4. No caso do T1 há camadas de concentração deste elemento na

Tabela 4.8. Análise por espectrografia de raios-X da areia fina dos solos derivados da Formação Irati-Piracicaba.

Horiz-	Prof.	LOI	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Zonte	(cm)	----- % -----										
Perfil T-1												
Ap	0-30	2,9	0,2	0,2	1,1	92,7	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	2,2
Bt1	30-83	0,9	0,1	0,1	1,2	94,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	2,7
Bt2-w	83-133	0,8	0,2	0,1	1,0	94,6	0,1	0,1	0,1	0,2	1,0	2,8
Bt3	133-150	2,9	0,2	0,2	2,3	82,7	0,2	0,1	0,2	0,2	1,5	9,5
(BC)1	150-165	2,3	0,2	0,2	2,4	86,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,6	7,4
C1	165-180	6,3	0,3	0,6	5,8	62,3	0,6	0,3	0,5	0,3	3,8	19,1
C2	180-211	3,8	0,2	0,5	4,6	71,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,9	17,4
C3	211-220	14,0	0,6	0,9	6,9	33,8	1,3	0,4	1,1	0,3	8,4	32,4
C4	220-235	5,1	0,3	0,6	5,9	68,9	0,3	0,5	0,3	0,3	1,3	16,5
C5	235-246	13,9	0,5	0,8	6,5	30,1	1,4	0,4	1,1	0,3	6,4	38,6
C6	246-272	7,3	0,3	0,6	5,8	46,2	0,6	0,4	0,5	0,3	0,9	37,0
C7	272-286	12,8	0,4	0,8	6,5	38,9	0,9	0,4	0,9	0,3	6,5	31,6

Tabela 4.8. Continuação.

Hori-	Prof.	LOI	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Zonite	(cm)	----- % -----										
Perfil T-2												
Ap	0-30	1,2	0,2	0,1	1,5	92,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	3,7
AE	30-45	0,8	0,2	0,0	1,0	95,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	2,2
EB	45-60	0,4	0,2	0,0	1,0	95,7	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	2,3
Bt1	60-110	0,9	0,2	0,0	1,0	94,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	3,1
Bt2g	110-140	1,3	0,2	0,1	1,5	92,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	3,7
(BCg)1	140-160	3,3	0,3	0,2	3,3	80,5	0,2	0,2	0,1	0,2	0,6	11,1
C1g	160-175	13,9	0,8	0,8	7,6	36,7	0,6	0,4	0,5	0,3	9,0	29,4
C2	175-190	5,5	0,4	1,1	7,3	69,7	0,2	0,9	0,2	0,4	0,4	13,8
C3	190-207	5,1	0,4	0,6	5,5	72,0	0,2	0,5	0,2	0,3	1,1	14,0
C4	207-215	13,4	0,9	1,0	8,2	34,4	0,9	0,5	0,6	0,3	8,7	31,2

Tabela 4.8. Continuação.

Hori-	Prof.	LOI	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Zonite	(cm)	-----%										
Perfil T-3												
Ap	0-25	1,3	0,23	0,06	1,1	94,5	0,07	0,15	0,09	0,2	0,15	2,1
AE	25-38	0,2	0,16	0,04	1,0	91,1	0,06	0,13	0,06	0,2	0,08	1,9
E	38-50	0,2	0,14	0,02	1,0	96,3	0,62	0,14	0,05	0,2	0,03	1,9
Btgv1	50-100	0,9	0,14	0,04	1,2	94,3	0,09	0,16	0,06	0,2	0,16	2,7
Btgv2	100-165	2,0	0,18	0,21	2,7	86,1	0,12	0,27	0,11	0,2	0,16	7,8
Perfil T-4												
Ap	0-32	4,1	0,16	0,20	3,5	71,1	0,32	0,25	0,15	0,4	0,19	19,6
E	32-58	1,2	0,21	0,03	1,3	91,9	0,08	0,24	0,08	0,2	0,04	4,6
Btgv1	58-80	0,8	0,17	0,02	1,0	94,9	0,05	0,24	0,05	0,2	0,02	2,6
Btgv2	80-137	1,5	0,17	0,13	2,1	89,4	0,08	0,32	0,13	0,2	0,15	5,7
Btgv3	137-175	2,3	0,32	0,28	3,7	84,8	0,14	0,42	0,15	0,3	0,31	7,4
Clg	175-193	13,6	0,97	1,20	8,0	28,5	0,82	0,45	1,19	0,2	8,31	36,8
C2	193-214	4,4	0,85	1,64	7,9	77,2	0,23	1,58	0,61	0,4	0,21	5,0

Tabela 4.9. Análise por espectrografia de raios-X do solo total.

Hori-	Prof.	LOI	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Zonte	(cm)	-----%										
Perfil T-1												
Ap	0-30	3,8	0,03	0,7	10,2	73,2	0,2	0,5	0,5	1,1	0,5	9,2
Bt1	30-83	4,1	0,02	0,9	20,8	57,6	0,1	0,8	0,6	1,1	0,2	14,0
Bt2-w	83-133	5,0	0,02	0,9	21,5	57,5	0,1	0,7	0,5	1,0	0,1	12,7
Bt3	133-150	4,6	0,03	1,1	18,1	58,6	0,1	0,8	0,4	0,9	0,8	14,5
(BC)1	150-165	2,6	0,04	1,0	16,2	64,3	0,1	1,0	0,4	0,9	0,2	13,3
C1	165-180	2,3	0,03	1,2	18,1	55,5	0,2	0,9	0,5	0,8	1,3	19,2
C2	180-211	3,0	0,07	1,1	13,8	67,3	0,1	1,1	0,3	0,7	0,3	12,2
C3	211-220	1,4	0,03	1,4	16,2	49,8	0,3	0,9	0,5	0,6	3,0	25,9
C4	220-235	1,4	0,05	1,1	12,8	67,3	0,1	1,6	0,3	0,9	0,1	14,3
C5	235-246	1,9	0,03	1,4	17,0	50,2	0,3	0,8	0,5	0,6	2,8	24,6
C6	246-272	2,5	0,08	1,1	11,0	70,0	0,1	1,1	0,2	0,6	0,3	13,0
C7	272-286	2,5	0,05	1,1	14,6	61,0	0,2	0,8	0,3	0,6	1,6	17,4

Tabela 4.9. Continuação.

Hori-	Prof.	LOI	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Zonite	(cm)	----- % -----										
Perfil T-2												
Ap	0-30	3,5	0,02	0,4	7,2	80,7	0,1	0,4	0,2	1,1	0,3	6,2
AE	30-45	3,9	0,03	0,4	7,5	78,6	0,1	0,4	0,2	1,1	0,3	7,4
EB	45-60	4,0	0,02	0,4	9,0	76,2	0,1	0,5	0,3	1,1	0,3	8,1
Bt1	60-110	6,5	0,02	1,0	20,4	58,7	0,1	0,8	0,5	1,0	0,1	11,0
Bt2g	110-140	4,2	0,03	1,2	17,4	65,3	0,1	0,9	0,4	0,9	0,1	9,6
(BCg)1	140-160	4,3	0,04	1,3	16,8	63,1	0,1	0,9	0,3	0,7	0,7	11,9
C1g	160-175	5,4	0,04	1,2	15,0	50,8	0,1	0,8	0,3	0,5	4,1	21,6
C2	175-190	3,7	0,07	1,3	12,4	68,7	0,1	1,1	0,2	0,7	0,2	11,5
C3	190-207	3,7	0,07	1,3	13,4	67,6	0,1	1,1	0,2	0,7	0,5	11,4
C4	207-215	3,4	0,04	1,5	15,3	54,4	0,2	1,0	0,3	0,6	3,0	20,3

Tabela 4.9. Continuação.

Hori-	Prof.	LOI	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Zonte	(cm)	----- % -----										
Perfil T-3												
Ap	0-25	4,2	0,03	0,44	7,0	80,2	0,15	0,4	0,23	1,1	0,21	6,1
AE	25-38	3,6	0,03	0,42	7,7	80,0	0,13	0,4	0,20	1,1	0,18	6,2
E	38-50	3,2	0,02	0,68	13,1	73,4	0,15	0,6	0,20	1,1	0,03	7,5
Btgv1	50-100	4,0	0,03	0,98	17,8	65,1	0,14	0,8	0,20	1,0	0,20	9,8
Btgv2	100-165	3,5	0,05	1,15	14,5	70,0	0,08	0,9	0,20	1,0	0,07	8,6
Perfil T-4												
Ap	0-32	3,8	0,07	0,5	6,7	80,4	0,18	0,7	0,19	1,2	0,09	6,1
E	32-58	2,8	0,04	0,6	7,1	81,7	0,09	0,7	0,10	1,3	0,02	5,6
Btgv1	58-80	1,7	0,03	9,9	10,3	70,8	0,07	0,7	0,09	1,0	0,01	5,5
Btgv2	80-137	3,9	0,04	10,3	14,2	64,7	0,06	0,8	0,12	0,8	0,02	5,1
Btgv3	137-175	3,4	0,06	1,4	15,0	72,0	0,04	1,0	0,28	0,9	0,09	5,8
Clg	175-193	3,4	0,06	1,8	16,8	50,7	0,14	0,9	0,78	0,5	3,62	21,3
C2	193-214	3,0	0,28	2,1	10,4	75,5	0,89	1,6	0,80	0,5	0,08	5,7

altura do C1, o que coincide também com o C1 do T2 e o C1 do T4. Outras camadas de concentração deste elemento no T1 ocorrem nos horizontes C3, C5 e C7, correspondentes aos C3 e C4 do T2, e com reflexo no horizonte C2 do T4. A presença destas camadas de maior concentração de Mn nos 4 perfis estudados vem confirmar a consistência do material originário.

O teor de Na, na fração areia, tende a aumentar em profundidade porém em camadas específicas. Assim é que no T2 há maior concentração no C1 e C4, enquanto que no T4 esta concentração se manifesta nos horizontes Btg_v3, C1g e C2, horizontes estes de máximo encharcamento. A ocorrência deste cátion na fração areia se deve aos plagioclásios calco-sódicos observados pela ocasião dos estudos em seção delgada e microscopia eletrônica de Varredura (MEV).

Tal resultado vem confirmar que a posição do T4, principalmente dos horizontes inferiores, é de condição termodinâmica de maior estabilidade para tais minerais. Em relação à concentração deste elemento no solo total (Tabela 4.9), é negligível, regra geral abaixo de 0.02% do óxido. Quanto a distribuição do Ca e do Mg em profundidade, note-se a mesma tendência para o sódio, com maiores concentrações nos horizontes inferiores do T4. Entretanto, a concentração destes elementos quando se leva em consideração o solo total é ligeiramente maior do que na fração areia contrariamente ao sódio. Em relação ao potássio ocorre situações diferentes do que a do Na, Ca e Mg, ou seja com concentrações relativamente elevadas tanto na fração areia como no solo. Tais resultados vem demonstrar que as micas estão presentes nas diversas frações do solo e são herdadas principalmente do material de origem, presentes nas camadas de argilitos da Formação Irati. Tal fato foi constatado pelos exames das seções delgadas da microanálise.

4.5. Mineralogia

A difração de raios-X para a fração areia indicou uma mineralogia pouco variável para todos os perfis estudados. No caso do T1, além do quartzo de espaçamentos mais intensos como os de 0.33 nm, 0.24, 0.22, 0.21, 0.20, 0.18, e 0.16 nm,

ocorre os plagioclásios calco-sódicos com espaçamentos ao redor de 0.36 a 0.40 nm e de 0.41 a 0.42 nm para o ortoclásio (Figura 4.7). Tal mineralogia, pouco variável, vem confirmar a homogeneidade de todo este material. A presença de minerais intemperizáveis, como os plagioclásios, tanto no T1 como no T4 se deve a herança do material originário. No caso da fração silte, a mineralogia também é bastante simples, onde se inclui, além dos minerais citados para a fração areia, os minerais de 1,0 nm provavelmente as micas com picos de 1.0, 0.5 e 0.33 nm (Figura 4.8).

Em relação à fração argila os difratogramas tem indicado (Figuras 4.9 até 4.15) alguns pontos que devem ser considerados, a saber:

(a). A composição mineralógica do T1 ao T4 é constituído por caulinita, micas, vermiculita e esmectitas, tanto na superfície como na subsuperfície.

(b). Este resultado vem indicar que esses minerais foram herdado do material de origem principalmente o folhelho/argilito, rico nestes minerais (Moniz et al., 1995; Demattê, 1968)

(c) No caso das esmectitas o mineral aí presente, possivelmente seja a nontronita devido à presença do ferro na camada octaedral indicado pela micro análise das figuras 4.18 E, página 134 e da micrografia- Figura 4.17 E (página 128).

(d) Os difratogramas de raios-X indicam picos mal formados, largos e associados com outros espaçamentos, principalmente na faixa de 1.0 a 1,4 nm. Tais características indicam minerais pouco cristalizados (Buol et al., 1983; Wilding et al., 1983), o que vem salientar as condições de intemperismo reduzido destes perfis, principalmente no T4. Quanto a presença de espaçamentos na faixa de 1,2 a 1,3 nm se devem a minerais interestratificados principalmente mica + vermiculita com espaçamentos de 2,4 nm e, mica + esmectita com 2,2 nm (Estrada, 1971; Sawhney, 1989).

(e) Há entretanto alterações entre tais minerais a medida que o sistema de intemperismo evolui. Assim é que vindo dos horizontes mais inferiores do T1 em direção a superfície há um aumento no teor de caulinita e decréscimo no de minerais 2:1 num processo típico de dessilicatização (Tabela 4.11). Tal resultado pode ser compro

Figura 4.7. Difratoigramas de raios-X da fração areia em amostras deferradas dos perfis estudados. Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.8. Difrátogramas de raios-X da fração silte em amostras deferradas dos perfis estudados. Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.9. Difratoigramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas K 25°C, dos horizontes Ap dos perfis T1, T2, T3 e T4. Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.10. Difratogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas K 25°C, dos horizontes Bt1(T1); Bt1(T2); Btgvl(T3) e Btgvl(T4). Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.11. Difrátogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas K 25°C, dos horizontes (BC)1-(T1); (BCg)1-(T2); Btgv2(T3) e C1l (T4). Espaçamentos em nanômetros

Figura 4.12. Difratograma de raios-X da fração argila em amostras deferradas do perfil T1:K 25°C, K 350°C, K 550°C, Mg e Mg-glicol, dos horizontes Bt3, (BC)1 e C5. Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.13. Difractogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas do perfil T2 : K 25°C, K 350°C, K 550°C, Mg e Mg-glicol dos horizontes Bt1, (BCg)1 e Clg. Espaçamentos em nanômetros

Figura 4.14. Difratogramas de raios-X da fração argila em amostras deferradas do perfil T3: K 25°C; 550°C; Mg-Mg-glicol dos horizontes Btgv1 e Btgv2. Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.15. Difrátogramas de raios-X da fração em amostras deferradas argila do perfil T4: K 25°C; K 350°C; K 550°C; Mg e Mg-glicol dos horizontes E, Btgv1, C1g e C2. Espaçamentos em nanômetros.

Figura 4.15. Continuação.

vado pela redução da CTC (Tabela 4.4) onde os valores tendem a decrescer no sentido dos horizontes mais superficiais apesar do teor de argila não variar significativamente ou pelo aumento do teor de caulinita neste mesmo sentido. Tal tendência se repete nos outros perfis. Na Tabela 4.10 pode-se observar outro resultado que pode auxiliar nesta visualização e que se refere as áreas dos picos da caulinita obtido nas análises térmica diferencial indicados na Figura 4.16. Assim é que as áreas dos picos da caulinita tendem a aumentar em direção a superfície, ou seja, aumentando o teor deste mineral.

(f) Por outro lado nos horizontes inferiores e na direção T1 ao T4 o processo do intemperismo se manifesta na direção da bissialitização. Observe que as áreas dos picos da caulinita dos horizontes inferiores do T1 decresce em direção ao T4 indicando uma maior estabilidade dos minerais 2:1 nesta direção.

Portanto, os dados indicam uma tendência de dessilicatização em direção à superfície dos solos para todos os perfis e uma tendência de bissialitização dos horizontes inferiores no sentido T1 ao T4, ou seja, do ambiente menos estável (do T1, bem drenado) ao mais estável (do T4 de drenagem impedida) (Lindsay, 1979).

As condições de bissialitização das áreas encharcadas, se deve ao maior valor da relação Si/Al nesta região devido ao próprio processo de destruição parcial ou total dos minerais silicatados observados nos horizontes com encharcamento temporário. Entretanto o próprio quartzo, também por intemperismo, é fonte de silício como indica a micrografia da Figura 4.17 G (pág. 128). Parte da origem das micas neste solos se deve a própria herança do material originário mas também pode ser formada por intemperismo do ortoclásio como indica a micrografia da Figura 4.17 I. (pág. 129). Nesta micrografia a mica é pseudomorfa do feldspato potássico. Como já foi salientado, o material de origem é rico em feldspato-K como indica a micrografia da Figura 4.17J.

A presença de material fossilizado é bastante comum nos horizontes destes solos numa clara evidência de material herdado das rochas de origem. As micrografias da figura 4.17F; 4.17K; 4.17L; 4.17M e 4.17N (pág. 126) indicam diversos materiais fossilizados.

Tabela 4.10. Análise Térmica Diferencial de alguns horizontes diagnósticos da catena Saltinho.

Horizonte	Profundidade (cm)	Temperatura °C	Mineral	%
Perfil T-1				
Ap	0-30	240	Esmectita	-
		500	Caulinita	46,3
Bt2-w	83-133	230	Esmectita	-
		520	Caulinita	61,0
Perfil T-2				
Ap	0-30	240	Esmectita	-
		520	Caulinita	63,5
EB	45-60	-	-	-
		510	Caulinita	41,0
Perfil T-3				
Ap	0-25	-	-	-
		510	Caulinita	30,7
AE	25-38	230	Esmectita	-
		520	Caulinita	29,1
E	38-50	240	Esmectita	-
		520	Caulinita	34,1
Perfil T-4				
Ap	0-32	230	Esmectita	-
		510	Caulinita	23,1
E	32-58	230	Esmectita	-
		500	Caulinita	23,6
Btgv1	58-80	-	-	-
		550	Caulinita	1,95

Figura 4.16. Termogramas em amostras deferradas da fração argila dos principais horizontes dos quatro perfis estudados mostrando os picos da caulinita e da esmectita e/ou vermiculita.

4.6. Processos genéticos envolvidos na seqüência estudada

O material de origem da seqüência estudada é formado por camadas sucessivas de calcário associado com material sedimentar argiloso, no caso argilitos e material rico em manganês. Os dados granulométricos das relações areia fina/ areia total, areia muito fina/areia total e os teores de óxidos de titânio indicaram ser este material homogêneo. Nos trabalhos de campo não se observou entre o T1 e o T4 evidências de deposição superficial. A presença de lage de sílex, associada com as camadas de argilito de ocorrência na base dos perfis estudados, dificulta a drenagem vertical da água, e cria uma zona de oscilação da água na parte superior e uma zona de saturação permanente na parte inferior dos horizontes do T4 e T3.

