MINERALOGIA E GRANULOMETRIA DAS AREIAS QUARTZOSAS DA BACIA DO
RIBEIRÃO DO LOBO (BROTAS - ITIRAPINA - SP).

REINALDO LORANDI

Orientador: DR. IBRAHIM OCTÁVIO ABRAHÃO

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

PIRACICABA

Estado de São Paulo-Brasil

Junho, 1982

*À Suzana e
Gianna, ofereço*

Agradecimento Especial

*aos meus pais e irmã, pelo
estímulo a este trabalho.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço

ao Prof. Dr. Ibrahim Octávio Abrahão, que me acom
panhou nos primeiros passos dentro da pesquisa, sempre me
apoiando com uma orientação segura, primordial na confecção deste
trabalho;

ao Prof. Dr. Octávio Freire, pelo auxílio na loca
lização dos perfis no campo e pela cessão de dados importantes
de apoio a este trabalho;

ao Prof. Dr. Arary Marconi, pelo auxílio na identifi
cação dos minerais e sugestões ao texto;

ao Prof. Dr. Antonio Carlos Teixeira Mendes, pela
cessão do Laboratório de Geociências do Departamento de Solos,
Geologia e Fertilizantes, ESALQ-USP, durante a parte experi
mental deste trabalho;

ao Prof. Dr. Zilmar Ziller Marcos, pela revisão
do texto em inglês;

ao Roberto Forti, pela ajuda na coleta de amostras
e orientação na confecção de lâminas para análises microscópicas;

ao Departamento de Geociências da Fundação Faculdade
de Agronomia "Luiz Meneghel", pelas facilidades concedidas
para a realização inicial deste trabalho;

ao Departamento de Ciências Biológicas da Fundação
Universidade Federal de São Carlos, pelas facilidades concedidas
para a concretização deste trabalho;

ã CAPES-PICD, pela bolsa de auxílio-deslocamento concedida;

aos colegas, técnicos de laboratório, secretárias e a todos que, direta ou indiretamente, colaboraram para a realização deste trabalho.

ÍNDICE

RESUMO	x.
SUMMARY	xi.
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DA LITERATURA	3
3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA	21
3.1. Situação Geográfica	21
3.2. Clima	22
3.3. Relevo	23
3.4. Vegetação	25
3.5. Geologia	26
4. MATERIAL	32
4.1. Solos	32
4.2. Instrumental	37
4.2.1. Peneiras	37
4.2.2. Instrumental Óptico	37
4.2.3. Centrífuga	38
5. MÉTODOS	39
5.1. Análise Granulométrica	39
5.2. Preparo das Amostras	40
5.2.1. Separação da fração areia total	40
5.2.2. Eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livres	40
5.2.3. Separação das frações leve e pesada e monta gem das lâminas	41

5.3. Análise Mineralógica	42
5.4. Arredondamento	43
5.5. Análise Estatística	43
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
6.1. Análise Granulométrica	45
6.1.1. Diâmetro médio (M_z)	45
6.1.2. Desvio padrão gráfico inclusivo (σ_I)	46
6.1.3. Assimetria gráfica inclusiva (SK_I)	47
6.1.4. Curtose (K_G)	48
6.1.5. Considerações gerais	49
6.2. Análise Mineralógica	50
6.2.1. Descrição dos minerais pesados	50
6.2.2. Perfil P_1	51
6.2.3. Perfil P_2	53
6.2.4. Perfil P_3	54
6.2.5. Comparação entre os Perfis P_1 , P_2 e P_3	54
6.3. Arredondamento	55
7. CONCLUSÕES	57
8. LITERATURA CITADA	59

LISTA DAS TABELAS

nº	página
1. Resultados da análise granulométrica de amostras dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃ , dos solos estudados	68
2. Resultados da análise granulométrica da fração areia dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃ , recalculados para 100%	69
3. Valores dos parâmetros estatísticos, calculados segundo FOLK e WARD (1957), utilizando a escala ϕ , para os três perfis estudados	70
4. Porcentagem dos minerais leves e pesados da fração areia muito fina dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃	71
5. Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃	72
6. Porcentagem dos minerais pesados dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃ (os minerais transparentes somam 100%)	73
7. Arredondamento dos grãos de quartzo da fração areia fina dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃	74