A zona de oscilação do lençol freático e principalmente no período de novembro a abril tende a ficar saturada por mais de 60 dias, fato este comprovado pelas diversas idas ao campo, principalmente nas camadas superficiais do T3 e T4. Esta condição hidrodinâmica gera uma seqüência de ciclos de redução/oxidação responsáveis por grande parte dos processos genéticos envolvidos na seqüência. Como já foi salientado a área estudada corresponde a um modelo fechado segundo Ruhe (1969) sendo o T1 o membro correspondente ao perfil de boa drenagem e o T4 o membro da drenagem impedida e localizada na porção mais baixa da depressão fechada. Sendo assim todo o fluxo superficial e subsuperficial da água e solução do solo tende a se concentrar no T4. Apesar da área estudada ser considerada uma depressão fechada, principalmente no T4, há saída lenta da água no sentido vertical devido as fraturas existentes na lage de sílex, o que aliás é facilmente observado na jazida de calcário ao lado da área.

A alteração do argilito e /ou folhelho e os minerais primários aí presentes constitui inicialmente numa remoção do cimento, regra geral o ferro, liberando um material já por natureza argiloso (Demattê, 1970). Portanto os solos originados de tal material tendem a ser argilosos, aliás fato este observado em toda a região de Piracicaba onde ocorre tal material (Demattê, 1968; Moniz et al., 1995). Assim sendo a natureza dos perfis aqui estudados são argilosos. Observe os dados da fração argila do T1 (Tabela

4.3) e note que em todo o perfil estudado, até no contato com a lage de sílex a classe textural é argilosa no Ap e muito argilosa no Bt, neste caso com teor de argila superior a 60%, nos demais horizontes. As camadas C1, C2, C3, C5 e C7 têm teor de argila igual ou superior ao Bt1 e Bt2 deste perfil. A mineralogia de argila (Tabela 4.11) tende a ser na região do material de origem rica em minerais 2:1 principalmente as micas e vermiculita e em alguns casos montmorilonita, confirmando as informações de Demattê (1970) e Moniz et al. (1995). Demais minerais primários além do quartzo foram identificados como os ortoclásios ricos em K e plagioclásios calco-sódicos.

Os resultados da CTC (Tabela 4.4) e da própria composição semiquantitativa da fração argila (Tabela 4.11) indicam tais tendências. Deduzindo-se a influência da matéria orgânica na CTC, note-se que principalmente para o T1 que o valor decresce em direção à superfície num nítido processo de dessilicatização (Jackson, 1969), com valores de Ki na faixa de 3.0 (Tabela 4,5) nos horizontes inferiores passando para a faixa de 2,0 no Ap. Tal processo, mais evidenciado no T1, se direciona unicamente por intemperismo vertical, sem ação dos processos de encharcamento, evidenciando nos demais perfis, principalmente no T4. Os dados micromorfológicos dos horizontes Bt do T1 indicaram maior quantidade de cutans de iluviação do que nos demais perfis estudados, sugerindo que a formação do horizonte argílico deste perfil se procedeu principalmente por translocação vertical de argila.

A medida que se desloca do T1 para o T4 a ação das condições dos ambientes aeróbicos se manifestam e uma serie de reações se processam. Períodos de encharcamento do solo de 30 a 60 dias, já são suficientes para promover redução dos compostos de ferro (Van Breemen, 1988). A variação acentuada nos níveis de umidade é

Tabela 4.11. Análise semi-quantitativa^(*) dos minerais da fração argila, em percentagem.

Perfil T1		Perfil T2		Perfil T3		Perfil T4	
Horiz.	Minerais	Horiz.	Minerais	Horiz.	Minerais	Horiz.	Minerais
Ap	C4 M2 V1 E1	Ap	C4 M2 V1 E1	Ap	C3 M2 V1 E1	Ap	C3 M3 V1 E1
Bt2	C4 M2 V1 E1	Bt1	C4 M2 V1 E1	E	C3 M2 V1 E1	E	C3 M3 V1 E2
BC1	C3 N3 V1 E2	C2	C3 M2 V1 E3	Btgv1	C1 M4 V1 E2	Btgv1	C1 M2 V1 E4
C3	C2 M4 V1 E2	C4	C2 M4 V1 E2			Brgv2	C1 M2 V1 E4
C5	C2 M4 V1 E2					C1g	C2 M4 V1 E2
						C2	C1 M4 V1 E2

^(*) C = Caulinita; M = Micas; V = Vermiculita; E = Esmeclita.

1 : menor 10%; 2: 10-20%; 3: 21-40%; 4 : 41-60%.

constatada principalmente nos horizontes mais superficiais do T3 e T4 associado com as evidências morfológicas de gleização é perfeitamente compatível, portanto, com a ocorrência de processos de oxi-redução principalmente dos compostos de ferro. Durante as oscilações do lençol freático, a oxidação ferro produz um aumento na concentração de íons H^+ , induzindo a protólise das lâminas dos minerais de argila tornando-os instáveis e possíveis de destruição total ou parcial. Aliás a redução expressiva dos teores de Fe-DCB nos horizontes E dos perfis T3 e T4 resulta dos processos de solubilização e remoção do ferro.

As consequências químicas e mineralógicas deste processo são as seguintes:

- Aumenta a concentração de H^+ na solução solo, abaixando o pH principalmente do T3 e T4 (Tabela 4.4).
- Desestabilização dos minerais da fração argila assim como das demais frações e posterior destruição parcial ou total de minerais com aumento do teor de Al na solução do solo o que é comprovado pelos dados analíticos (Tabela 4.4).
- A redução na saturação das bases observado principalmente nos horizontes Bt dos perfis T3 e T4 se deve a ocupação pelo Fe^{2+} dos sítios de troca (Brinkman, 1970; Van Breemen, 1988) assim como pelo Al liberado na destruição dos argilominerais.

Os cátions deslocados para a solução do solo são transportados para camadas mais profundas do perfil ou atravessando inclusive a lage de sílex (através das fendas).

Por outro lado as consequências morfológicas devidas a tais reações e mais particularmente relacionadas a cor do solo, tudo leva a crer numa transformação hematita para goethita uma vez que as cores se alteram do matiz 2,5YR 3/4 no T1 (típica da hematita) para matiz 10YR 3/4 a 4/3 ou 6/2 (típica da goethita) como evidenciaram diversos autores (Schwertmann, 1971; Resende, 1976; Karmanova, 1981; Duchaufour, 1982; Schwertmann et al., 1982; Kämpf & Schwertmann, 1982; Schwertmann & Kämpf, 1985; Schwertmann & Latham, 1986; Schwertmann, 1989) e constatado nas análises de raios -X (Figura Apêndice 3A).

O ambiente, na posição do T4, ao mesmo tempo favorecendo a instabilidade de alguns minerais, favorece a concentração de íons em solução tais como as bases, incluindo aí o Na, a sílica e alumina. Assim é que nas camadas superficiais, sujeitas as oscilações do lençol freático o ambiente é de instabilidade com destruição parcial ou total de minerais. Por outro lado nas áreas encharcadas, principalmente nos horizontes inferiores Bt do T4, o ambiente é mais estável e rico em íons, como foi visto. Com isso os minerais 2:1, herdados do material de origem não são destruídos, podendo até serem neoformados.

Com isso a CTC tende a ficar elevada (Tabela 4.4); atingindo valores extremos, superiores inclusive ao horizonte C. Neste caso específico, observe que o teor de argila dos horizontes Bt do T4 é semelhantes ao do T1 enquanto a CTC passa da faixa dos 14,4 aos 17,8 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ no T1 para a faixa dos 34,5 a 41,8 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$.

Tais resultados são indicativos de que o ambiente na região dos horizontes Bt do T4 favorece por um lado a estabilidade e por outro a formação de minerais 2:1 (Kämpf & Klamt, 1978; Borchardt, 1989; Krasil'nikov, 1997). Esta elevada

CTC, motivada principalmente pelos minerais 2:1, contribui para as formações de “slickensides” e da estrutura em cunha do Btg_v. A ação de instabilidade provocada pelas condições de oxi-redução principalmente nas camadas superficiais do T3 e T4 provoca a destruição parcial dos argilominerais empobrecendo a camada superficial em argila assim como o clareamento na cor. As evidências para tal fato são as seguintes:

- (a) Uniformidade no material de origem não indicando deposições superficiais.
- (b) Teor de argila acima de 60% nos horizontes B do T1 ao T4.
- (c) Redução no teor de argila dos horizontes superficiais do T1 ao T4. Passou de 59% no Ap do T1 a 42% no T4 (Tabela 4.3). Aumento do gradiente textural neste sentido.
- (d) Pouca evidência de translocação de argila nos perfis T2, T3 e T4. Os exames micromorfológicos indicaram a ocorrência de cutans de pressão no Bt e pouca quantidade de cutans de iluviação. A própria relação argila fina/argila total indica pouca translocação em profundidade, não suficiente para explicar a variação de 41% de argila do horizonte E do T4 para 67% no Btg_{v1}. Aliás cuidados devem ser tomados na interpretação desta relação. Observe nos dados da Tabela 4.3, que os horizontes abaixo do Bt tanto no T1 como no T4, apresentam teores de argila fina ligeiramente superiores aos de argila grossa.
- (e) Formação gradativa do horizonte E com máxima expressão no perfil T4.
- (f) Evidências no horizonte E de material semelhante ao horizonte B, como indicou nos exames morfológicos e micromorfológicos.

Sendo assim tudo leva a crer que a formação do elevado gradiente textural do T4 assim como do horizonte álbico se deu as custas da destruição do horizonte B. Sequências semelhantes as aqui observadas têm sido publicadas na literatura tanto estrangeira como nacional (Bouma, 1983; Demattê et al., 1995; Almeida et al., 1997).

Estes foram os principais processos na diferenciação do horizonte A e E a partir do Bt, causando muito provavelmente um rebaixamento no perfil ao longo da depressão em função da exportação do produto da destruição do ataque químico dos minerais do solo.

Alguns aspectos sobre as características inerentes aos solos estudados relacionados a mineralogia podem ser observados nas micrografias e nas análises de microsondas. As principais são:

- (a) Figuras 4.17 (A). Nesta figura a caulinita está revestindo os microcristais compostos de pirita framboidal no horizonte superficial do T1. Alias a pirita é um mineral comum no material de origem. O teor de ferro dos solos aqui estudados, principalmente no T1, se deve a decomposição da pirita. Na micrografia B desta mesma figura, observa-se hifas de fungos (forma de bastonetes) entremeando com cristais de caulinita. Os dados da microanálise indicados na Figura 4.18 A e B, ilustram uma possível análise da caulinita justamente nas micrografias da Figura 4.17 A e B. A micrografia (C) desta mesma figura indica a presença de opalas botroidais também no T1 disseminadas num meio rico em sílica. Os dados de microanálise indicam (Figura 4.18 C) dominância de sílica. Por sua vez na Figura 4.17 D há coexistência, numa mesma matriz de caulinita (cristais menores de forma pseudo-hexagonal) com a esmectita também no T1, horizonte BC. A microanálise pontual da Figura 4.18 E indica a presença do mineral 2:1 com Fe na camada octaedral.
- (b) As micrografias contidas nas Figuras 4.17 correspondentes a horizontes selecionados do T1 indicam:

E- Mineral 2:1 possivelmente nontronita autigênica em crescimento e em forma de roseta. A microanálise apresentou além do Al e Si a presença do Fe caracterizando assim tal mineral 2:1 (Figura 4.18 E).

F – Algas diatomáceas fossilizadas circundando cristais de caulinita. A análise pontual indicou dominância de silício caracterizando assim o caráter de fóssil desta alga (Figura 4.18F).

G- Cristal de quartzo, corroído pelo intemperismo químico na camada C3 do perfil T1. Aliás a dissolução da sílica onde também se inclui o quartzo é comum em ambientes onde há presença de moléculas orgânicas particularmente ácido algimico e aminoácidos (Wilding et al., 1977). Também se atribui a dissolução do quartzo em solos

ao material lixiviado rico em moléculas orgânicas. O quartzo passa à solução como um complexo molecular Si orgânico. Tal fato vem corroborar a quase ausência das bonecas de sílex do T4 motivado pelo intenso intemperismo neste material.

H- Cristais de quartzo autigênico bem cristalizados com hábitos prismáticos e faces piramidais, no perfil T1 camada C3 (microanálise na Figura 4.18H).

(c). As micrografias obtidas no microscópio eletrônico de Varredura do T1 da Figura 4.17 indica o seguinte:

I- A posição central é ocupada por cristal de mica pseudomórfico do feldspato- K circundado por camadas de sílica. Os picos espectrais da microanálise caracterizam a mica que contem pequena substituição pelo Fe na camada octaedral (Figura 4.18 I).

J- A posição central ilustra um cristal de ortoclásio, se intemperizando possivelmente para micas (microanálise na Figura 4.18J).

(d). As micrografias contidas na Figura 4.17 representando o perfil T4 indicam a presença de fitolitos de formas cilíndricas (K e L) e laminares (M e N), devidamente identificado pelas microanálises contidas na Figura 4.18 K, L, M e N. Trabalhos em fitolitos indicam que a sílica é depositada em forma opalina ou opala biogênica, dentro dos tecidos das plantas, como reforçamento das estruturas celulares ou recheio das células epidérmicas (Jones & Handreck, 1963; Elgawhary & Lindsay, 1972; Mckeague & Cline, 1963; Pease & Anderson, 1969; Verma & Rust, 1969; Jones, 1969; Yeck & Gray, 1972).

(e) As Figuras 4.17e 4.18 resumem uma serie de micrografias e microanálises do perfil T4, a saber:

O -Representa cristais de plagioclásio potássico (identificado pela microanálise da (Figura 4.18 O).

P - Concreções de manganês numa matriz rica em sílica (Figura 4.18 P).

Q - Folhas (semelhantes a um livro) de micas (Figura 4.18 Q).

R - Cristais de pirolusita associados à manganita (Figura 4.18 R).

Figuras 4.17.

Micrografias (MEV) de diferentes horizontes e camadas dos solos estudados

Figura 4.17. Micrográfas (MEV): (A) Revestimentos de caulinita nos microcristais compostos de pirita framboidal (T11); (B) Hifas de fungos penetradas nos flocos de caulinita (T11); (C) Esferas opalinas borrioidais fixadas às concreções de sílica (T15); (D) Plasma de caulinita-Esmectita interestratificados no T15.

Figura 4.17. Micrografias (MEV): (E) Nontronita autigênica com placas arredondadas de 0,1 a 0,7 μm (T18); (F) Diatomáceas fossilizadas T-18; (G) Intemperismo do quartzo na camada T18; (H) Quartzo autigênico bem cristalizado com hábito prismático e faces piramidais T-18.

Figura 4.17. (I) Mica pseudomorfizada em feldspato ortoclásio na camada de sílica intemperizada (T-1.13); (J) Feldspato-K (Ortoclásio).

Figura 4.17. Micrografias (MEV): (K) Fitolito no horizonte E (T42) da trincheira T-4; (L), (M) Fitolitos no horizonte Btg2 (T44); (N) Espinhas microfósseis do antigo mar Irati, no horizonte E da Trincheira T-4.

Figura 4.17. Micrografias (MEV): (O) Corrosão (etch pit) de feldspato potássico e revestimentos de Fe-Mn no Clg (T46); (P) Concreções de crescimento dendrítico de dióxido de Mn no Clg, perfil T4; (Q) Books de mica empilhados e separados no horizonte C2 (T47); (R) Pirolusita associada à manganita no Clg (T46).

Figuras 4.18.

Picos espectrais da microanálise das micrografias (MEV) nos perfis estudados.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-11- FOTO 18

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?

CA KA

AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING

	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.480	225	AL KA OR BR LA?
2	1.750	807	SI KA OR SR LA?
3	3.706	435	CA KA

T1-5 00

MED 03-DEC-97 17:03

Cursor: 0.000keV = 0

Figura 4.18. Picos espectrais da microanálise (MEV) das micrografias A, B, C e D.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-18 FOTO 1

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 FE KA KF
 AL KA OR BR LA?
 MN KA
 CL KA

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.483	1769	AL KA OR BR LA?
2	1.734	4235	SI KA OR SR LA?
3	2.631	549	CL KA
4	5.909	1166	MN KA
5	6.409	3256	FE KA
6	7.071	406	FE KB

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-18 FOTO 3

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.750	17389	SI KA OR SR LA?

TI-5 00
 Cursor: 0.000keV = 0

MED 03-DEC-97 15:46

TI-5 00
 Cursor: 0.000keV = 0

MED 03-DEC-97 15:50

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-18 FOTO 4

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.750	21141	SI KA OR SR LA?

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-18 FOTO 1

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 FE KA LF
 AL KA OR BR LA?
 MN KA

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.461	530	AL KA OR BR LA?
2	1.751	3495	SI KA OR SR LA?
3	5.908	352	MN KA
4	6.410	1932	FE KA
5	7.055	121	FE KB

TI-5 00
 Cursor: 0.000keV = 0

MED 03-DEC-97 15:55

TI-5 00
 Cursor: 0.000keV = 0

MED 03-DEC-97 15:42

Figuras 4.18. Picos espectrais da microanálise das micrografias (MEV) E, F, G, H.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-1-13 FOTO E

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 AL KA OR BR LA?
 K KA KB OR IN LA
 FE KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.482	7878	AL KA OR BR LA?	
2 1.756	12677	SI KA OR SR LA?	
3 3.325	3569	K KA	
4 3.633	215	K KP	
5 6.406	209	FE KA	

TI-5 00

MED 03-DEC-97 16:21

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-1-13 FOTO 13

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 AL KA OR BR LA?
 K KA KB OR IN LA
 FE KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.482	7256	AL KA OR BR LA?	
2 1.755	12139	SI KA OR SR LA?	
3 3.321	2354	K KA	
4 3.634	200	K KB	
5 6.412	287	FE KA	

TI-5 00

MED 03-DEC-97 16:40

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-42

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA
 NB LA OR AU LA MA & ESCAPE PEAK
 CL KB OR PD LA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 9.406	351	AU SI-ESCAPE	
2 1.746	17395	SI KA	
3 2.157	10361	AU MA	
4 2.849	1968	PD LA	
5 7.536	511	AU LA	

TI-5 00

MON 02-DEC-97 14:23

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-44

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 CL KB OR PD LA
 N KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 9.410	338	N KA	
2 1.748	37574	SI KA OR SR LA?	
3 2.158	9334	AU MA	
4 2.850	2026	PD LA	
5 9.713	436	AU LA	

TI-5 00

MON 02-DEC-97 15:14

Cursor: 0.000keV = 0

Figuras 4.18. Picos espectrais da microanálise das micrografias (MEV) I, J, K e L.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-42

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 CL KB OR PD LA
 FE KA
 AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.460	149	AL KA OR BR LA?
2	1.750	5541	SI KA OR SR LA?
3	2.159	4469	AU MA
4	3.253	514	PD LA
5	6.398	286	FE KA
6	9.709	392	AU LA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 14:38

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-46

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 AL KA OR BR LA?
 MN KA
 Y KA OR PD LA
 FE KA

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.475	2587	AL KA OR BR LA?
2	1.751	11701	SI KA OR SR LA?
3	2.160	4466	AU MA
4	2.854	335	PD LA
5	3.282	323	Y KA
6	5.907	1978	MN KA
7	6.409	738	FE KA
8	9.710	267	AU LA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 15:39

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-46

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 MN KA KP
 NB LA OR AU LA MA
 CL KB OR PD LA
 AL KA OR BR LA?
 CA KA

PEAK LISTING			
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE
1	1.468	351	AL KA OR BR LA?
2	1.750	12078	SI KA OR SR LA?
3	2.159	5545	AU MA
4	2.856	1059	PD LA
5	3.707	544	CA KA
6	5.903	5552	MN KA
7	6.430	3038	MN KB
8	9.714	406	AU LA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 15:54

Cursor: 0.000keV = 0

Figura 4. Picos espectrais da microanálise das micrografias O e P do horizonte C1g (T-46) da Trinchera T-4.

Figuras 4.18. Picos espectrais da microanálise (MEV) das micrografias M, N, O e P.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-47

POSSIBLE IDENTIFICATION

3I KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 F KA OR PD LA
 AL KA OR BR LA?
 NA KA
 N KA
 FE KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL.	AND LINE
1 0.417	293	N	KA
2 1.641	299	NA	KA
3 1.465	1015	AL	KA OR BR LA?
4 1.750	12130	SI	KA OR SR LA?
5 2.157	3376	AU	MA
6 2.854	1629	PD	LA
7 3.322	1179	K	KA
8 6.452	289	FE	KA
9 9.713	535	AU	LA

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-46

POSSIBLE IDENTIFICATION

MN KA KB
 SI KA OR SR LA?
 NB LA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL.	AND LINE
1 1.763	195	SI	KA OR SR LA?
2 2.173	192	NB	LA
3 5.905	5186	MN	KA
4 6.435	1582	MN	KP

TII-5 00
 Cursor: 0.000keV = 0

MON 08-DEC-97 11:40
 VFS = 1024 10 240

TII-5 00
 Cursor: 0.000keV = 0

MON 08-DEC-97 16:11
 VFS = 512 10 240

Picos espectrais da microanálise das micrografias Q e R da Trincheira
 T-4., no limite C2 e lage de sílex.

Figuras 4.18. Picos espectrais da microanálise (MEV) das micrografias Q e R.

4.7. ALTERAÇÃO DOS MINERAIS DA SEQUÊNCIA ESTUDADA

Um dos aspectos excepcionais dos solos tropicais é sua mineralogia. O intemperismo mineral é rápido e transforma os minerais primários, através de muitos estádios de reações, em muitas variedades de minerais secundários. O grau de alteração, de acordo com a fonte de material parental, neste caso argilitos e/ou folhelhos com matéria orgânica associados com calcário, tem grande influência na formação destes solos. Além disso, a posição topográfica que condiciona a drenagem e os fatores climáticos contribuem nos processos de intemperismo nesta região.

A presença do quartzo acelera grandemente os processos de podzolização nas zonas tropicais e temperadas (Tan & Schuylenborgh, 1959; Estrada, 1971). Na zona de estudo foi constatado a abundância de bonecas de sílica que diminui em quantidade indo do perfil T1 ao T4, ou seja de drenagem boa à restrita. A figura 4.19 A mostra uma micro fotografia de boneca de sílica com fraturas transversais no início das quebraduras. Em outro estágio a Figura 4.19 B indica a presença de micro quartzo, muito abundante, ressaltando o seu papel nos processos de alteração.

Através da micro análise, observa-se nos horizontes (BC)1 e Rr do perfil T1 e na lage de silex entre 286 e 300 cm de profundidade, um arranjo submicroscópico composto de opala, que é uma forma de quartzo biogênico, constituído de grupos de esferas de sílica em empacotamentos tetraedrais. Cada pacote tem quatro esferas com um diâmetro de 2 μm e cada esfera 1 μm (Figuras 4.19 C, D). Trabalhos similares indicam a presença das esferas empacotadas e sugerem a fórmula da opala como sendo $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ utilizando o espectro infravermelho (Tan, 1996).

Há evidências de que a sílica em solução formou-se em empacotamentos botrioidais variando de um tamanho de 58 μm (Figura 4.19 E) a 80,5 μm , apresentando uma acentuada alteração para auxiliar na formação de um plasma caulinitico-esmectítico (Figuras 4.19 F). Outro fato é a formação de quartzo autigênico de forma piramidal- hexagonal e arranjos numa cristalização perfeita, em cristais de 1258 μm de diâmetro, encontrados no horizonte C3 do perfil T1. Note o início da alteração iniciado pelas arestas (Figuras 4.19 G, H, I).

Ao moer este quartzo e ser irradiado com raios -x, as análises comprovaram a presença de α - quartzo, exibindo os picos de 0,33, 0,24, 0,22....0,16 nm, os mesmos que são visualizados na Figura 4.7. Tudo isso vem a confirmar o papel do quartzo na alteração dos materiais estudados.

A difração de raios-X das frações areia e silte assim como a microscopia eletrônica, indicaram que além do quartzo, outros minerais primários como os plagioclásios e ortoclásios, seriam as fontes de Ca, Na e K. Um feldspato calco- sódico do horizonte C2 do perfil T4, mostra uma formação de figuras de dissolução em um plasma esmectítico (Figura 4.19 J). Pela sua vez, a mica encontrada neste mesmo horizonte está alterando-se em esmectita (Figura 4.19 K). Micrografias similares atribuídas à biotita foram encontradas por muitos autores (Hill & Sawhney, 1969; Shoba & Sokolova, 1981; Robert & Tessier, 1992; Modenesi- Gauttieri & Toledo de M, 1996), mas Tan (1996, p.315), indica que este tipo de mica, com o primeiro pico de difração de 0.101 μm pertence à illita. Portanto, devido a essa premissa, além do espectro da microanálise (Figura 4.20 K) destacar mica com um considerável valor de K, pode-se tratar de illita, mas não de biotita. Além disso, a micro análise da Figura 4.19 L, detalha outras fontes primárias de Ca e de Mg que poderia ser devidas à presença de dolomitos e/ou folhelhos da FI. Note a presença destes cátions além do K, Ti e Fe numa matriz esmectítica evidente ao comparar as relações Si/Al nesta micro análise (Figura 4.20 L).

Os minerais secundários acessórios tais como a hematita, goethita estariam acompanhando as alterações termodinâmicas nestas soluções. A Figura 4.19 M, cujo espectro é dominado pelo Fe (Figura 4.20 M), sugere a existência da goethita, como foi salientado pelos pesquisadores Robert & Tessier (1992) e comprovado através de raios-X (Figura Apêndice 3 A). A fração de tamanho argila é dominada pela caulinita com maior intensidade nos horizontes dos perfis de boa drenagem (T1) e os horizontes superficiais do T2. Tal mineral tende a diminuir com o aumento do hidromorfismo e se manifestar os argilominerais 2:1, tipo esmectita (nontronita) e outros minerais interestratificados (Figuras 4.9 até 4.15).

Nota-se que a medida que se dirige dos horizontes da superfície até a lage de sílex e em direção do T1 ao T4, a caulinita tende a alterar seus picos. Assim, na

Figura 4.11, observa-se no horizonte (BC)1 do perfil T1 o pico da caulinita é de 0.72 e 0.36 nm; no (BC)1 do perfil T2 diminui para 0.70 nm e 0.35; no Btgv2 do perfil T3 e C1g do T4 fica em 0.68 e 0.34 nm. Note-se que há uma evidência de alteração na sua estrutura e os picos mal formados são também indicados na micrografia do MEV na Figura 4.19. N que mostra cristais ligeiramente hexagonais da caulinita com 0,1 μm de comprimento e 0.08 μm de largura. Ducloux et al.(1998) notaram através de micrografias de frações menores que 0.1 μm a haloysita junto com partículas de beidelita em solos aluviais de Nigéria.

Em forma similar os picos de 0.74 μm , ligeiramente superiores ao de caulinita da Figura 4.12 e que desaparecem ao aquecer o material a K-500°C, fazem suspeitar da presença de haloysita que é acompanhada pela caulinita na micrografia anterior. A haloysita ficou confirmada através da MEV exibindo tubos enrolados de 0.38 μm de comprimento e 0,08 de largura (Figura 4.19. N). FitzPatrick (1983) encontrou tubos de 1 x 0.1 μm de tamanho similares aos encontradas neste trabalho.

A presença de feldspatos e micas no material de origem podem gerar argilominerais 1:1, 2:1 e interestratificados como comprovados pelos raios-X e microscopia eletrônica. As micrografias da Figura 4.19 mostram os argilominerais 2:1, tipo esmectita, nas seguintes condições:

a). No Btgv2 do perfil T4 as micrografias da Figura 4.19 O, P, ilustram partículas de esmectita de 2,75 μm de diâmetro. Quando aumentado a 7,500 vezes permite observar sua estrutura que é composta por camadas concêntricas envoltas em uma matriz ferruginosa. Tal matriz possivelmente seja o local onde o ferro foi substituído pelo alumínio na camada octaedral.

Estes esferoides podem ser formados nos micro poros dos fragmentos da sílica intemperizada. Esferoides de esmectita com um diâmetro na faixa de 2 a 3 μm foram encontrados mediante análise pela MEV na bentonita de Wyoming (montmorilonita), desenvolvidos em micro poros de fragmentos de andesita intemperizada (Borchardt,1989 p.680). Recentemente Jongmans et al.(1998),

salientaram que em condições de drenagem restrita os poros vesiculares, são locais de estagnação temporária de soluções rica em Si e conseqüentemente, favorecendo a formação da esmectita.

Tais autores encontraram nas superfícies rugosas esferoides de esmectita neoformada. As microfotografias 4.19. Q, R, indicam que o horizonte Btg_v2 do T4 apresenta um plasma formado principalmente por esmectitas e que sofreu micro rachaduras formando um padrão típico designado de “honeycomb” ou “favo de mel”, recobertos por óxidos de ferro. Trabalhos similares constataram o padrão de “honeycomb” como sendo material 2:1, expansivo (Mermut et al., 1985; Robert & Tessier, 1992; Jongmans et al., 1998).

b). No horizonte E do perfil T4 (Figura 4.19 S), foram encontrados materiais reliquiais de plasma esmectítico com padrão de “honeycomb” em processo de alteração, sendo uma evidência da destruição das argilas devido à ferrólise (Brinkmann, 1970). Nas microanálises sempre está presente o ferro e também o Mn. Tais constituintes contribuem para a formação de padrões de honeycomb. O Mn é liberado no processo de alteração dos cristais de manganita como se observa na micrografia da Figura 4.19. T. Nesta micrografia nota-se o plasma de esmectita envolvendo os cristais de manganita com ramificações semelhantes ao formato da palma de uma mão. As micrografias da Figura 4.19. T, U, esclarecem tais microformas com a microanálise respectivo.

Em relação a pirita encontrada nas concreções de sílica nos horizontes de transição permite as seguintes observações:

a). Presença de grãos simples e agrupados em forma de “clusters” principalmente no centro das concreções, (Figura 4.19.V) .

b). Tem sido notado a ocorrência d pirita framboidal no horizonte Ap do perfil T1 (Figuras 4.17 A). Pirita com cristais cúbicos eudrais com seções retangulares em processo de alteração (Figuras 4.19 V.), onde um “cluster” de pirita está se alterando (note-se a presença da hematita).

Portanto, é possível sugerir que parte do Fe destes solos é originário da pirita, que ao ser afetada pelo hidromorfismo o ferro é reduzido e pode-se transformar

em ferrihidrita precursor da hematita em condições de oxigenação; ou em goethita quando a drenagem é restrita. Os difratogramas das amostras contendo ferro (Figura apêndice 3 A), indicam a presença de hematita no T1 e goethita no T4.

Figuras 4.19.
Fotomicrografias (seção delgada) e micrografias (MEV) da alteração
dos minerais na seqüência de A até V.

Figura 4.19(A). Fotomicrografia de uma boneca de sílica com fraturas transversais do horizonte Ap do T1.

4.19.(B) Fotomicrografia do Bt1 do perfil T1 com estrutura de base isotópica, com microquartzo e maior porosidade fissural que o Ap.

Figura 4.19(C) Micrografia dos horizontes (BC)I e Rr do perfil T1 arranjo submicroscópico de opala com esferas de sílica empacotadas.

Figura 4.19. Micrografia de um pacote de 4 esferas de sílica com um diâmetro de $2\mu\text{m}$ e cada esfera $1\mu\text{m}$ com aumento de 10,000x.

Figura 4.19. (E) Empacotamento botrioidal de sílica de 58 μ m de tamanho no horizonte C3 do perfil T1; (F) Micrografia do fragmento de sílica de 80,5 μ m alterando-se num plasma caulinítico-esmectítico; (G), (H) Quartzo autigênico com cristais de 1,258 μ m de diâmetro no horizonte C3 perfil T1.

Figura 4.19. Micrografias (MEV) (I) Fragmento de sílica intemperizando-se num plasma caulínítico-esmectítico no (BC)I do perfil T1; (J) Figura de dissolução de um feldspato calco-sódico em um plasma esmectítico no C2 do perfil T4.

Figura 4.19. Micrografias (MEV). (K) Mica alterando-se em esmectita no C2 to T4; (L) Fragmento de dolomito e/ou folhelho numa matriz esmectítica no mesmo horizonte.

Figura 4.19. Micrografia (MEV). (M) Goethita no horizonte (BC)I do perfil T1.

Figura 4.19. Micrografias (MET). (N) Cristais ligeiramente hexagonais de caulinita (1) e tubos enrolados de halloysita (2) no horizonte Bt1 do perfil T1.

Figuras 4.19. Micrografias (MEV). (O) Esferoides de esmectita do horizonte Btg_v2 do perfil T4; (P) Esferoide aumentado 7,500x com camadas concêntricas em uma matriz ferruginosa.

Figura 4.19. Micrografias (MEV). (Q) Plasma esmectítico com microrachaduras exibindo um padrão de “honeycomb” no Btgv2 do T4; (R) O padrão aumentado 3,500x.

Figura 4.19. Micrografias (MEV). (S) Materiais reliquiais de plasma esmectítico, cujo padrão “honeycomb” está alterando-se devido à ferrólise no E do T4; (T) Cristais de manganita contribuem à formar o padrão de “honeycomb”. Observe o plasma de esmectita semelhante a palma da mão.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-47

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR NB LA OR AU LA MA & ESCAPE PEAK
 SI KA OR SR LA?
 CL KB OR PD LA
 AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING					
	ENERGY	AREA	EL. AND LINE		
1	0.403	277	AU SI-ESCAPE		
2	1.474	1972	AL KA OR BR LA?		
3	1.751	10202	SI KA OR SR LA?		
4	2.158	11505	AU MA		
5	2.354	2381	PD LA		
6	9.712	604	AU LA

TII-5 00

MON 08-DEC-97 12:05

Cursor: 0.000keV = 0

Figura 4.19. Micrografias (MEV). (U) Plasma esmetítico com ramificações semelhantes ao formato da palma de uma mão, 5µm e 5,000x; com o seu microanálise.

Figura 4.19. Fotomicrografias de concreções de sílica com pirita no EB, do T2: Note-se os “clusters” de pirita como precursor do Fe, pirita cúbica com face retangular gerando plasma isóptico pelo hidromorfismo.

Figuras 4.20.

Picos espectrais das micrografias das Figuras 4.19. I na seqüência I até T.

TH FLEXTRAN (13-8)

IDENT-8F/8:

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-15

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
FE KA
AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING
ENERGY AREA EL. AND LINE
1 1.452 503 AL KA OR BR LA?
2 1.750 24956 SI KA OR SR LA?
3 5.408 719 FE KA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 02:44

Cursor: 0.000kev = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-47

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
NB LA OR AU LA MA
AL KA OR BR LA?
CL KB OR PD LA
NA KA
CA KA

PEAK LISTING
ENERGY AREA EL. AND LINE
1 1.456 714 NA KA
2 1.473 2652 AL KA OR BR LA?
3 1.731 15483 SI KA OR SR LA?
4 2.139 5954 AU MA
5 2.861 1119 PD LA
6 3.692 619 CA KA
7 9.722 290 AU LA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 12:20

Cursor: 0.000kev = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-47

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
NB LA OR AU LA MA
AL KA OR BR LA?
K KA OR IN LA?
CL KB OR PD LA
FE KA

PEAK LISTING
ENERGY AREA EL. AND LINE
1 1.482 4829 AL KA OR BR LA?
2 1.754 925 SI KA OR SR LA?
3 2.156 5903 AU MA
4 2.844 1053 PD LA
5 3.325 2123 F KA OR IN LA?
6 6.395 281 FE KA
7 9.710 328 AU LA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 11:55

Cursor: 0.000kev = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID: T-47

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
NB LA OR AU LA MA
FE KA KB
AL KA OR BR LA?
K KA OR IN LA? LB2
CL KB OR PD LA
MG KA OR AS LA?
TI KA

PEAK LISTING
ENERGY AREA EL. AND LINE
1 1.233 487 MO KA OR AS LA?
2 1.473 1547 AL KA OR BR LA?
3 1.750 9212 SI KA OR SR LA?
4 2.160 5797 AU MA
5 2.364 1017 PD LA
6 3.329 1102 K KA OR IN LA?
7 3.692 359 IN LB2
8 4.525 398 TI KA
9 6.412 1919 FE KA
10 7.062 298 FE KB
11 9.726 342 AU LA

TI-5 00

MON 08-DEC-97 12:16

Cursor: 0.000kev = 0

Figura 4.20. Picos espectrais das micrografias I, J, K, L.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-15

POSSIBLE IDENTIFICATION

FE KA
 SI KA OR SR LA?
 AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.475	241	AL KA OR BR LA?	
2 1.755	316	SI KA OR SR LA?	
3 6.408	1489	FE KA	

TN-5 00

MON 08-DEC-97 10:02

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-44

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.471	255	AL KA OR BR LA?	
2 1.750	1744	SI KA OR SR LA?	
3 2.150	500	AU MA	
4 9.706	278	AU LA	

TN-5 00

MON 08-DEC-97 15:22

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-44

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 FE KA
 CL KB OR PD LA
 AL KA OR BR LA?

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.463	302	AL KA OR BR LA?	
2 1.759	3310	SI KA OR SR LA?	
3 2.153	1052	AU MA	
4 2.854	337	PD LA	
5 6.414	394	FE KA	
6 9.724	366	AU LA	

TN-5 00

MON 08-DEC-97 15:09

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-44

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 AL KA OR BR LA?
 K KA OR PD LA
 FE KA
 N KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 9.408	131	N KA	
2 1.473	2976	AL KA OR BR LA?	
3 1.750	17153	SI KA OR SR LA?	
4 2.150	7412	AU MA	
5 2.848	1372	PD LA	
6 3.312	471	K KA	
7 6.409	539	FE KA	
8 9.706	423	AU LA	

TN-5 00

MON 08-DEC-97 15:20

Cursor: 0.000keV = 0

Figuras 4.20. Picos espectrais das micrografias M, N, P, Q.

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-44

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 AL KA OR BR LA?
 K KA OR PD LA
 FE KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.474	3433	AL KA OR BR LA?	
2 1.751	16623	SI KA OR SR LA?	
3 2.159	3585	AU MA	
4 2.946	734	PD LA	
5 3.331	356	K KA	
6 6.412	438	FE KA	
7 9.709	351	AU LA	

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-42

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 NB LA OR AU LA MA
 AL KA OR BR LA?
 K KA OR PD LA
 FE KA
 N KA

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 0.382	166	N KA	
2 1.468	1639	AL KA OR BR LA?	
3 1.750	13206	SI KA OR SR LA?	
4 2.156	4958	AU MA	
5 2.947	751	PD LA	
6 3.327	298	K KA	
7 6.391	414	FE KA	
8 9.700	281	AU LA	

TH-S 00

MON 08-DEC-97 15:05

Cursor: 0.000keV = 0

TH-S 00

MON 08-DEC-97 14:46

Cursor: 0.000keV = 0

QUALITATIVE ELEMENT IDENTIFICATION

SAMPLE ID:T-46

POSSIBLE IDENTIFICATION

SI KA OR SR LA?
 MN KA
 AL KA OR BR LA?
 FE KA
 NB LA
 CA KA
 K KA OR IN LA?