LISTA DAS FIGURAS

nº	página
1. Mapa do Estado de São Paulo com a localização da área estudada.....	75
2. Mapa Geológico da Bacia do Ribeirão do Lobo (BRASIL-D.N.P.M., 1979).....	76
3. Mapa de solos da Bacia do Ribeirão do Lobo (FREIRE <i>et alii</i> 1978).....	77
4. Mapa com localização dos perfis amostrados (BRASIL-D.N.P.M., 1979).....	78
5. Curvas acumulativas dos horizontes A ₁ , A ₃ e C do Perfil P ₁	79
6. Curvas acumulativas dos horizontes Ap, A ₃ e C do Perfil P ₂	80
7. Curvas acumulativas dos horizontes A ₁ e A ₃ do Perfil P ₃	81
8. Curvas acumulativas dos horizontes (B) ₁ e (B) ₂ do Perfil P ₃	82
9. Curvas acumulativas dos horizontes B/C e C do Perfil P ₃	83
10. Curvas de freqüência de distribuição granulométrica do Perfil P ₁	84
11. Curvas de freqüência de distribuição granulométrica do Perfil P ₂	85
12. Curvas de freqüência de distribuição granulométrica do Perfil P ₃	86

nº	página
13. Porcentagem de minerais opacos e transparentes nos horizontes dos perfis P ₁ , P ₂ e P ₃	87
14. Porcentagem de Zirconita (Zr), Turmalina (Tu) e <u>Es</u> taurolita (Es) do Perfil P ₁	88
15. Relação Z/T do Perfil P ₁	88
16. Porcentagem de Zirconita (Zr), Turmalina (Tu) e <u>Es</u> taurolita (Es) do Perfil P ₂	89
17. Relação Z/T do Perfil P ₂	89
18. Porcentagem de Zirconita (Zr), Turmalina (Tu) e <u>Es</u> taurolita (Es) do Perfil P ₃	90
19. Relação Z/T do Perfil P ₃	90

MINERALOGIA E GRANULOMETRIA DAS AREIAS QUARTZOSAS DA BACIA DO
RIBEIRÃO DO LOBO (BROTAS - ITIRAPINA - SP).

Candidato: REINALDO LORANDI

Orientador: *Prof. Dr. IBRAHIM OCTÁVIO ABRAHÃO*

RESUMO

São estudados parâmetros granulométricos (diâmetro médio, desvio padrão gráfico inclusivo, assimetria gráfica inclusiva, curtose) e a mineralogia do resíduo pesado da fração areia muito fina e o arredondamento da fração areia fina, de três Areias Quartzosas da Bacia do Ribeirão do Lobo, situadas em níveis topográficos diferentes, nos municípios de Itirapina e Brotas (SP). A homogeneidade granulométrica e mineralógica observada entre horizontes e entre perfis permite concluir que esses solos são resultantes do mesmo material de origem. A maturidade mineralógica do resíduo pesado e o grau de arredondamento dos grânulos de quartzo indicam que os solos estudados sofreram a mesma intensidade de transporte.

MINERALOGIC AND GRANULOMETRIC STUDIES OF A PSAMMENT SOIL OCCURR
RING IN THE LOBO CREEK BASIN (BROTAS - ITIRAPINA - SP).

Candidate: REINALDO LORANDI

Adviser: *Prof. Dr. IBRAHIM OCTÁVIO ABRAHÃO*

SUMMARY

Granulometric parameters (mean diameter, inclus
sive graphic standard deviation, inclusive graphic assymetry,
kurtosis) and the mineralogy of the heavier residue of the very
fine sand fraction and the rounding of the fine sand fraction
of three Psammentic soils occurring in the "Ribeirão do Lobo"
Basin but situated at different topographic levels in the Itir
rapina and Brotas municipalities (SP).

The granulometric and mineralogic homogeneity obs
served between horizons and profiles allow for the conclusion
that the soils studied are derived from the same kind of parent
material. The mineralogical maturity of the heavier residue
and the degree of roundness of the quartz granules are indicat
tions that these soils were subjected to the same mode and int
ensity of transport.

1 - INTRODUÇÃO

Nas margens da Represa do Lobo ocorrem solos classificados por FREIRE *et alii* (1978) como Areias Quartzosas, que, anteriormente, foram classificados pela Comissão de Solos, no Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado de São Paulo (BRASIL-M.A., 1960), como Regosol e Solos Hidromórficos.

Esses solos ocorrem em três diferentes posições topográficas e apresentam diferenças morfológicas diagnósticas suficientemente significativas para serem subdivididos em diferentes sub-grupos, de acordo com a SOIL TAXONOMY (E.U.A.-USDA, 1975).

Próxima à represa, em cota mais baixa, ocorre uma Areia Quartzosa Hidromórfica Distrófica, álica, A fraco, seguida, em cotas progressivamente mais altas, de uma Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Distrófica, álica, A fraco e uma Areia

Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica Distrôfica, álica, A fraco.