PEAK LISTING			
ENERGY	AREA	EL. AND LINE	
1 1.472	2448	AL KA OR BR LA?	
2 1.752	15057	SI KA OR SR LA?	
3 2.166	568	NB LA	
4 2.303	353	K KA OR IN LA?	
5 2.702	534	CA KA	
6 5.793	3197	MN KA	
7 6.421	1465	FE KA	
8 9.762	261	FE KA	

TH-S 00

MON 08-DEC-97 15:48

Cursor: 0.000keV = 0

Figura 4.20. Picos espectrais das micrografias R, S e T.

5. CONCLUSÕES

1. De acordo com os teores de titânio, considerado um dos elementos mais estáveis dos aqui determinados, indicam ser homogêneo e semelhante o material de origem para os quatro perfis estudados.
2. As principais causas que contribuíram para as variações dos atributos dos solos estudados se devem as reações influenciadas pelo ambiente de oxi-redução.
3. As poucas evidências de translocação de argila, analisadas principalmente pelos dados das relações argila fina / argila total e análises micromorfológicas, sugerem outros processos para a formação do horizonte álbico, principalmente no T4. A presença de pequenos testemunhos do horizonte Bt no horizonte E do T4, assim como de materiais reliquiais de plasma esmectítico com padrão de “favo de mel” em processo de alteração, indica que este horizonte se formou por degradação daquele horizonte argílico.
4. O aumento da acidificação assim como a redução das bases nos horizontes A e parte do B no T4, caracterizam um processo de ferrólise com destruição parcial ou total dos minerais do solo deixando a camada subsuperficial mais arenosa e esbranquecida.
5. A neo-formação de minerais 2:1 é confirmado principalmente nos horizontes Btv do T4 de CTC mais elevada de toda a sequência de solos; assim como através das transformações da mica para esmectita indicado pelas análises pontuais.
6. O quartzo é o mineral predominante nas frações areia e silte, acompanhado pelos feldspatos calco-sódicos. O Na da albita seria um dos responsáveis pela estrutura prismática, de tendência colunar, com características vérticas preferentemente no T4.

7. Indo da base dos perfis para a superfície a tendência é dominar o processo de dessilicatização, com aumento do teor de caulinita. Por outro lado o processo de bissialitização predomina do T1 em direção ao T4 principalmente nos horizontes inferiores, com ocorrência de nontronita, micas e os interestratificados mica-vermiculita e mica-nontronita.
8. O processo de lessivagem foi mais evidenciado no T1.
9. Os exames micromorfológicos permitiram concluir que:
 - a) No PE (perfil T1), a porosidade aumenta de cavitária para fissural em profundidade, com uma assembléia de micro agregados delimitados por fissuras e cavidades policôncavas que envolvem os micro agregados, sugerindo um Bt em processo de latossolização; b). No caso do PL (perfil T4), a estrutura em cunha com evidentes slickensides apresentam micro rachaduras devido aos ciclos de umedecimento e dessecação com o acréscimo de argilominerais 2:1; c). Ficou evidenciado a destruição parcial e/ou total do Bt observado na transição E/Bt.
10. Os processos de ataque químico aos minerais dos solos, causaram um rebaixamento na sequência T1 e T4 e a formação da depressão.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, C.A. A extração com DTPA: **Determinação de cobre, ferro, manganês e zinco em solos**. Campinas: IAC- Instituto Agronômico de Campinas. 1996. 9p.
- AB'SABER, A.N. **Amazônia do discurso à práxis**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1996. 320p.
- AGBENIN, J.O.; TIESSEN, H. Soil properties and their variations on two contiguous hillslopes in Northeast Brazil. **Catena**, v. 24, n. 2, p.147-161, 1995.
- AHMAD, N.; JONES, R.L. A Plinthaquult of the Aripo savannas, North Trinidad II. Mineralogy and genesis. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v.33, n.5, p.765-768, Sep./Oct. 1969.
- ALLEN, B.L.; HAJEK, B.F. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, J.B.; WEED, S.W. (Eds.). **Minerals in soil environments**. 2nd ed. Reprint 1995, Madison: SSSA Books series n.1. SSSA, chap.5, p.199-278, 1989.
- ALMEIDA, J.; KLAMT, E.; KÄMPF, N. Gênese do contraste textural e da degradação do horizonte B de um Podzólico Vermelho- Amarelo da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.21, n.2, p.221-233, Abr./Jun. 1997.
- ALLISON, L.E. Organic carbon. In: BLACK, C.A. (Ed.). **Methods of soil analysis. Part. 2. Chemical and microbiological properties**. Madison: Am. Soc. of Agronomy, Inc. Pub. n,9, p.1367-1378. 1965.
- ANTONY, L.M.K. Abundância e distribuição vertical da fauna do solo de ecossistemas amazônicos naturais e modificados. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE

- CIÊNCIA DO SOLO. **Resumos**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 20-26 Jul. RJ, 1997, p107.
- AOUDJIT, H.; ROBERT, M.; ELSASS, F. et al. Detailed study of smectite genesis in granitic saprolites by analytical electron microscopy. **Clay Minerals**, v.30, n.2, p.135-147, 1995.
- ATTA, S. K.; MOHAMMED, S.A.; CLEEMPUT, O. VAN; ZAYED, A. Transformation of iron and manganese under controlled Eh, Eh-pH conditions and addition of organic matter. **Soil Technology**, v.9, p.223-237, 1996.
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A. Pesquisa de petróleo da Bacia do rio Corumbatai, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro: DNPM-DGM. 1958. (**Boletim 171**).
- BENITES, J.R. Soils of the peruvian amazon: their potential for use and development In: WIENK, J.F.; WIT, H.A. (Eds.). Workshop on the management of low fertility acid soils of the American humid tropics. San José: IICA-University of Suriname, 1982, p.85-93.
- BERG, M.V. DEN.; LEPSCH, I.F.; SAKAI, E. Solos de planícies aluviais do vale do rio Ribeira de Iguapé-SP. II. Relações entre características físicas e químicas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.11, p.315-321, 1987.
- BIRKELAND, P.W. **Soils and geomorphology**. New York: Oxford University Press Inc., 1984. 372p.
- BIRKELAND, P.W.; MACHETTE, M.N.; HALLER, K.H. **Soil as tool for applied quaternary geology**. Utah: Geological and mineral survey, 1990. 63p.
- BONIFACIO, R.; ZANINI, E.; BOERO, V.; FRANCHINI, A.M. Pedogenesis in a soil catena on serpentinite in North-Western Italy. **Geoderma**, v.75, p.33-51, 1997.
- BOUMA, J. Hydrology and soil genesis of soils with aquic moisture regimes. In: WILDING, L.P.; SMECK, N.E. & HALL, G.F. (Eds.). **Pedogenesis and Soil traxonomy. I. Concepts and interactions**. Amsterdam: Elsevier, 1983, p.253-281.
- BOUABID, R.; NATER, E.A.; BLOOM, P.R. Characterization of the weathering status of feldspar minerals in sandy soils of Minnesota using SEM and EDX. **Geoderma**, v.66, n.1-2, p.137-149, Apr. 1995.

- BORCHARDT, G. Smectites. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. Madison: SSSA. A. Books series, n.1, 1989, chap. 14, p.675-727.
- BOZZOLA, J.J.; RUSSELL, L.D. **Electron microscopy principles and techniques for biologists**. Boston: Jones & Bartlett Publishers, 1992. 542p.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York: John Wiley & Sons Inc., 1964. 470p.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York: Robert E. Krieger Publishing Co. 1976. 482p.
- BRINKMAN, R. Ferrolisis a hydromorphic soil-forming process. **Geoderma**, v.3, p.199-206, 1970.
- BRINKMAN, R. **Ferrolisis, a soil-forming process in hydromorphic conditions**. Agric. Res. Rep. 887, Wageningen : Pudoc, 1979. 106p.
- BROWN, G. (Ed.). **The X-ray identification and crystal structures of clay minerals**. London: Mineralogical Society, 1961. 544p.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; MCCracken, R.J. **Génesis y clasificación de suelos**. México: Editorial Trillas, 1ª reimpression, 1983. 417p.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; MCCracken, R.J.; SOUTHARD, R.J. **Soil genesis and classification**. 4th ed. Ames: Iowa State University Press, 1997. 527p.
- CABRERA- MARTINEZ, F.; HARRIS, W.G.; CARLISLE, V. W. & COLLINS, M.E. Evidence for clay translocation in coastal plain soils with sandy/loamy boundaries. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.53, p.1108-1114, 1989.
- CHAUVEL, G. **Recherches sur la transformation des sols ferralitiques dans la zone tropicale a saisons contrasteés**. ORSTON- Sér. Travaux et Document, n.62, 1977. 532p.
- CADY, J.G. Mineral occurrence in relation to soil profile differentiation. In: DREW, J.V. (Eds.). **Selected papers in soil formation and classification**. Madison: SSSA Spec. Pub. series 1, p. 336-341. 1967.
- CALERO-MERINO, M. **Introducción a la geología com énfasis en ciencias agrícolas**. Piura: UNP -Departamento Académico de Suelos, 1989. 105p.

- CALERO-MERINO, M. Génesis, morfología y taxonomía de Aridisols, Entisols, Inceptisols, Alfisols y Ultisols del Departamento de Piura. Lima, 1987. 135p. Tesis (M.Sc.)- Escuela de P.G., UNA-La Molina.
- CALERO-MERINO, M.; KLEIN, V.A.; DEMATTÊ, J.L.I. Caracterização micromorfológica de um Podzólico Vermelho-Escuro, em processo de latossolização na região de Piracicaba. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, **Resumos**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 20-26 Jul., 1997, RJ, p.321.
- CALERO-MERINO, M.; DEMATTÊ, J.L.I.; CLEMENTE, C.A. Genesis, mineralogical and micromorphological attributes of three tropical soils developed from carbonate Permian sediments in Piracicaba-Brazil. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier-France: ISSS, August 20-26, **Résumés-Summaries**, v.1, p.312, 1998.
- CAMARGO, O.A.de.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônômico de Campinas. IAC. **Boletim técnico**, n.106, p.94, 1986.
- CAMARGO, M.N.; KLAMT, E.; KÄUFFMAN, J.H. Classificação de solos usada em levantamentos pedológicos no Brasil. Campinas. **Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do solo**, v.12, n.1, p.11-13, Jan./Abr. 1987.
- CASS, A.; JOHNSTON, M.A. Physical and mineralogical properties of some Natal and Eastern Transvaal soils. **South African Journal of Plant and Soil**, v.1, n.2, p.79-84, 1985.
- CASTRO, S.S. **Micromorfologia de solos- Pequeno guia para descrição de lâminas delgadas**. São Paulo: Departamento de Geografia. USP-IPT-DMGA, 1989. 87p.
- CATT, J.A. **Soil and quaternary geology. A handbook for field scientists**. Oxford: Clarendon Press, 1986. 267p.
- CHESWORTH, W. Geochemistry of micronutrients. In: LUXMOORE, R.J. **Micronutrients in agriculture**. 2nd edition. Madison: SSSA Books series, n.4, 1991., chap.1, p.1-29.
- CLAUER, N.; WEBER, F.; GAUTHIER-LAFAYE, F.; TOULERIDIS, T.; SIZUN, J.P. Mineralogical, geochemical (REE), and isotopic (K-Ar, Rb-Sr, $\delta^{18}\text{O}$) evolution of

- the clay minerals from faulted, carbonate-rich, passive paleomargin of Southeastern massif central, France. **Journal of Sedimentary Research**, v.67, p.923-934, Sep. 1997.
- CLEMENTE, C.A. Alterações e solos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral nos planaltos de Guarapuava e Palmas, região Centro Sul de São Paulo do Estado de Paraná. 1988. 207p. Tese (Doutorado)- Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- CLOTHIER, B.E.; POLLOK, J.A.; SCOTTER, D.R. Mottling in soil profiles containing a coarse-textured horizon. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.42,n.5,p.761-763, Sep./Oct.1978.
- COLLINS, J. F.; BUOL, S.W. Patterns of iron and manganese precipitation under specified Eh-pH conditions. **Soil Science**, v.110, p.157-162, Jul./Dec.1970.
- COOPER, M. Estratigrafia e pedogênese de uma sequência de solos com B latossólico e B textural em Piracicaba (SP). Piracicaba. 1996. 141p. Dissertação (M.S). Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- COSTA DE LEMOS, R.; DOS SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 2ª ed. Campinas: SBCE/ SNLS, 1984. 46p
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Brasília, 1970. **Anais**. Brasília. SBG, 1970, p.359-412.
- DANIELS, R.B.; SIMONSON, G.H.; HANDY, R.L. Ferrous iron content and color of sediment. **Soil Science**, v.91, p.378-382, Jun. 1961.
- DECHEN, S.C.F.; DEMATTÊ, J.L.I.; MARCONI, A. Caracterização granulométrica e mineralógica de três perfis de solos desenvolvidos do Arenito Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.18, p.499-511, 1994.
- DEMATTÊ, J.L.I. Mineralogia da fração argila de perfis de solos da série Piracicaba. **Anais da E.S.A. “Luiz de Queiroz”**, v.25, p.51-68, 1968.
- DEMATTÊ, J.L.I. Gênese e classificação de solos originados do grupo geológico Estrada Nova, no município de Piracicaba. **ESALQ/USP**. Piracicaba, 123p. 1970.

- DEMATTÊ, J.L.I.; MONIZ, A.C.; PESSOTI, J.E.S. Solos originados de sedimentos do grupo geológico Estrada Nova do município de Piracicaba. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.1, n.1, p.43-47, 1977.
- DEMATTÊ, J.L.I.; HOLOWAYCHUCK, N. Solos da região de São Pedro, Estado de São Paulo. II. Mineralogia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.1, p.99-103, 1977.
- DEMATTÊ, J.L.I. Zircônio e titânio da fração areia de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.2, p.74-77, 1978.
- DEMATTÊ, J.L.I. **Manejo de solos ácidos dos trópicos úmidos região amazônica**. Campinas: Fundação Cargill, 1988. 215p
- DEMATTÊ, J.L.I.; MARCONI, A.; SPAROVEK, G. et al. Estimativa da evolução do intemperismo mediante ganhos e perdas de íons numa sequência de solos desenvolvidos de diabásio e influenciados pela drenagem em Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.15, n.1, p.69-73, Jan./Abr. 1991.
- DEMATTÊ, J.L.I.; MARCONI, A. A drenagem na mineralogia de solos desenvolvidos de diabásio em Piracicaba-SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.15, n.1, p.1-8, Jan./Abr. 1991.
- DEMATTÊ, J.L.I.; VIDAL-TORRADO, P.; SPAROVEK, G. Influência da drenagem na morfogênese de solos desenvolvidos de rochas básicas no município de Piracicaba-SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.16, n.2, p.241-247, 1992.
- DEMATTÊ, J.L.I.; DEMATTÊ, J.A.M. Comparações entre as propriedades químicas de solos das regiões de floresta amazônica e do Cerrado do Brasil Central. **Sciência Agrícola**, v.50, n.2, p.272-286, Jun./Set. 1993.
- DEMATTÊ, J.L.I.; DEMATTÊ, J.A.M.; MAZA, J.A. Gênese de uma topossequência Latossolo Amarelo- Podzólico desenvolvida de material da Formação Barreiras- Estado de Alagoas. **Resumos. XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, v.3, p.1564-1566, 1995.
- DIXON, J.B. Quantitative analysis of kaolinite and gibbsite in soils by differential thermal and selective dissolution methods. *Clays and Clay Minerals. Proc. 14th Conference*. New York: Pergamon Press, p.83-89, 1966.

- DIXON, J.B. Kaolin and serpentine group minerals. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. Madison: SSSA Books series, n.1, 1989, chap. 10, p.467-525.
- DORAN, J.W.; SARRANTONIO, M.; LIEBIG, M.A. Soil healthy and sustainability. **Advances in Agronomy**, v.56, p.1-45, 1996.
- DOUGLAS, L.A. Vermiculites. In: DIXON, J.B.; WEED, S. (Eds.). **Minerals in soil environments**. Madison: SSSA Books series n.1, chap. 13, p.635-674, 1989.
- DUCHAUFOR, P. **Pedology, pedogenesis and classification**. London: George Allen & Unwin, 1982. 443p.
- DUCLOUX, J.; GUERO, Y.; FALLAVIER, P. Clay particle differentiation in alluvial soils of Southwestern Niger (West Africa). **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.62, n.1, p.212-222, Jan./Feb. 1998.
- ELGAWHARY, S.M.; LINDSAY, W.L. Solubility of silica in soils. **Soil Sc. Am. Proc.**, v.36, p.439-447, 1972.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Manual de métodos de análises de solos**. Rio de Janeiro: Ministério de Agricultura, 1979, n.p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2ª aproximação**. Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLCS, 1981. 107p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Normas e critérios para levantamentos pedológicos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLCS, 1989. 94p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solos**. 2ª edição. Rio de Janeiro: EMBRAPA/CNPS, 1997. 212p.
- ESCOBAR, E.H.; DEMATTÊ, J.L.I.; MONIZ, A.C. Gênese e classificação de alguns solos da Bacia de Ribeirão Tijucu, município de Rio Das Pedras, SP. I. Análise mineralógica quantitativa da fração argila, **Bragantia**, v.32, n.3, p.93-113, 1973.
- ESTRADA, J.A. Mineralogical and chemical properties of peruvian acid tropical soils. Riverside, 1971. 185p. Thesis (Ph.D.). University of California.

- ESWARAN, H.; STOOPS, G.; SYS, C. The micromorphology of gibbsite forms in soils. **The Journal of Soil Science**, v.28, n.1, p.136-143, March. 1977.
- ESWARAN, H.; SYS, C. Argillic horizon in LAC soils: formation and significance to classification. **Pedologie**, Ghent, v.29, p.175-190, 1979.
- FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. **Soil morphology, genesis and classifications**. USA: John Wiley & Sons, Inc. 1989, p.25-41.
- FICHTER, J.; TURPAULT, M.P.; DAMBRINE, E.; RANGER, J. Mineral evolution of acid forest soils in the Strengbach Catchment (Vosges mountains, N-E France). **Geoderma**, v.82, n.4, March. 1998.
- FITZPATRICK, E.A. **Soils their formation, classification and distribution**. London: Longman Inc., 1983. 353p.
- FITZPATRICK, E.A. **Soil microscopy and micromorphology**. Chichester: John Wiley & Sons, Inc. 1993. 304p.
- FLOATE, M.J.S.A. A chemical, physical and mineralogical study of soils developed on glacial lacustrine clays in north central British Columbia. **Ca. J. Soil Sc.**, Ottawa, v. 46, p.227-236, 1966.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal Sedimentary Petrology**, v.27, p.3-27, 1957.
- GAMBLE, E.E.; DANIELS, R.B. & MCCracken, R.J. A₂ horizons of coastal plain soils. Pedogenic or geologic origin. **Sout Geol., Durhan**, v.11, n.3, p.137-152, 1970.
- GERASINOVA, M.I. Surface gleying of sod-podzolic soils. **Soviet Soil Science**, v.13, n.2, p.11-17, Mar./ Apr. 1981.
- GERRARD, J. Soils and landforms. **An interaction of geomorphology and pedology**. London: Allen & Uwin Pub., 219p. 1981.
- GERRARD, J. Soil geomorphology. An introduction of pedology and geomorphology. London; Chapman & Hall, 1995. 269p.
- GLASMANN, J.R.; SIMONSON, G.H. Alteration of basalt in soils of Western Oregon. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.49, n.1, p.262-273, Jan./Feb. 1985.

- GOL'EVA, A.A. Biomorph analysis as a component of the genetic and morphological study of soil. **Eurasian Soil Science**, v.30, n.9, p.927-936, 1997.
- GOTOH, S.; PATRICK, Jr. W.H. Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.38, n.1, p.66-71, Jan./Feb. 1974.
- HACHIRO, J. Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo. São Paulo, 1991. 175p. Dissertação (M.S.)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M. & MATOS, S.L.F. O caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, 1993. **Resumos**, Rio Claro, IG-UNESP, p.62-63.
- HACHIRO, J. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná. São Paulo, 1997. 196p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São paulo.
- HALL, G.F. Pedology and geomorphology. In: **Pedogenesis and Soil taxonomy. I. Concepts and interactions**. New York: Elsevier Science. Pub. Bol., 1983, p.117-140.
- HEM, J.D.; LIND, C.J. Chemistry of manganese precipitation in Pinal Creek, Arizona, USA: A laboratory study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, n.6, p.1601-1613, March. 1994.
- HILL, D.E.; SAWHNEY, B.L. Electron microprobe analysis of thin section of soils to observe loci of cation exchange. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.33, n.4, p.531-534, Jul./Aug. 1969.
- HOLE, F. D. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism. **Soil Science**, v.91, p.375-377, Jun.1961.
- HUGGETT, R.J. Soil-landscape systems: A model of soil genesis. **Geoderma**, v.13, p.1-22, 1975.
- INSKEEP, W. P.; CLAYTON, J.L.; MOGK, D.W. Naturally weathered plagioclase grains from Idaho batholith: observations using scanning electron microscopy. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.57, n.3, p.851-860, May./Jun. 1993.

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. Escala 1: 1.000.000. Divisão de Minas e Geologia Aplicada. São Paulo, 1981.
- JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis. Advance course**. 2nd ed. Madison: University of Wisconsin-Department of Soil Science, 1969. 895p.
- JENNY, H. **Factors of soil formation**. New York: McGraw-Hill, 281p. 1941.
- JENNY, H. Derivation of state factor equations soil and ecosystems. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.25, n.5, p.385-388, Sep./Oct. 1961
- JIMENEZ-RUEDA, J.R.; DEMATTÊ, J.L.I. Solos originados de lamitos da Formação Marília (Grupo Bauru) da região de Monte Alto (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, n.2, p.161-170, Maio./Ago. 1988.
- JOHN, L.; GRIM, R.; BRADLEY, J. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction of clay minerals methods. **Journal Sedimentary Petrology**, v.24, p.242-251, 1954.
- JONES, A.A. **Making standards for determining concentration of elements and oxides by x-ray fluorescence spectrometry (XRFS)**. England: Department of Soil Science (Laboratory notes), University of Reading, 1986. 2p.
- JONES, L.H.P.; HANDRECK, K.A. Effects of iron and aluminum oxides on silica in solution in soil. **Nature**, v.198, p.852-853, Jun. 1963.
- JONES, R.L. Determination of opal in soil by alkali dissolution analysis. **Soil Sc. Am. Proc.**, v.33, n.6, p.976-978, Nov./ Dec. 1969.
- JONGMANS, A.G.; OORT, F. VAN.; NIEUWENHUYSE, A.; et al. Inheritance of 2:1 phyllosilicates in Costa Rican Andisols. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.58, p.494-501, 1994.
- JONGMANS, A.G.; DENAIX, L.; OORT, F. Van. Isotropic smectite coatings and spheroids in Holocene volcanic deposits under temperature climate, France. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.62, n.1, p.287-295, Jan./Feb. 1998.
- JUNGERIUS, P.D.; LEVELT, T.W.M. Clay mineralogy of soils over sedimentary rocks in Eastern Nigeria. **Soil science**, v.97, p.89-95, Jan./Jun. 1963.

- KÄMPF, N.; KLAMT, E. Mineralogia e gênese de Latossolos (Oxisols) e solos Podzólicos da região do Planalto Sul-Riograndense. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.2, n.1, p.68-73, Jan./Abr. 1978.
- KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. The 5M-NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, Ottawa, v.30, p.401-408, 1982.
- KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and application in classification of kaolinite soils. **Geoderma**, v.29, n.1, p.27-39, Jan. 1983.
- KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Relações entre óxidos de ferro e a cor em solos cauliniticos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.7, p.27-31, Jan./Abr. 1983.
- KARATHANASIS, A.D.; ADAMS, F.; HAJEK, B.F. Stability relationships in kaolinite, gibbsite, and Al-hydroxinterlayered vermiculite soil system. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.47, n.6, p.1247-1251, Nov./Dec. 1983.
- KARATHANASIS, A.D.; THOMPSON, Y.L. Mineralogy of iron precipitates in a constructed acid mine drainage wetland, **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.59, p.1773-1781, 1995.
- KARMANOVA, L.A. Effect of parent materials and of group differences between soils on the composition and distribution of various forms of iron. **Soviet Soil Science**, v.7, n.1, p.75-82, Jan./Feb. 1975.
- KARMANOVA, L.A. Effect of various iron compounds on the spectral reflectance and color of soils. **Soviet Soil Science**, v.13, n.5, p.53-60, Sep./Oct. 1981.
- KITAJIMA, E.W. **Curso introdutório de microscopia eletrônica de varredura**. Piracicaba: ESALQ/USP- Núcleo de apoio à pesquisa em microscopia eletrônica aplicada à pesquisa agropecuária (NAP/MEPA), 1997. 37p.
- KITTRICK, J.A. Soil minerals in the $\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ systems and a theory of their formation. **Clay and Clays Minerals**, v.17, p.157-167. 1969.
- KRASIL'NIKOV, P.V. Transformation of phyllosilicates in the course of oxidation of sulfide-containing soil-forming-rocks. **Eurasian Soil Science**, v.30, n.10, p.1117-1126, 1997.

- KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Biotite alteration to halloysite and kaolinite in soil-saprolite profiles developed from mica schist and gneiss. **Geoderma**, v.75, nos 3-4, p.155-170, Feb. 1997.
- LADEIRA, F.S.B. **Formação, degradação e produtos de alteração de plintitas e petroplintitas ferruginosas**. Disciplina de Gênese e Morfologia de Solos. ESALQ/USP, 1995. 28p.
- LAFFAN, M.D.; DALY, B.K.; WHITTON, J.S. Podzolized soils on hilly and steep land near Tennyson Inlet, Marlborough Sounds, New Zeland: Classificati0on and relation to landform, slope and altitude. **Australian Journal Soil Research**, v.24, n.2, p.115-133, Apr. 1986.
- LAVELLE, P.; BLANCHART, E.; MARTINI, A. Impact of soil fauna on the properties of soils in the humid tropics, In: SSSA: **Myths and science of soils of the tropics**. Madison: SSSA Special Publication, n.29, p.157-185, 1992.
- LEMONS, R.C.; SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta do solo no campo**. Campinas: SBCS/SNLCS, 1984. 46p.
- LEINZ, V.; AMARAL, S.E. Do. **Geologia Física Geologia Histórica**, Brasília: Instituto Nacional do Livro, 1975. 100p. (50-53).
- LEPSCH, I.F.; BUOL, S.W. Investigations in an Oxisol-Ultisol toposequence in São Paulo State, Brazil. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.38, p.491-496, 1974.
- LEPSCH, I.F.; BUOL, S.W.; DANIELS, R.B. Soil landscape relationships in the occidental plateau of São Paulo, Brazil: I Geomorphic surface and soil mapping units. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.41, p.104-109, 1977.
- LEPSCH, I.F. **Solos: Formação e conservação**. São Paulo: melhoramentos, 1992. 157p.
- LIER, Q.J.; VAN, J.; TORRADO, P.V. PHI: Programa de microcomputador para análise estatística de granulometria de sedimentos. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v.16, p.277-281, 1992 (notas).
- LINDSAY, W.L. **Chemical equilibria in soils**. New York: John Wiley & Sons Inc., 449p. 1979.

- LIMA, V.C.; DEMATTÊ, J.L.I.; MONIZ, A.C. Mineralogia da argila do Rubrozem (Palehumult), Bacia de Curitiba- Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.1, p.81-85, 1977.
- LOZET, J.; MATHIEU, C.; JAMAGNE, M. **Dictionary of soil science**. 2nd ed. New Delhi: Oxford & IBH Publishing Co. PVT-LTD, 1991, p.1-295.
- MCKEAGUE, J.A.; CLINE, M.G. Silica in soils. **Advances in Agronomy**, v. 15, p.339-396, 1963.
- MCKEAGUE, J.A. **Manual on soil sampling and methods of analysis**. 2nd ed., Ottawa: Canadian Society of Soil Science, 1978. 212p.
- MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Removal of free iron oxides soils or clay by sodium-citrate-bicarbonate-dithionite (CBD) method. In: JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis. Advanced Course**. Madison: University of Wisconsin. 1969, p. 44-58.
- MELFI, A.J.; PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.7, p.271-285, 1977.
- MELFI, A.J.; PEDRO, G.; VOLKOFF, B. Natureza e distribuição dos compostos feríferos nos solos do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.3, p.47-54, 1979.
- MELFI, A.J.; CERRI, C.; KRONGBER, C. et al. Granitic weathering: A Brazilian study: **Journal of Soil Science**, v.34, p.841-851, 1983.
- MENDES, A.C.T.; FALCI, S.C.; DEMATTÊ, J.L.I. Seções delgadas de solos: Métodos de impregnação. **Anais da ESALQ/USP**, v.30, p.35-48, 1973.
- MERMUT, A.R.; CURTIN, D.; ROSTAD, H.P.W. Micromorphology and submicroscopical features related to pyrite oxidation in an Inland marine shale from East central Saskatchewan. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.49, n.1, p.256-261, Jan./Feb. 1985.
- MEZZALIRA, S. Contribuição ao conhecimento à geologia de sub-perfície e da paleontologia da Formação Irati no Estado de São Paulo, **Academia Brasileira de Ciências**. v.43 (Suplemento), p.273-336, 1971.

- MIROTA, M.D.; VEIZER, J. Geochemistry of Precambrian carbonate: VI. Aphebian Albnel Formations, Quebec-Canada. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, n.7, p.1735-1745, 1994.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; TOLEDO, DE M.C. Weathering and formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia-Southeastern Brazil. **Catena**, v.27, n.2, p.81- 103, Aug. 1996.
- MÖLLER, M.R.F.; KLAMT, E. Intemperismo de argilominerais em Latossolo Roxo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.7, p.33-38, Jan./Abr. 1983.
- MONIZ, A.C.; BUOL, S.W. Formation of an Oxisol-Ultisol transition in São Paulo Brazil: I. Double-water flow model of soil development. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.46, p.1228-1233, 1982.
- MONIZ, A.C.; GRANDE, M.A.; OLIVEIRA, V. Solos do trecho Cabo Frio-Xerém (RJ): Influência de regimes pluviais e de material de origem na pedogênese. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v.14, p.205-214, 1990.
- MONIZ, A.C.; MANFREDINI, S.; DEMATTÊ, J.L.I. Variações morfológicas, mineralógicas e hídricas em Terra Roxa Estruturada ao longo de uma vertente em Rio Das Pedras (SP). **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v.18, p.513-520, 1994.
- MONIZ, A.C.; OLIVEIRA, J.B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila de rochas sedimentares e de solos da Folha de Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.19, p.375-385, 1995.
- MONIZ, A.C. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v.20, p.349-362, 1996.
- MOTTA, F.O. Mineralogia da região semi-árida do Estado de Ceará. Piracicaba, 1997. 205p. Tese (Doutorado)- Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- MOORE, D.M.; REYNOLDS Jr, R.C. **X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals**. Oxford: Oxford University Press, 1989. 331p.
- MUSSA, D. Lignitafofloras permianas da Bacia do paran, Brasil (Estado de So Paulo e Santa Catarina). So Paulo. 1982. 553p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geocincias, Universidade de So Paulo.

- NETTLETON, W.D.; WITTY, J.E.; NELSON, R.E.; HAWLEY, J.W. Genesis of argillic horizon in soils of desert areas of Southwestern United States. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.39, n.5, p.919-926, Sep./Oct. 1975.
- NETTLETON, W.D.; ESWARAN, H.; HOLZHEY, C.S.; NELSON, R.E. Micromorphological evidence of clay translocation in poorly dispersible soils. **Geoderma**, v.40, p.37-48, 1987.
- OLIVEIRA, J.B.; JACOMINE, P.K.T.; CAMARGO, M.N. **Classes gerais de solos do Brasil. Guia auxiliar para seu reconhecimento**. 2ª ed. Jaboticabal: FUNEP, 1992 201p.
- OMETTO, J.C. **Registros e estimativas de parâmetros meteorológicos da região de Piracicaba**, São Paulo: FEALQ, 1991. 76p.
- PEASE, D.S.; ANDERSON, J.U. Opal phytoliths in *Bouteloua eriopoda* Torr. Roots and soils. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.33, n.2, p.321-322, March./Apr. 1969.
- PEIFFER, S. Reactions of H₂S with ferric oxides. Some conceptual ideas on its significance for sedimentar-water interactions. In: BACKER, L.A. (Ed.). **Environmental chemistry of lakes and resrvoirs**. Advances in Chemistry series 237. Washington: Am. Chem. Soc., 1994, p.371-390.
- PENTEADO, M.M. Geomorfologia do setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista. São Paulo, 1976. 86p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo.
- PERECIN, D.; FERRAZ DE C. Evidências micromorfológicas de gênese de solos de Piracicaba- SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO. Campinas 14-20 Jul. 1975, p.461-466.
- PERES FILHO, A.; DONZELLI, J.B & LEPSCH, I.F. Relações solo geomorfologia em várzea do Rio Mogi-Guaçu (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.4, p.181-187, 1980.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1983. 631p.
- PETTIJOHN, F.J. **Sedimentary rocks**. 2nd ed. New York: Harper & Row Publishers, 1957. 718p.

- PHILIPS, D.H.; AMMONS, J.T.; LEE, S.Y.; LIETZKE, D.A. Deep weathering of calcareous sedimentary rock and the distribution of iron and manganese in soil and saprolite. **Soil Science**, v.163, n.1, p.71-81, Jan. 1998.
- PONNAMPERUMA, F.N. The chemistry of submerged soils. **Advances in Agronomy**, v.24, p.29-96, 1972.
- QUEIROZ NETO, J.P.; CASTRO, S.S.; FERNANDES BARROS, O.N. et al. Um estudo de dinâmica de solos. Formação e transformação de perfis com horizonte B textural. In: XVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 18; Salvador, 1980. **Resumos**. Campinas: SBCS, 1981.
- RAGONHA, ER.W. Chondroctyes do Membro Taquaral (Formação Irati) no Estado de São Paulo. São Paulo, 1978. 59p. Dissertação (M.S.)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- RAIJ Van, B.; QUAGGIO, J.A.; CANTARELLA, H.; FERREIRA, M.E.; LOPES, A.; BATAGLIA, O. **A análise química do solos para fins de fertilidade**. Campinas: Fundação Cargill, 1983. 165p.
- RANNEY, R.W.; BEATTY, M. Clay translocation and albic tongue formation in two glossoboralfs of West Central Wisconsin. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.33, n.5, p.768-774, Sep./Oct. 1969.
- RANZANI, G.; FREIRE, O.; KINJO, T. **Carta de solos do município de Piracicaba**. Centro de Estudos de Solos- ESALQ/USP, 1966. 85p.
- RESENDE, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. Lafayette, 1976. 237p. Thesis (Ph.D.)- Purdue University.
- RIBEIRO, M.R.; SANTOS, M.C.D.; FERREIRA, M. DA G. Caracterização e gênese de Podzólicos Vermelho-Amarelos do Sertão de Pernambuco. **Revista Brasileira de ciência do Solo**, v.15, n.1, p.75-81, Jan./Abr. 1991.
- RICE, T.I.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina piedmont: I. Chemical, morphological, and mineralogical characterization and transformations. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.49, p.171-178, 1985.

- RICHARDS, B.G.; PETER, P.; EMERSON, W.W. **The effects of vegetation on the swelling and shrinkage of soils in Australia**. London: Thomas Telford LTD, 1984, p.39-51.
- ROBERT, T.M.; TESSIER, D. Incipient weathering: some new concepts on weathering, clay formation and organization. In: MARTINI, I.P.; CHESTWORTH, W. (Eds.). **Weathering, soils & paleosols**. Amsterdam: Elsevier, 1992, chap. 4, p.71-103.
- ROBINSON, D.A.; WILLIAMS, R.B. **Rock weathering and landform evolution**. Chichester: John Wiley & Sons Inc., 1994. 519p.
- ROSS, J.L.; MOROZ, I.C. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. Escala 1:500.000, v.1, São Paulo: Departamento de Geografia- FFLCH-USP, 1997. 64p.
- ROSS, S.J.; FRANSZMEIER, D.P.; ROTH, C.B. Mineralogy and chemistry of manganese oxides in some Indiana soils. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.40, n.1, p.137-143, Jan./Feb. 1976.
- ROTTA, C.L. Mineralogia de solos de uma toposequência de Atibaia, SP. **Boletim IG-USP**, Publicação especial n.2, p.88, 1975.
- RUHE, R.V. **Quaternary landscapes in Iowa**. Ames: Iowa State University Press, 1969. 255p.
- SALEM, M.Z.; HOLE, F.D. Ant (*Formica exsectoides*) pedoturbation in a forest soils. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.32, n.4, p.563-567, Jul./Aug. 1968.
- SAWHNEY, B.L. Interstratification in layer silicates. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. **Minerals in soil environments**. 2nd ed. Madison: SSSA Books series, n.1, chap. 16, 1989, p.789-828.
- SCHÖLTEN, T.; HENNINGSSEN, P.F.; SCHOTTE, M. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middlevelt . **Soil Technology**, v.11, p.229-246, Oct. 1997.
- SCHULZE, D.G. An introduction to soils mineralogy. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. **Minerals in soil environments**. Madison: SSSA Books series n.1, chap.1, 1989, p.1-19.
- SHWERTMANN, U. Transformations of hematite to goethite in soils. **Nature**, v.232, n.5313, p.624-625, Aug.1971.

- SCHWERTMANN, U.; MURAD, E.; SCHULZE, D.G. Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperature areas?. **Geoderma**, v.27, n.3, p.209-223, Apr. 1982.
- SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. properties of goethite and hematite in kaolinite soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, v.139, n.4, p.344-350, Apr. 1985.
- SCHWERTMANN, U.; LATHAM, M. Properties of iron oxides in some New Calcedonian Oxisols, **Geoderma**, v.39, n.2, p.105-123, Dec. 1986.
- SCHWERTMANN, U. Iron oxides. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. Madison: SSSA Books series n.1, chap. 8, 1989, p.379-465.
- SCHWERTMANN, U.; HERBILLON, A.J. Some aspects of fertility associated with the mineralogy of highly weathered tropical soils. In: **Soil Science Society of America**. Madison: SSSA Spec. Publication, n.29, p.47-59, 1992.
- SHERMAN, G.D.; KANESHIRO, Y. Titanium. In: BLACK, C.A. (Ed.). **Methods of soil analysis. Part. 2. Chemical and microbiological properties**. Madison: Am. Soc. of Agronomy, Inc., Publication n.9, chap. 66, 1965, p.974-977.
- SHOBA, S.A.; SOKOLOVA, T.A. Weathering products of biotite in Sod-Podzolic soil. **Soviet Soil Science**, v.13, n.6, p.91-97, Nov./Dec. 1981.
- SILVA, A.C. Dinâmica da cobertura pedológica de uma área cratônica do Sul de Minas Gerais, Piracicaba, 1997. 191p. Tese (Doutorado)- Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" Universidade de São Paulo.
- SIMONSON, R.W. Outline of generalized theory of soil genesis. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.32, p.152-156. 1959.
- SMECK, N.E.; WILDING, L.P.; HOLOWAYCHUCK, N. Genesis of argillic horizon in Celina and Marley soils of Western Ohio. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.32, n.4, Jul./Aug. 1968.
- SOIL SURVEY STAFF. **Soil Survey Manual**. U.S. Dept. Agric. Handbook n.18. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1951. 503p.
- SOIL SURVEY STAFF. **Soil Classification. A comprehensive system. 7th approximation**. Washington: Soil Conservation Service, 1960.