A questão que imediatamente se impõe é determinar se essas diferenças se devem simplesmente aos desníveis topográficos ou se ocorrem, efetivamente, diferenças de material de origem em cada situação de relevo, em conseqüência de diferenças geológicas ou posicionais.

Resultam de imediato, portanto, as questões seguintes, que constituem as hipóteses deste trabalho:

a) os solos são resultantes do mesmo material de origem;

b) os solos sofreram a mesma intensidade de transporte.

O esquema experimental estabelecido para a confirmação ou infirmação das hipóteses utiliza-se de parâmetros granulométricos e mineralógicos da fração areia, que constituem-se, à luz da extensa literatura existente, em instrumentos seguros para a elucidação dessas questões.

2 - REVISÃO DE LITERATURA

O número de trabalhos sobre parâmetros granulométricos e mineralógicos em sedimentos e solos, de um modo geral, é muito grande na literatura. Entretanto, para os solos do Brasil esses dados são escassos, embora os trabalhos sobre o mesmo tema em sedimentos sejam mais abundantes. Uma intensificação dos trabalhos em solos brasileiros pode ser notada a partir da década de sessenta, principalmente no Estado de São Paulo.

A importância da identificação de grânulos minerais, principalmente da fração areia, como indicadores do material de origem do solo, antecede este século. Vários autores são citados como precursores das análises sedimentológicas: Thürach, em 1880 (*in* SINDOWSKI, 1949) inspirou cientistas alemães a adaptarem seu método de identificação de minerais na Alemanha; Gresley, em 1895, e Lucien Cayeux, em 1897, publicaram monografias sedimentológicas e a introdução do termo "facies"

pelo primeiro autor (MATEOS, 1965) e Steinriede, em 1899, separou minerais pesados em solo, para identificação em microscopia de polarização (Mitchell, *in*: GIESEKING, 1975).

No presente século, os trabalhos nessa área começaram a tomar corpo, devido a interrelação da sedimentologia com outras ciências.

Assim, Delaje e Lagatu, em 1904, e Dumont, em 1905 (Mitchell, *in*: GIESEKING, 1975) forneceram dados que contribuíram para trabalhos posteriores no estudo de minerais pesados como indicadores de material misturado num perfil de solo, no que foram seguidos por Mc Caugley e Fry, em 1913 (JEFFRIES, 1937) e White, em 1919 (MILNER, 1962).

Em 1933, Rubey (HASEMAN e MARSHALL, 1945) constatou a necessidade da comparação da assembléia de minerais pesados de todas as frações dos sedimentos para se comparar várias amostras, mas por achar que o tempo consumido seria demasiado, sugeriu apenas o exame de duas frações.

COGEN (1935) achou necessário o estudo de todas as frações de areia de uma amostra de sedimento coletado com relação à granulometria dos minerais pesados, mas tendo validade apenas quando comparados com outros sedimentos que sofreram o mesmo tratamento.

Entretanto, outros sedimentologistas, como HENDRICK e NEWLANDS (1923), estudando solos da Inglaterra e Escócia, e JEFFRIES (1937), nos Estados Unidos, adotaram e aconselharam para fins mineralógicos, o estudo apenas das frações mais finas da areia, enquanto que CARROLL (1938) sugeriu que os estudos fossem feitos nas frações areias mais finas e silte grosseiro, após a remoção de óxidos de ferro e alumínio das amostras.

Com relação aos solos brasileiros, um dos primeiros trabalhos sobre mineralogia foi de CAMARGO e VAGELER (1937) onde os autores afirmaram que a formação de muitos solos tropicais não seria compreensível sem o estudo da análise mineralógica do material de origem.

A identificação dos minerais pesados da fração grosseira dos solos visa, dentre outros objetivos, a auxiliar na determinação da presença ou não de descontinuidade litológica em um perfil de solo.

Para tanto, a maioria dos autores procura identificar minerais que sejam resistentes ao intemperismo para que se possa fazer correlações precisas dos parâmetros estudados. Os autores, de uma maneira geral, seguem a seqüência de estabilidade proposta por PETTIJOHN (1941), onde se atribui às turmalina, zirconita, monazita e granada, uma maior resistência ao intemperismo, seguidos da biotita, apatita, ilmenita, magnetita.

ta, estaurolita, cianita e epídoto.

Contrariando a afirmativa de que a zirconita e a turmalina possuem alta estabilidade e são pouco atacáveis por ácidos ou bases, Druif, citado por HASEMAN e MARSHALL (1945), concluiu em estudo de solos da Sumatra, que esses minerais dissolvem-se quimicamente em solos sob condições tropicais.