- SOIL SURVEY STAFF. **Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soils surveys.** Washington: USDA (Agric. Handbook n.436), 1975. 754p.
- SOIL SURVEY STAFF. **Keys of soil taxonomy.** 4th ed. Blacksburg-Virginia: AID-U. S. Dept. of Agric. Soil Conservation Service. SMSS Tech. Monograph n.19, 1990. 422p.
- SOKOLOV, I.A. on the tropical texturally differentiated soils with laterite and plinthite horizons. **Eurasian Soil Science**, v.30, n.12, p.1263-1277, Dec. 1997.
- SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** São Paulo: Edgard Blucher-USP, 1973. 317p.
- TAN, K.H.; SCHUYLENBORGH, VAN. On the classification and genesis of soils, derived from andesitic volcanic material under a monsoon climate. **Netherlands Journal Agriculture**, v.7, p.1-21, 1959.
- TAN, K.H. **Environmental soil science.** New York: Marcel Dekker, Inc., 1994. 304p.
- TAN, K.H. **Soil sampling preparation, and analysis.** New York: Marcel Dekker, Inc., 1996. 408p.
- THORP, J. Effects of certain animals that live in soils. In: DREW, J.V. (Eds.). **Selected papers in soil formation and classification.** Madison: SSSA Spec. Pub. series n.1, p.191-208, 1967.
- TOLENTINO de C., G.B. Método rápido de determinação das relações Ki e Kr em solos. Rio de Janeiro: **Boletim. IQA n.48- Ministério de Agricultura**, 1956. 20p.
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; SCHULZE, D.G. Iron oxide mineralogy of some soils of two rivers terrace sequences in Spain. **Geoderma**, v.23, p.191-208, 1980.
- TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; FECHTER, H.; ALFEREZ, F. Quantitative relationships between soil color and hematite content. **Soil Science**, v.136, n.6, p.354-358, Dec. 1983.
- TREMOCOLDI, W.A.; STEINHARDT, G.C. Gênese de solos Podzólicos derivados de arenitos da Formação Bauru do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.11, p.59-65, 1987.

- TRICART, J. As relações entre a morfogênese e a pedogênese. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.8, n.15, p.5-18, Jun. 1968.
- VAN BREEMEN, N. Long-term chemical, mineralogical, and morphological effects of iron-redox processes in periodically flooded soils. In: STUCKY, J.W.; GOODMAN, B.A.; SCHWERTMANN, U. (Eds.). **Iron in soil and clay minerals**. Dordrecht, Reidel, Proc. Nato Advanced Study Institute, p.811-823, 1988. (NATO 451 studies).
- VAN GENUGTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.44, n.5, p.892-898, 1980.
- VARGAS, M.A.T.; HUNGRIA, M. **Biologia dos Cerrados**. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, 1997. 524p.
- VEPRASKAS, M.J.; WILDING, L.P. Albic neoskeletons in argillic horizons as indices of seasonal saturation and iron reduction. **Soil Sc. Soc. Am. J.**, v.47, n.6, p.1202-1208, Nov./Dec. 1983.
- VERMA, S.D.; RUST, R.H. Observations in opal phytoliths in a soil biosequence in Southeastern Minnesota. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.33, n.5, p.749-751, Sep./Oct. 1969.
- VERSTRATEN, J.M.; SEVINK, J. Clays soils on limestone in South Limburgh. The Netherlands, 2. Weathering. **Geoderma**, v.21, p.269-280, 1979.
- VIDAL-TORRADO, P.; MAZZA, J.A.; CASTRO, S.S.; DEMATTÊ, J.L.I. Micromorfologia e gênese de um Podzólico Vermelho-Amarelo desenvolvido de sedimentos da Formação Itararé no distrito de Tupi (Piracicaba)-SP. In: XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 23, Porto Alegre, 1991. **Resumos**. Campinas: SBCS, p.275.
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F. Morfogênese dos solos de uma topossequência com transição B latossólico/B textural sobre migmatitos em Mococa (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.17, n.1, p.109-119, 1993.
- VIDAL-TORRADO, P. Relações entre morfogênese e pedogênese no distrito de Tupi (Piracicaba-SP). Piracicaba, 1994. 214p. Tese (Doutorado)-Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

- VIEIRA, L.S.; VIEIRA, M. DE N.F. **Manual de morfologia e classificação de solos**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres Ltda, 1983. 313p.
- VODYANISKII, Y.N.; TUROVA, E.S.; VAKYAN, Z.A. et al. Studing anerobiosis in a model experiment with kaolin. **Eurasian Soil Science**, v.30, n.7, p.747-757, Jul. 1997.
- VOLKOFF, B.; MELFI, A.J.; CERRI, C.C. Solos Podzólicos e cauliniticos eutróficos do Alto Rio Purus (Estado do Acre). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.13, p.363-372, 1989.
- WEED, S.B.; NELSON, L.A. Ocurrance of chlorite-like intergrade clay minerals in coastal plain, piedmont e mountain soils of North Carolina. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.26, p.393-398, 1962.
- WESEMAEL, B. VAN.; VERSTRATEN, J.M.; SEVINK, J. Pedogenesis by clay dissolution on acid, low-grade metamorphic rocks under Mediterranean forest in Southern Tuscan (Italy). **Catena**, v.24, p.105-125, 1995.
- WEST, L.T.; DREES, L.R.; WILDING, L.P.; RABENHORST, M.C. Differentiation of pedogenic and lithogenic carbonate forms in Texas. **Geoderma**, v.43, p.271-287, 1988.
- WEST, L.T.; BEINROTH, F.H.; SUMMER, M.E.; KANG, B.T. Ultisols characteristics and impacts on society. **Advances in Agronomy**, v.63, p.179-263, 1998.
- WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; HALL, G.F. (Eds.). **Pedogenesis and soil taxonomy. II. The soil orders**. Developments in soil science 11B. Amsterdam: Elsevier, 1983. 410p.
- WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; DREES, L.R. Silica in soils: Quartz, cristobalite, trydimite, and opal. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Sc. Soc. Am., p.471-552, 1977.
- YECK, R. D.; GRAY, F. Phytholiths size characterisics between Udolls and Ustolls. **Soil Sc. Soc. Am. Proc.**, v.36, n.4, p.639-641, Jul./Aug. 1972.
- ZHANG, Y.L.; EVANGELOU, V.P. Influence of iron oxide forming conditions on pyrite oxidation. **Soil Science**, v.161, n.12, p.852-864. 1996.

APÊNDICE 1

Caracterização morfológica dos perfis estudados

Apêndice 1. Caracterização morfológica dos perfis estudados.

PERFIL T-1

DATA - 30 / 08 / 1996.

CLASSIFICAÇÃO: Podzólico Vermelho-Escuro A Chernozêmico, Textura Argilosa/muito argilosa..

LOCALIZAÇÃO - Arraial de São Bento- Município de Saltinho, SP Brasil.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL -Trincheira situada no terço médio superior da encosta, com 4% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE - 534 metros.

LITOLOGIA E CRONOLOGIA - Material da formação Irati, Permiano- Era Paleozóica.

MATERIAL ORIGINÁRIO- Produtos do intemperismo de camadas plano-paralelas de sílica, argilitos e calcário dolomítico.

PEDREGOSIDADE- Não pedregoso na superfície, mas com horizontes e/ou camadas com cascalho, até muito cascalhenta na subsuperfície.

ROCHOSIDADE- Não rochosa superficialmente, com lage de sílex a mais de 2 metros de profundidade.

RELEVO LOCAL- Ligeiramente plano a suave ondulado, com microdepressões fechadas.

RELEVO REGIONAL- Ondulado.

EROSÃO- Não aparente.

DRENAGEM- Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA- Floresta latifoliada tropical.

USO ATUAL- Cana-de-açúcar.

CLIMA- Mesotérmico úmido subtropical da classificação de Köppen.

REGIMES DE UMIDADE E TEMPERATURA DO SOLO- “Udic e Hyperthermic” respectivamente.

DESCRITO E COLETADO POR : M. Calero M.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap - 0 - 30 cm; bruno-Avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmido e 5YR 3/3, úmido amassado), bruno-avermelhado a vermelho-amarelado (5YR 4/4, seco e 5YR 4/8, seco triturado); argila; moderada média e grande blocos subangulares; muito duro, friável, plástico e muito pegajoso; transição gradual e plana; bonecas de sílex: poucas, bem arredondadas, vermelho a bruno-avermelhado-claro (2,5YR 5/6, seco e 2,5YR 6/4, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno, duro, arredondado, preto (2,5 YR 2/0), ferromangíferos, que efervesce em H_2O_2 ; poros pequeno comum; raízes comum.

Bt1 - 30 - 83 cm; bruno-avermelhado-escuro a vermelho-amarelado (2,5YR 3/4, úmido e 5YR 4/6, úmido amassado), vermelho-escuro a vermelho-amarelado (2,5YR 3/6, seco e 5YR 4/6, seco triturado); muito argiloso; moderada média e grande prismática que se desfaz em blocos subangulares, muito duro, friável, plástico e muito pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: poucas, arredondadas, multiformes, pequeno (4 mm de diâmetro), vermelho a bruno muito claro-acinzentado (2,5YR 5/6, seco e 10YR 8/3, quebradas); sem nódulos; porosidade fissural; raízes poucas; cerosidade comum e contínua.

Bt2-w - 83 - 133 cm; bruno-avermelhado-escuro a avermelhado-amarelo (2,5YR 3/4, úmido e 5YR 4/6, úmido amassado), vermelho-escuro a vermelho-amarelado (2,5YR 3/6, seco e seco triturado); muito argiloso com cascalho de sílex; moderada média e grande prismática, que se desfaz em blocos subangulares; muito duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: poucas, arredondadas, pequeno (3 mm em média), sendo o máximo 20 mm, bruno-avermelhado-claro a branco (2,5YR 6/4, seco e 7,5YR 8/0, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), duro, esférica, preto (2,5YR 2/0), ferromanganíferos (efervesce a H_2O_2); fragmentos de sílica angulares de 1 cm de diâmetro; porosidade fissural comum; cerosidade abundante e contínua.

Bt3 - 133 - 150 cm; bruno-avermelhado-escuro a vermelho-amarelado (2,5YR 3/4, úmido e 5YR 4/6, úmido amassado), vermelho-escuro a vermelho-amarelado (2,5YR 3/6, seco e 5YR 5/6, seco triturado); muito argiloso, muito cascalhenta; moderada média e grande prismática, com cerosidade comum, pouco e contínua; que se desfaz em blocos subangulares; duro, muito friável, muito plástico, muito pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: muito frequente (60% cascalho + 40% calhaus), grande (1 -2 cm) e as mais pequenas (2,5 mm), atinguindo até 1 mm e misturando-se com o solo peneirado: duro, arredondada, achatada, bem arredondada, fragmentos irregulares de sílica (3 cm), vermelho a rosado (2,5YR 5/6, seco e 5YR 8/4, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), duro, esférica, preto (5YR 2/1, seco), ferromanganíferos, reação forte a comun a H_2O_2 .

(BC)1 - 150 - 165 cm; vermelho-escuro a vermelho-amarelado (2,5YR 3/6, úmido e 5YR 4/6, úmido amassado), com pontos amarelo-avermelhado a rosado (5YR 7/8 e 5YR 8/4, úmido amassado); vermelho-escuro a bruno-avermelhado-claro (2,5YR 3/6, seco e 5YR 6/4, seco triturado); muito argiloso, muito cascalhenta; moderada pequena e média, com fragmentos de prismática, que se desfaz em blocos subangulares; ligeiramente duro; muito friável, plástico, muito pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex muito freqüente, pequeno (5 mm), duro, sobre material rico em sílica em pequenas camadas plano-paralelas, achatada e quebradas de 5 mm de espessura, intercaladas com bonecas de sílex

subarredondada, vermelho a amarelo claro-acinzentado (2,5YR 5/6, seco e 5Y 7/8, quebradas), com manchas superficiais preto (10YR 2/1, seco); sem nódulos.

C1 - 165 - 180 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmido e 5YR 3/3, úmido amassado), bruno-avermelhado-escuro a bruno-avermelhado (5YR 3/4, seco e 5YR 4/4, seco triturado); muito argiloso com cascalho; moderada a forte pequena e média, blocos subangulares que se desfaz em granular muito pequena; duro, friável, plástico, pegajoso; transição clara e horizontal; poros pequeno comum; raízes pouco; bonecas de sílex: pouco, inseridas em fragmentos laminares plano-paralelos, com alternância de 3 mm de espessura, bem arredondada, mamilares, muito pequeno (3 mm), vermelho-amarelado (5YR 5/6, seco), com manchas cinzento-rosado a cinzento (5YR 6/2 e 5YR 6/1, seco), com 30% da cor preta (5YR 2/1, seco); nódulos: muito pouco, pequeno, macio, arredondado, preto, ferromangânicos; os torrões são rapidamente fragmentados reagindo fortemente à H_2O_2 .

C2 - 180 - 211 cm; vermelho-amarelado a bruno-avermelhado (5YR 4/8, úmido e 2,5YR 4/4, úmido amassado), vermelho amarelado a bruno-avermelhado (5YR 5/6, seco e 2,5YR 5/4, seco triturado); muito argiloso, fraca pequena laminar a muito pequena que se desfaz em blocos subangulares; camada ligeiramente ondulada formada por argilitos alternados por camadas de sílica de 3 a 10 mm de espessura, com plaquetas achatadas, que se fragmentam a formas angulares de 2 a 4 cm; bonecas: pouco, muito pequeno (4 mm), duro, subarredondadas, mamilares, amarelo-avermelhado-claro (5YR 6/6, seco e 2,5YR 6/4, quebradas) e poucas manchas pretas (5YR 2/1, seco); aparente evidência de neotectônica ou pressão litostática?; todo o solo efervesce à água oxigenada; poros pequeno comum; raízes raras; sem nódulos.

C3 - 211 - 220 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmido amassado), cinzento -avermelhado-escuro a bruno-avermelhado-escuro (5YR 4/2, seco e 5YR 3/4, seco triturado), com pontos cinzento - muito escuros (5YR 3/1, seco); muito argiloso; fraca média e pequena laminar que se desfaz em blocos subangulares; duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; camadas de argilitos dispostos em lâminas alternadas com placas de sílica de 6 mm de espessura; bonecas de sílex: muito pouco, grande (1,5 cm) e as mais pequenas têm 3 mm de diâmetro, duro, mamilares, alongada, bruno-avermelhado a cinzento oliváceo-claro (5YR 5/4, seco e 5Y 6/2, quebradas), com 40% de manchas preto (5YR 2/1, seco); foi encontrado um cristal de quartzo da cor branca (7,5YR 8/0, seco); não há presença de nódulos, todo o material efervesce à H_2O_2 até oxidar o material preto; aparência geral cor “café”.

C4 - 220 - 235 cm; bruno-forte e bruno-avermelhado-escuro (7,5YR 5/8, úmido-estrato e 5YR 3/4, úmido-solo) a vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmido-amassado) com pontos rosado (5YR 8/4, úmido amassado), amarelo-avermelhado e vermelho-amarelo (7,5YR 7/8, seco-estrato e 5YR 4/6, seco -solo) a

amarelo-avermelhado (5YR 6/6, seco triturado); muito argiloso; fraca média e pequena laminar, que se desfaz em blocos subangulares; duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição abrupta e plana; estrato plano-paralelo (laminar) com bonecas de sílex: muito pouco, pequeno (< 1 cm), duro, arredondadas e subarredondadas, amarelo-avermelhado-escuro (5YR 6/6, e 5YR 3/2, seco), estrato laminar rosado (5YR 8/4, seco), com manchas oxidadas bruno-avermelhado-escuro e preto (5YR 3/3 e 5YR 2/1, seco); os argilitos não efervesce à água oxigenada, mas sim os pontos pretos (Fe-Mn); não há nódulos; poros muito pequeno pouco; raízes raras.

C5 - 235 - 246 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmido e 5YR 3/3, úmido amassado), cinzento-avermelhado-escuro a bruno-escuro (5YR 4/2, seco e 7,5YR 3/2, seco triturado); muito argiloso; muito cascalhenta; moderada muito pequena blocos subangulares que se desfaz em granular pequena; muito duro, firme, ligeiramente plástico, muito pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex: muito freqüente (+40%), grande até 1,5 cm de diâmetro e as pequenas 2 mm, duro, mamilares, bem arredondadas, amarelo-avermelhado a cinzento (5YR 6/6, seco e 5YR 5/1, quebradas) com manchas pretas (5YR 2/1, seco, fragmentos de sílica cinzento-claro (5YR 7/1, seco); sem nódulos; porosidade fissural evidente; raízes raras.

C6 - 246 - 272 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6, úmido e úmido amassado), bruno-avermelhado-claro (5YR 6/4, seco e seco triturado); muito argiloso, cascalhenta; fraca pequena laminar intercalada com plaquetas achatadas de sílica de 4 mm de espessura, fragmentando-se em partículas angulares; ligeiramente duro, firme plástico, muito pegajoso. transição abrupta e plana; bonecas de sílica freqüente, variando de 2 até 10 mm de diâmetro, duro, subarredondadas, achatadas por aparente pressão litostática. com plaquetas de 2,5 mm e 1 cm de comprimento, bonecas bruno-avermelhado-claro a cinzento-avermelhado-escuro (5YR 6/4, seco e 5YR 4/2. quebradas), sem nódulos, outras bonecas são vermelho-acinzentado (10YR 5/4, seco), com manchas pretas; sem nódulos: poros pequeno pouco; sem raízes.

C7 - 272 - 286 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmido e 7,5YR 3/2, úmido amassado), vermelho-amarelado a bruno-escuro (5YR 4/8, seco e 7,5YR 4/4. seco triturado), com pontos pretos (2/0, úmido amassado); muito argiloso com casacalho: moderada pequena blocos subangulares que se desfaz em granular média; muito duro, friável, plástico. ligeiramente pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílica pouco, grande (2 cm) e pequeno (2.5 mm), duro. mamilares, bem arredondadas (maioria). inseridas em fragmentos de sílica intemperizada de 7 mm de espessura, cinzento-vermelho-escuro a cinzento (5YR 4/2, seco e 5YR 5/1. quebradas). com manchas preto (5YR 2/1), algumas bonecas estão muito intemperizadas; poros pequeno pouco; sem raízes nem nódulos.

286 - 300 cm; lage de sílex intemperizada, bruno-avermelhado-escuro a bruno-avermelhado (5YR 3/3, material intemperizado e 5YR 4/4, seco triturado); bonecas de sílex: amarelo-avermelhado a vermelho-claro-acinzentado (5YR 6/6, seco e 10R 6/4, quebradas) com fragmentos de sílica, amarelo-avermelhado, com manchas bruno-escuro e preto (7,5YR 6/6, seco; 7,5YR 3/2 - 2/0, seco-manchas), com formas e tamanhos similares às camadas e horizontes suprajacentes evidenciando a gênese destes solos.

PERFIL T2

DATA- 1 / 9 / 1996.

CLASSIFICAÇÃO: Podzólico Vermelho Escuro Tb eutrófico A moderado, textura argilosa/muito argilosa.

LOCALIZAÇÃO- Arraial de São Bento-Município de Saltinho, SP Brasil.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL- Trincheira situada no terço médio da encosta, com 4% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE- 532 metros.

LITOLOGIA E CRONOLOGIA- Sedimentos da formação Irati, Permiano-Era Paleozoica.

MATERIAL ORIGINÁRIO - produtos do intemperismo de camadas plano-paralelas de sílex, argilitos e calcário dolomítico.

PEDREGOSIDADE- Não pedregosa na superfície, mas com camadas com cascalho a muito cascalhenta a + de 140 cm de profundidade.

ROCHOSIDADE- Não rochosa superficialmente, com lage de sílex a 215 cm.

RELEVO LOCAL- Ligeiramente plano a suave ondulado, com microdepressões fechadas.

RELEVO REGIONAL- Ondulado.

EROSÃO- Não aparente.

DRENAGEM- Bem drenado (superfície) e moderadamente drenado na subsuperfície.

USO ATUAL- Cana-de-açúcar.

CLIMA- Mesotérmico úmido subtropical da classificação de Köppen.

REGIMES DE UMIDADE E TEMPERATURA DO SOLO- “Udic e Hyperthermic” respectivamente.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap - 0 - 30 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmido e úmido amassado), e bruno avermelhado (5YR 4/4. seco e seco triturado); franco argiloso; moderada média e pequena blocos subangulares que se

desfaz em granular; muito duro, friável, plástico, muito pegajoso; transição gradual e plana, bonecas de sílex: muito pouco, pequeno (8 mm), duro, predominam as irregulares, subarredondadas, mamilares, fragmentos angulares rosado (5YR 8/4, seco), algumas bonecas têm manchas pretas (5YR 2/1, seco e quebradas) e presença de carbono vegetal; nódulos: pouco, pequeno (3 mm), duro, arredondado, preto, ferromangífero (reage à H_2O_2), poros muito pequeno comum; raízes muitas.

AE - 30 - 45 cm; bruno-avermelhado-escuro a bruno-escuro (5YR 3/4, úmido e 7,5YR 4/4, úmido amassado), bruno-avermelhado a bruno-forte (5YR 4/4, seco e 7,5YR 5/6, seco triturado); franco argiloso; moderada média blocos subangulares, muito duro, firme, plástico, muito pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex : muito pouco, pequeno (4 mm), duro, irregulares, mamilares, subarredondadas a bem arredondadas, maiormente cobertas com material preto (5YR 2/1, seco) se intemperizando, atingem aparência de nódulos ferromangíferos; nódulos: da cor geralmente vermelho-amarelado a rosado (5YR 5/6, seco e 5YR 8/4, quebradas), muito pouco, pequeno (3 mm), duro, bem arredondado, preto, reage à H_2O_2 ; poros muito pequeno e comum; raízes muitas.

EB - 45 - 60 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmido e úmido amassado) a bruno-forte (5YR 4/6, seco e 7,5YR 5/6, seco triturado); argila; moderada média e grande blocos subangulares; duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição gradual e plana; bonecas de sílex: pouco, pequeno (4 mm) com fragmentos pequenos de material rico em sílica, duro, mamilares, arredondadas, algumas com plaquetas de sílica intemperizada, vermelho-amarelado e cinzento (5YR 6/4, seco e 5YR 5/1, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), duro, arredondado, preto, reage à água oxigenada (Fe-Mn); poros muito pequeno comum; raízes comum.

Bt1 - 60 - 110 cm; bruno-avermelhado-escuro a bruno-escuro (2,5YR 3/4, úmido e 7,5YR 4/4, úmido amassado), vermelho-escuro a bruno-escuro (2,5YR 3/6, seco e 7,5YR 4/4, seco triturado), com micronódulos preto (7,5YR 2/0) menores de 2 mm misturados com o solo peneirado; muito argiloso; moderada grande e média prismática que se desfaz em blocos subangulares; muito duro, firme, ligeiramente plástico, pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: pouco, grande (1,5 cm) e pequeno (3 mm), duro, subarredondadas, achatadas, mamilares e bem arredondadas as pequenas, com fragmentos de sílica que variam de 4 a 15 mm de comprimento, rosado a branco (5YR 8/4, seco e 7,5YR 8/0, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), duro, arredondado, preto, Fe-Mn, reage à H_2O_2 ; porosidade fissural; raízes poucas; com cerosidade comum e contínua.

Bt2g - 110 - 140 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmido e 7,5YR 4/4, úmido amassado) e pequenas partículas rosado (7,5YR 7/4, úmido amassado), cores variegadas: vermelho escuro a vermelho acinzentado a vermelho (2,5YR 3/6, seco-70%, 2,5YR 5/2, seco-25%, 2,5YR 4/8-5%) a bruno (7,5YR 5/4, seco triturado); intenso hidromorfismo; muito argiloso; moderada grande prismática; muito duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: pouco, grande (1 cm) e pequeno (3 mm), misturadas com fragmentos de sílica, angulares de 2,5 cm de comprimento e 6 mm de espessura; as bonecas e os torrões estão manchados da cor preto; nódulos: freqüente com maior quantidade que no Bt1, pequeno (4 mm), duro, arredondado, preto, Fe-Mn, reage à H_2O_2 ; porosidade fissural; poros pequeno comum; raízes poucas, com cerosidade abundante, comum e contínua.

(BCg1) - 140 - 160 cm; vermelho-amarelado a bruno-escuro (5YR 4/6, úmido e 7,5YR 4/4, úmido amassado), bruno-avermelhado com manchas bruno-avermelhado-escuro e bruno-avermelhado-claro (5YR 5/3, seco-40%; 5YR 2/2, seco-30% e 5YR 6/4, seco-30%) a amarelado-avermelhado (7,5YR 6/6, seco triturado) com pontos vermelho (10R 5/6, úmido amassado), intenso hidromorfismo; muito argiloso, muito cascalhenta; moderada pequena blocos subangulares com lâminas de sílica, muito duro, friável, muito plástico, muito pegajoso; transição abrupta e plana; bonecas de sílex: muito freqüente, predominantemente grande (3 cm) e pequeno (4 mm), duro, arredondada, achatada, mamilares, bem arredondada, inseridas em camadas de sílica plano-paralelas de 3 mm de espessura, rosado a cinzento-muito escuro (5YR 8/3, seco e 7,5YR 3/0, quebradas) e vermelho (10R 4/6, seco); nódulos: pouco, pequeno (4 mm), alguns até 1 mm no solo peneirado, duro, arredondado, preto, Fe-Mn; concentrações nodulares com manchas pretas (60% da matriz do solo) reage à H_2O_2 ; poros pequeno comum; raízes raras; cerosidade fraca, pouca e descontínua.

C1g - 160 - 175 cm; bruno-avermelhado-escuro e preto (5YR 3/4- 50% e 5YR 2/1-50%, úmido, bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, úmido amassado), com muitos micronódulos preto (10YR 2/1, úmido amassado), vermelho-amarelado-acinzentado-muito escuro (5YR 5/8- 50% e 5YR 3/1- 50%, seco) a bruno-escuro (10YR 4/3, seco triturado); intenso hidromorfismo; muito argiloso, com cascalho; fraca muito pequena e pequena blocos subangulares; ligeiramente duro, muito friável, plástico, ligeiramente pegajoso; transição abrupta e plana; bonecas de sílex: pouco, pequeno (4 mm) e grande (2 cm), bem arredondadas, manchadas da cor preta, mamilares, com fragmentos de sílica intemperizada. Todo o material têm a maior concentração de manchas e nódulos: freqüente, pequeno (3,5 mm), ligeiramente duro, arredondado e formando manchas ou domínios pretos na matriz do solo, Fe-Mn, reage violentamente à água oxigenada, poros pequeno pouco; raízes raras.

C2 - 175 - 190 cm; bruno-escuro a bruno-amarelado (7,5YR 4/4, úmido e 10YR 5/8, úmido amassado) com pouco pontos preto e vermelho (10YR 2/1, 7,5R 4/6, úmido amassado), bruno-claro a amarelo (7,5YR 6/4, seco e 10YR 7/6, seco triturado); argila, muito cascalhenta; moderada e fraca média e pequena laminar que se desfaz em blocos subangulares; ligeiramente duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição abrupta e plana; bonecas de sílex: freqüente, as grandes com 2 cm e as pequenas com 5 mm de diâmetro, duro, bem arredondadas, ligeiramente achatadas, com manchas pretas (menores que C1g), Fe-Mn; o material laminar plano-paralelo está intemperizado-se; as bonecas apresentam cores variadas; rosado a bruno-claro (7,5YR 7/4, seco e 7,5YR 6/4, quebradas), manchas preto (2/0, seco) e fragmentos vermelho (10R 4/6, seco); nódulos: pouco (15%), pequeno (3 mm), duro, irregulares, maioria subarredondados, com domínios manchados da cor preta, similares ao material nodular; poros muito pequeno pouco; sem raízes.

C3 - 190 - 207 cm; bruno-avermelhado e bruno-avermelhado-escuro (5YR 4/4- 60% e 5YR 3/4- 40%, úmido) a bruno-amarelado (10YR 5/8, úmido amassado) com pontos vermelho-acinzentado 7,5YR 4/4, úmido amassado), rosado a bruno-amarelado (5YR 7/4-60% e 5YR 5/8- 40%, seco) a bruno -amarelado-claro (10YR 6/4, seco triturado); argila, muito cascalhenta; moderada média blocos subangulares; muito duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex: freqüente, com predomínio das grandes (2 cm), e as mais pequenas têm 3 mm, duro, de formas variadas similares a C2, com manchas pretas (40%) do material do solo, mesmo assim os estratos laminares plano-paralelos de argilitos. Os fragmentos de sílica atingem 7 mm de espessura com manchas pretas a rosado (5YR 2/1 e 5YR 7/4, seco) a cinzento e bruno-bruno-avermelhado-escuro (5YR 6/1 e 5YR 2/2, seco- quebradas); nódulos: muito pouco geralmente < 2 mm misturados com o solo peneirado, preto (10YR 2/1, úmido amassado); poros muito pequeno, pouco; sem raízes.

C4 - 207 - 215 cm; vermelho-amarelado a preto (5YR 4/8- 60% e 5YR 2/1- 40%, úmido) a bruno-avermelhado-escuro (10YR 3/4, úmido amassado), com abundantes micronódulos bruno-muito escuro (10YR 2/2, úmido amassado), vermelho-amarelado e bruno-avermelhado-escuro (5YR 4/6- 60% e 5YR 2/2 40%, seco) a bruno-escuro (10YR 4/3, seco triturado); muito argiloso; moderada grande blocos subangulares; muito duro, firme, muito plástico, pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex: pouco, pequena (5 mm), amarelo-avermelhado a bruno-escuro (7,5YR 7/6, seco e 7,5YR 3/2, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), duro, arredondado, preto, Fe-Mn, reage violentamente à H₂O₂; poros muito pequeno; sem raízes.

+ 215 cm; Lage de sílex; o material rochoso está se intemperizando; bruno-amarelado e bruno-avermelhado-escuro (10YR 5/6- 50% e 2,5YR 3/4 -50%, úmido) a amarelo e bruno-avermelhado-escuro (10YR 7/6- 50% e 2,5YR 3/4 -50%, seco); constitui uma camada impermeável.

PERFIL T3

DATA- 3 / 6 / 1996.

CLASSIFICAÇÃO: Podzólico Vermelho Amarelo Ta eutrófico A Cherenozêmico, textura argilosas/muito argilosa.

LOCALIZAÇÃO- Arraial de São Bento-Município de Saltinho, SP- Brasil.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL- Trincheira situada no terço médio da encosta, com 4% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE- 530 metros.

LITOLOGIA E CRONOLOGIA- Sedimentos da formação Irati, Permiano- Era Paleozóica.

MATERIAL ORIGINÁRIO- Produtos do intemperismo de camadas plano-paralelo de sílica, argilitos e calcário dolomítico.

PEDREGOSIDADE- Não pedregosa no primeiro metro de profundidade e muito cascalhenta na camada inferior.

ROCHOSIDADE- Não rochosa.

RELEVO LOCAL- Ligeiramente plano a suave ondulado.

RELEVO REGIONAL- Ondulado.

EROSÃO- Não aparente.

DRENAGEM- Moderadamente drenado a imperfeitamente drenado em função da profundidade.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA- Floresta latifoliada tropical.

USO ATUAL- Cana-de-açúcar.

CLIMA- Mesotérmico úmido subtropical da classificação de Köppen.

REGIMES DE UMIDADE E TEMPERATURA DO SOLO- “Udic e Hyperthermic” respectivamente.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap - 0 - 25 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/2, úmido e úmido amassado) a bruno-escuro e bruno-claro (7,5YR 4/4 -70% e 7,5YR 6/4- 25%, seco) e pontos preto 2/0- 5%, seco) a bruno (7,5YR 5/4, seco triturado); argila; moderada grande blocos subangulares; muito duro, firme, plástico, pegajoso; transição gradual e plana; bonecas de sílex: muito pouco, pequeno (4 mm), arredondadas, bruno a branco (10YR

5/3, seco e 10YR 8/1, quebradas); nódulos: pouco, pequeno (3 mm), duro, arredondado, preto, efervesce a H_2O_2 , Fe-Mn; poros pequeno pouco; raízes muitas.

AE - 25 - 38 cm; bruno-escuro (7,5YR 4/2, úmido e 7,5YR 3/2, úmido amassado), bruno e bruno-escuro (7,5YR 5/4 -70% e 7,5YR 4/4- 30%, seco) a bruno (7,5YR 5/4, seco triturado); argila; moderada grande blocos subangulares muito duro, muito pegajoso, muito plástico, transição gradual e plana; bonecas de sílex: muito pouco, pequeno (4 mm), do mesmo tamanho que os nódulos, intemperizadas, macio e duro, subarredondadas, bruno-amarelado-claro (10YR 5/3, seco e 10YR 6/4, quebradas); nódulos: muito pouco, muito pequeno (3 mm), duro, arredondado, preto, Fe-Mn; poros muito pequeno pouco; raízes comum.

E - 38 - 50 cm; bruno-amarelado-escuro a bruno-escuro (10YR 4/4, úmido e 7,5YR 4/4, úmido amassado), com poucos pontos vermelho (2,5YR 4/8, úmido amassado, bruno-amarelado-claro a bruno-amarelado-escuro (10YR 6/4 - 60% e 10YR 3/4 -40%, seco) a bruno (7,5YR 5/4, seco triturado); torrões manchados da cor preta (2/0, úmido) e vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido); argila; moderada pequena e grande blocos subangulares; muito duro, friável, muito plástico, muito pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex: pouco, pequeno (5 mm), duro, arredondadas, mamilares, bruno-amarelado a bruno-claro (10YR 5/8, seco e 7,5YR 6/4, quebradas); outras intemperizadas são da cor preta (2/0, seco); nódulos: muito pouco, pequeno (5 mm), duro, preto, arredondado, Fe-Mn; poros pequeno pouco; raízes comum.

Btgv1 - 50 - 100 cm; bruno-avermelhado-escuro e vermelho-escuro (5YR 3/4- 80% e 2,5YR 3/6- 20%, úmido) a bruno-escuro e pouco pontos preto (7,5YR 3/2 e 2/0, úmido amassado), vermelho-amarelado e vermelho-escuro (7,5YR 4/8- 80% e 2,5YR 3/6- 20%, seco) a bruno-escuro (7,5YR 4/4, seco triturado); muito argiloso, muito cascalhenta; moderada grande e média prismática que se desfaz em blocos subangulares; com cerosidade comum e contínua; muito duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição clara e plana; bonecas de sílex: pouco, pequeno (3 mm), duro, subarredondadas, mamilares; fragmentos de sílica de 5 mm de espessura, amarelo e branco (10R 7/6, seco e 10YR 8/1, quebradas), outras são preto e bruno-vermelho-escuro (5YR 2/1 e 5YR 3/4, seco) devido ao intemperismo; nódulos: semelhantes ao horizonte E; porosidade fissural; raízes poucas, com características vérticas e slickensides pouco.

Btgv2 - 100 - 165 cm: bruno, bruno-amarelado-escuro e preto (10YR 5/3- 60%, 5YR 3/3- 30% e 5YR 2/1- 10%, úmido) a vermelho-amarelado com pontos vermelho (5YR 4/6 e 2,5YR 4/8, úmido amassado), bruno-claro-acinzentado, bruno-amarelado e bruno-avermelhado-escuro (10YR 6/3- 60%, 5YR 4/3- 30% e 5YR 2/2- 10%, seco) a bruno-avermelhado-claro (5YR 6/4, seco triturado); muito argiloso, muito

cascalhenta; moderada grande e média prismática que se desfaz em blocos subangulares; com cerosidade; muito duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição gradual plana; bonecas de sílex: muito freqüente (as grandes atingem 2 cm e as pequenas 4,5 mm de diâmetro); duro, bem arredondadas, subarredondadas-achatadas, mamilares, bruno-avermelhado-claro a preto (5YR 6/3, seco e 5YR 2/1, quebradas), com fragmentos manchados bruno-avermelhado-escuro (5YR 2/2, seco). Os fragmentos de sílica estão localizados em camadas plano-paralelas (5 mm), com manchas pretas, a aparência geral é de um B gleizado em processo de oxirredução; nódulos: muito pouco, pequeno (5 mm), duro, preto, arredondado, Fe-Mn; porosidade fissural; raízes poucas; com características vérticas e slickensides pouco.

PERFIL T4

DATA- 5 / 6 1996.

CLASSIFICAÇÃO: Planossolo Ta distrófico A moderado, textura argilosa/muito argilosa.

LOCALIZAÇÃO- Arraial de São Bento - Município de Saltinho, SP- Brasil.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL- Trincheira situada na base da encosta, em posição localmente rebaixada da microbacia com 3% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE- 530 metros.

LITOLOGIA E CRONOLOGIA- Sedimentos da formação Irati, Permiano- Era Paleozóica.

MATERIAL ORIGINÁRIO- Produtos do intemperismo de camadas plano-paralelas de sílica, argilitos e calcário dolomítico.

PEDREGOSIDADE- Não pedregosa, mas com cascalho a 2 m de profundidade.

ROCHOSIDADE- Não rochosa.

RELEVO LOCAL- Deprimido em forma de dolina.

RELEVO REGIONAL- Ondulado.

EROSÃO- Não aparente.

DRENAGEM- Moderadamente drenado até 50 cm e imperfeitamente drenado a maior profundidade.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA- Floresta latifoliada tropical.

USO ATUAL- Cana-de-açúcar.

CLIMA- Mesotérmico úmido subtropical da classificação de Köppen.

REGIMES DE UMIDADE E TEMPERATURA DO SOLO- “Aquic e Hyperthermic” respectivamente.

OBSERVAÇÕES: Pontuações de material plíntico no horizonte E e Bt1, pequenas concentrações de material do Bt no horizonte E.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap - 0 - 32 cm; bruno-escuro e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/3- 80% e 10YR 3/4- 20%, úmido) a bruno-escuro (10YR 3/3, úmido amassado), bruno-claro-acinzentado e bruno-escuro (10YR 6/3- 80% e 10YR 4/3- 20%, seco), com pontos preto (10YR 2/1, seco) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco triturado); argila; moderada grande blocos subangulares que se desfaz em forte pequena granular; muito duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição gradual e plana; bonecas de sílex: poucas só foi encontrado um fragmento de sílica de 1,5 cm de comprimento; nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), subarredondado, irregulares, duro, Fe-Mn; poros muito pequeno pouco; raízes muitas; o solo reage à H_2O_2 .

E - 32 - 58 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4/, úmido) a bruno-escuro com pontos vermelho (10YR 4/3 e 2,5YR 4/8, úmido amassado), cinzento-bruno-claro e bruno-escuro (10YR 6/2- 80% e 10YR 4/3- 20%, seco) a cinzento-claro (10YR 7/2, seco triturado); muito argiloso; fraca média blocos subangulares que se desfaz em moderada muito fina granular; duro, firme, plástico, pegajoso; transição abrupta e plana; bonecas de sílex: muito raras, pequeno (6 mm), macio-duro, irregulares, oxidadas, bruno-avermelhado-claro, vermelho-amarelado e preto (5YR 6/3, 5YR 5/8 e 5YR 2/1, seco); nódulos: muito pouco (em quantidade menor que no Ap), pequeno (3 mm), duro, subarredondado, irregulares, intemperizados, preto, Fe-Mn; poros muito pequeno pouco; o solo não reage à H_2O_2 .

Btgvl - 58 - 80 cm; bruno-escuro e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/3- 50% e 10YR 3/4 -50%, úmido), bruno-amarelado-escuro com partículas vermelho-escuro (10YR 3/4 e 2,5YR 3/6, úmido amassado), bruno-claro-acinzentado a bruno-amarelado-escuro (10YR 6/3- 50% e 10YR 4/4- 50%, seco) e cinzento-bruno-claro (10YR 6/2, seco triturado); muito argiloso; moderada grande prismática, que se desfaz em moderada média e pequena blocos subangulares; com cerosidade comum, abundante e contínua; ligeiramente duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição gradual e plana; bonecas de sílex: pouco, pequeno (3 mm) e grande (3 cm), ligeiramente duro e duro, subarredondadas, bruno muito claro-acinzentado e bruno-amarelado-escuro (10YR 7/3, seco e 10YR 4/4, quebradas), com fragmentos muito pouco, vermelho (2,5YR 4/8, seco), cinzento muito escuro (2,5YR 3/0, seco), pequeno (6 mm), angulares até de 2 cm de comprimento; porosidade fissural; raízes comum; com características vérticas e slickensides pouco.

Btgv2 - 80 - 137 cm; bruno-acinzentado- muito escuro e bruno-avermelhado-escuro (10YR 3/2- 60% e 2,5YR 3/4- 40%, úmido) a bruno-avermelhado-escuro e partículas vermelho (10YR 3/4 e 2,5YR 4/6, úmido amassado), bruno-acinzentado e vermelho-escuro (10YR 5/2- 60% e 2,5YR 3/6- 40%, seco) a bruno (10YR 5/3, seco triturado); muito argiloso; moderada muito grande prismática que se desfaz em moderada média blocos subangulares; com cerosidade comum, abundante e contínua; extremadamente duro, friável, muito plástico, muito pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: muito raras (total só 10 em 2,5 kg de solo), atingindo a mais grande 2,5 cm de espessura, macio, duro, oxidadas, mamilares, bem arredondadas, achatadas e as mais pequenas de 3 mm de diâmetro, bruno-claro-acinzentado, bruno-escuro e bruno-muito claro-acinzentado (10YR 6/3, seco e 10YR 4/3, 10YR 7/4, quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (4 mm), arredondado e subarredondado, preto ao quebrar-lhes, tendo cor superficial do solo (Fe-Mn), dando aparência que as bonecas pequenas muito intemperizadas convertem-se em nódulos preto; porosidade fissural; raízes poucas; características vérticas muito evidentes, com slickensides comum e superfícies alisada e lustrosas.

Btgv3 - 137 - 175 cm; bruno-acinzentado-muito-escuro, bruno-amarelado-escuro e bruno-escuro (10YR 3/2- 70%, 10YR 4/4- 20% e 10YR 3/3- 10%, úmido), bruno-acinzentado-escuro com partículas bruno-amarelado-escuro abundantes (10YR 4/2 e 10YR 3/4, úmido amassado), cinzento-brunado-claro e bruno-amarelado-escuro, com pontos preto (10YR 6/2- 70%, 10YR 4/4- 30% e 10YR 2/1, seco) a bruno-acinzentado (10YR 5/2, seco triturado); muito argiloso; moderada grande prismática ou em forma de cunha com fendilhamento inclinado, que se desfaz em moderada média e grande blocos subangulares; com cerosidade comum e contínua; extremadamente duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição difusa e plana; bonecas de sílex: muito raras, fragmentos intemperizados de sílica bruno amarelado-escuro (2,5YR 2/4), com aparência de se transformar em nódulos, têm cores variadas: bruno-escuro, branco e bruno-amarelado-escuro (10YR 3/3, 10YR 8/2 e 10YR 3/4, seco-quebradas); nódulos: muito pouco, pequeno (3 mm), os mais pequenos são confundidos com a matriz do solo, subarredondado quase irregulares, macio- duro, Fe-Mn, porosidade fissural; raízes raras; com características vérticas e slickensides pouco.

C1g - 175 - 193 cm; preto, bruno-acinzentado-muito escuro e bruno-amarelado-escuro (10YR 2/1- 70%, 10YR 3/2 - 20% e 10YR 4/4- 10%, úmido) a bruno-muito-escuro e partículas amarelo (10YR 2/2 e 10YR 8/6, úmido amassado), preto, bruno-escuro e bruno-amarelado (10YR 2/1- 70%, 10YR 3/3- 20% e 10YR 5/8- 10%. seco) a bruno-escuro (10YR 3/3, seco triturado); muito argiloso; moderada muito pequena prismática que se desfaz em moderada muito pequena laminar; duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição abrupta e plana; fragmentos de camadas de sílica de 5 mm de espessura; bonecas de

sílex: pouco, pequeno (variando de 3 mm até 1 cm), duro, as lâminas apresentam cores bruno-amarelado-escuro a bruno-muito escuro (10YR 4/4 e 10YR 2/2, seco); nódulos: freqüentes (30%), pequeno (4,5 mm), subarredondado, outros irregulares intemperizados por hidromorfismo, Fe-Mn, reage muito violentamente á H_2O_2 ; poros muito pequeno pouco; raízes raras; não apresenta características vérticas evidentes.

C2 - 193 - 214 cm; amarelo-claro-acinzentado e cinzento-oliváceo (5Y 7/4- 60% e 5Y

4/4 -40%, úmido), a oliva-claro-acinzentado com raras partículas amarelo-oliváceo (5Y 6/3 e 5Y 6/8, úmido amassado), amarelo-claro-acinzentado e cinzento-oliváceo (5Y 8/3- estrato e 5Y 5/2- solo, seco) a cinzento-claro (5Y 7/2, seco triturado) argila com cascalho; fraca média laminar; ligeiramente duro, firme, muito plástico, muito pegajoso; transição abrupta e plana; bonecas de sílex: muito raras, grande (2,5 cm) sendo que as mais pequenas têm 6 mm, duro, quase irregulares, poucas bem arredondadas, misturadas com camadas laminares plano-paralelas de sílica de 6 mm de espessura (< 1 cm); quase não reage á H_2O_2 , mas sim os domínios preto manganíferos; não há nódulos; poros pequeno pouco; sem raízes.

+ 214 cm; Lage de sílex, duro sendo a base impermeável como causa do hidromorfismo destes solos.

APÊNDICE 2

Cálculos estatísticos da distribuição granulométrica das areias

mariano
 Arquivo de entrada MCMT1.DAT
 Arquivo de saída MCMT1.OUT
 13-11-1998 13:42:06

0-30cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	1	1
0.00 a 1.00	2.00	2	3
1.00 a 2.00	4.00	4	6
2.00 a 3.25	9.00	8	14
3.25 a 4.24	97.00	86	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 3.564
 desvio padrao 0.496 bem selecionado
 assimetria -0.294 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +2.425 muito leptocurtico

133-150cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	2.00	15	23
1.00 a 2.00	2.00	15	38
2.00 a 3.25	5.00	38	77
3.25 a 4.24	3.00	23	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.130
 desvio padrao 1.316 pobremente selecionado
 assimetria -0.271 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.826 platicurtico

30-83cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	0.00	0	8
1.00 a 2.00	2.00	17	25
2.00 a 3.25	6.00	50	75
3.25 a 4.24	3.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.543
 desvio padrao 1.090 pobremente selecionado
 assimetria -0.271 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +1.342 leptocurtico

150-165m

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	3.00	25	25
0.00 a 1.00	1.00	8	33
1.00 a 2.00	2.00	17	50
2.00 a 3.25	4.00	33	83
3.25 a 4.24	2.00	17	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 1.695
 desvio padrao 1.525 pobremente selecionado
 assimetria -0.228 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.616 muito platicurtico

83-133cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	1.00	8	15
1.00 a 2.00	2.00	15	31
2.00 a 3.25	6.00	46	77
3.25 a 4.24	3.00	23	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.330
 desvio padrao 1.200 pobremente selecionado
 assimetria -0.289 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +1.104 mesocurtico

165-180cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	14	14
1.00 a 2.00	1.00	14	29
2.00 a 3.25	3.00	43	71
3.25 a 4.24	2.00	29	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.428
 desvio padrao 1.086 pobremente selecionado
 assimetria -0.254 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.877 platicurtico

180-211cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	2.00	20	20
0.00 a 1.00	2.00	20	40
1.00 a 2.00	1.00	10	50
2.00 a 3.25	3.00	30	80
3.25 a 4.24	2.00	20	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	1.750	
desvio padrao	1.520	pobremente selecionado
assimetria	-0.196	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.652	muito platocurtico

235-246cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	12	12
1.00 a 2.00	1.00	12	25
2.00 a 3.25	3.00	38	62
3.25 a 4.24	3.00	38	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.603	
desvio padrao	1.059	pobremente selecionado
assimetria	-0.357	assimetria muito negativa (grosseiros)
curtose	+0.949	mesocurtico

211-220cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	14	14
1.00 a 2.00	1.00	14	29
2.00 a 3.25	3.00	43	71
3.25 a 4.24	2.00	29	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.428	
desvio padrao	1.086	pobremente selecionado
assimetria	-0.254	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.877	platocurtico

246-272cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	10	10
0.00 a 1.00	2.00	20	30
1.00 a 2.00	2.00	20	50
2.00 a 3.25	3.00	30	80
3.25 a 4.24	2.00	20	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	1.910	
desvio padrao	1.370	pobremente selecionado
assimetria	-0.113	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.770	platocurtico

220-235cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	20	20
0.00 a 1.00	1.00	20	40
1.00 a 2.00	1.00	20	60
2.00 a 3.25	1.00	20	80
3.25 a 4.24	1.00	20	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	1.583	
desvio padrao	1.520	pobremente selecionado
assimetria	+0.064	aproximadamente simetrica
curtose	+0.679	platocurtico

272-286cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	12	12
0.00 a 1.00	1.00	12	25
1.00 a 2.00	1.00	12	38
2.00 a 3.25	3.00	38	75
3.25 a 4.24	2.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.064	
desvio padrao	1.413	pobremente selecionado
assimetria	-0.319	assimetria muito negativa (grosseiros)
curtose	+0.772	platocurtico

0-30cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	2.00	8	8
1.00 a 2.00	4.00	16	24
2.00 a 3.25	12.00	48	72
3.25 a 4.24	7.00	28	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
media grafica 2.585
desvio padrao 0.946 moderadamente selecionado
assimetria -0.204 assimetria negativa (grosseiros)
curtose +1.004 mesocurtico

60-110cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	1.00	8	17
1.00 a 2.00	2.00	17	33
2.00 a 3.25	5.00	42	75
3.25 a 4.24	3.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
media grafica 2.282
desvio padrao 1.253 pobremente selecionado
assimetria -0.299 assimetria negativa (grosseiros)
curtose +0.983 mesocurtico

30-45cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	3	3
0.00 a 1.00	2.00	7	10
1.00 a 2.00	5.00	17	28
2.00 a 3.25	13.00	45	72
3.25 a 4.24	8.00	28	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
media grafica 2.506
desvio padrao 1.042 pobremente selecionado
assimetria -0.231 assimetria negativa (grosseiros)
curtose +0.990 mesocurtico

110-140cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	2.00	17	17
1.00 a 2.00	2.00	17	33
2.00 a 3.25	5.00	42	75
3.25 a 4.24	3.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
media grafica 2.302
desvio padrao 1.123 pobremente selecionado
assimetria -0.215 assimetria negativa (grosseiros)
curtose +0.801 platicurtico

45-60cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	5	5
0.00 a 1.00	2.00	9	14
1.00 a 2.00	4.00	18	32
2.00 a 3.25	9.00	41	73
3.25 a 4.24	6.00	27	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
media grafica 2.384
desvio padrao 1.166 pobremente selecionado
assimetria -0.262 assimetria negativa (grosseiros)
curtose +0.972 mesocurtico

140-160cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	2.00	17	17
0.00 a 1.00	3.00	25	42
1.00 a 2.00	2.00	17	58
2.00 a 3.25	3.00	25	83
3.25 a 4.24	2.00	17	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
media grafica 1.583
desvio padrao 1.472 pobremente selecionado
assimetria +0.067 aproximadamente simetrica
curtose +0.722 platicurtico

160-175cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	6	6
0.00 a 1.00	5.00	31	38
1.00 a 2.00	3.00	19	56
2.00 a 3.25	4.00	25	81
3.25 a 4.24	3.00	19	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica 1.816
 desvio padrao 1.310 pobremente selecionado
 assimetria +0.117 assimetria positiva (finos)
 curtose +0.727 platicurtico

207-215cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	2.00	12	12
0.00 a 1.00	2.00	12	25
1.00 a 2.00	3.00	19	44
2.00 a 3.25	6.00	38	81
3.25 a 4.24	3.00	19	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica 1.958
 desvio padrao 1.376 pobremente selecionado
 assimetria -0.233 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.856 platicurtico

175-190cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	7	7
0.00 a 1.00	3.00	21	29
1.00 a 2.00	3.00	21	50
2.00 a 3.25	3.00	21	71
3.25 a 4.24	4.00	29	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica 2.006
 desvio padrao 1.359 pobremente selecionado
 assimetria -0.039 aproximadamente simetrica
 curtose +0.679 platicurtico

190-207cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	3.00	25	33
1.00 a 2.00	2.00	17	50
2.00 a 3.25	4.00	33	83
3.25 a 4.24	2.00	17	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica 1.901
 desvio padrao 1.321 pobremente selecionado
 assimetria -0.116 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.773 platicurtico

mariano

Arquivo de entrada MCMT3.DAT

Arquivo de saída MCMT3.OUT

13-11-1998 14:02:42

0-25cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	3	3
0.00 a 1.00	3.00	10	14
1.00 a 2.00	5.00	17	31
2.00 a 3.25	12.00	41	72
3.25 a 4.24	8.00	28	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.401
 desvio padrao 1.124 pobremente selecionado
 assimetria -0.252 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.908 mesocurtico

50-100cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	1.00	8	17
1.00 a 2.00	2.00	17	33
2.00 a 3.25	5.00	42	75
3.25 a 4.24	3.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.282
 desvio padrao 1.253 pobremente selecionado
 assimetria -0.299 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.983 mesocurtico

25-38cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	4	4
0.00 a 1.00	3.00	11	14
1.00 a 2.00	5.00	18	32
2.00 a 3.25	12.00	43	75
3.25 a 4.24	7.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.364
 desvio padrao 1.132 pobremente selecionado
 assimetria -0.237 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.949 mesocurtico

100-165m

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	8	8
0.00 a 1.00	1.00	8	17
1.00 a 2.00	2.00	17	33
2.00 a 3.25	5.00	42	75
3.25 a 4.24	3.00	25	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.282
 desvio padrao 1.253 pobremente selecionado
 assimetria -0.299 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.983 mesocurtico

38-50cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	1.00	3	3
0.00 a 1.00	4.00	13	17
1.00 a 2.00	5.00	17	33
2.00 a 3.25	14.00	47	80
3.25 a 4.24	6.00	20	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :
 media grafica 2.246
 desvio padrao 1.134 pobremente selecionado
 assimetria -0.231 assimetria negativa (grosseiros)
 curtose +0.938 mesocurtico

mariano

Arquivo de entrada MCMT4.DAT

Arquivo de saída MCMT4.OUT

13-11-1998 14:07:35

0-32cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	3.00	10	10
0.00 a 1.00	3.00	10	19
1.00 a 2.00	4.00	13	32
2.00 a 3.25	14.00	45	77
3.25 a 4.24	7.00	23	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.202	
desvio padrao	1.305	pobrememente selecionado
assimetria	-0.338	assimetria muito negativa (grosseiros)
curtose	+1.012	mesocurtico

80-137cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	14	14
1.00 a 2.00	1.00	14	29
2.00 a 3.25	3.00	43	71
3.25 a 4.24	2.00	29	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.428	
desvio padrao	1.086	pobrememente selecionado
assimetria	-0.254	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.877	platicurtico

32-58cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	2.00	7	7
0.00 a 1.00	3.00	10	17
1.00 a 2.00	5.00	17	33
2.00 a 3.25	12.00	40	73
3.25 a 4.24	8.00	27	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.305	
desvio padrao	1.250	pobrememente selecionado
assimetria	-0.301	assimetria muito negativa (grosseiros)
curtose	+0.952	mesocurtico

137-175cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	1.00	11	11
1.00 a 2.00	2.00	22	33
2.00 a 3.25	4.00	44	78
3.25 a 4.24	2.00	22	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.380	
desvio padrao	1.007	pobrememente selecionado
assimetria	-0.129	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.903	mesocurtico

58-80cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	0.00	0	0
0.00 a 1.00	2.00	20	20
1.00 a 2.00	2.00	20	40
2.00 a 3.25	4.00	40	80
3.25 a 4.24	2.00	20	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	2.179	
desvio padrao	1.118	pobrememente selecionado
assimetria	-0.117	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.768	platicurtico

175-193cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	3.00	17	17
0.00 a 1.00	2.00	11	28
1.00 a 2.00	4.00	22	50
2.00 a 3.25	5.00	28	78
3.25 a 4.24	4.00	22	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica	1.787	
desvio padrao	1.508	pobrememente selecionado
assimetria	-0.174	assimetria negativa (grosseiros)
curtose	+0.756	platicurtico

193-214cm

intervalo phi	valor abs	%rel	%cum
-1.00 a 0.00	5.00	22	22
0.00 a 1.00	5.00	22	43
1.00 a 2.00	4.00	17	61
2.00 a 3.25	6.00	26	87
3.25 a 4.24	3.00	13	100

Interpretacao do grafico (segundo Folk e Ward, 1957) :

media grafica 1.433

desvio padrao 1.442 pobremente selecionado

assimetria +0.062 aproximadamente simetrica

curtose +0.718 platicurtico

APÊNDICE 3

Outras figuras

Figura Apêndice 3A. Difratoformas de raios-x em amostra tratada com NaOH5M dos horizontes Bt dos perfis 1 a 4.