Concordando com muitos autores quanto à identificação do material de origem, JACKSON (1956) concluiu que a interpretação desse fator de formação de solos deve ser feita em função da assembléia total dos minerais pesados e na proporção relativa de cada espécie mineral em cada amostra.

Com relação à uniformidade de solos, BARSHAD (1960) propôs que, além do estudo da distribuição dos minerais pesados, outros parâmetros, como análise mineralógica total e distribuição da fração argila em profundidade, devem ser feitos para completar as necessidades básicas para um completo diagnóstico.

Utilizando-se de espectografia dos raios-X como meio de identificação de zirconita em solos, BEAVERS (1960) constatou descontinuidades litológicas, bem como utilizou os dados obtidos para identificação do material de origem dos solos estudados.

Reafirmando a importância dada por vários auto

res quanto à aplicação da mineralogia da fração areia dos solos na determinação da uniformidade do perfil de solo em relação à rocha, ou entre horizontes desse mesmo solo, BREWER (1964), indicou que esse estudo deve se basear na comparação entre os minerais mais resistentes.

Por ser resistente ao intemperismo a turmalina suporta vários ciclos de sedimentação, sendo, portanto, frequente e abundante nos sedimentos. Em consequência, podem ser identificados em uma mesma amostra, grãos de turmalina com diferenças morfológicas e de coloração, indicando materiais de origens distintos. O mesmo critério de resistência e distribuição pode ser aplicado à zirconita. Entretanto, quando ocorre substituição iônica de íons Zr por elementos radioativos, esse mineral perde sua estabilidade, acelerando sua decomposição química (MATEOS, 1965).

SUGUIO *et alii* (1974) aplicaram critérios de variações de frequência numérica de minerais transparentes estáveis (zirconita e turmalina) e semi-estáveis (estauroлита) a arenitos da Bacia do Paraná. Concluíram que essas rochas sofreram sucessivos retrabalhamentos no seu processo de sedimentação.

Colaborando com trabalhos que preconizam as relações entre minerais pesados nos estudos da homogeneidade do material de origem do solo, e utilizando a mesma técnica de BEA

VERS (1960), DEMATTÊ (1978) concluiu que o uso da zirconita da fração areia é um bom critério para indicação da homogeneidade de perfis. Sugeriu entretanto, um maior estudo da variabilidade e da distribuição de tais elementos em um número grande de solos situados em diversos climas e provenientes de diferentes materiais de origem. Evidenciou ainda que na falta dos dados já citados e na ausência de evidências morfológicas de descontinuidades, é aconselhável utilizar uma diferença superior a 100% no teor de zirconita, entre horizontes, como critério de descontinuidade.

Com relação ao emprego de minerais-índice para identificação de descontinuidade litológica, o critério varia de autor para autor.

LOBO (1971), embora dispusesse de dados significativos de estaurolita em perfis de solos da região de Piracicaba, não utilizou esse mineral como índice, por não encontrar na literatura nenhuma relação entre os teores de estaurolita e a uniformidade do perfil. Por esse motivo, utilizou apenas a relação Z/T para a constatação de descontinuidade litológica. Sugeriu ainda, uma certa cautela na interpretação dessas relações, bem como afirmou que nem toda descontinuidade litológica está associada à presença de linhas de seixos.

BAHIA (1973), a partir de dois pontos de mínimo

observados em curvas de frequência da relação $Z/T+R$ em dois solos da região de Itacemápolis (SP), concluiu pela existência de descontinuidades litológicas, independentemente da presença de linhas de seixos. Acrescentou ainda, que a predominância de zirconita nas amostras indica um ambiente diferente do eólico atribuído por RANZANI *et alii* (1968).

SANGLADE WINKELJOHANN (1975) estudou em perfis de solos da série Guamium, as variações das relações areia muito fina/areia grossa, e, na fração pesada da areia muito fina, as relações Z/R , $Z/R+T$ e $Z/R+Z$. Concluiu que estes solos são provenientes de sedimentos retrabalhados e que as relações entre minerais pesados confirmam descontinuidades litológicas nos perfis.

A aplicação das relações Z/T , $Z/T+R$ e E/R foram de primordial importância para que BONI (1976) confirmasse descontinuidades litológicas e sugerisse a existência de outras, quando analisou a fração grosseira de três tipos de solos do município de São Pedro (SP).

Estudando os minerais pesados de solos da Formação Bauru, SUGUIO e COIMBRA (1976), utilizaram alguns índices, calculados para melhor interpretar as assembléias de minerais pesados encontrados, quanto à maturidade mineralógica:

$$a) I = Z + T + R \text{ (índice ZTR)} - \text{índice demonstra}$$

tivo de maturidade mineralógica, correspondente à soma das porcentagens relativas de zircão, turmalina e rutilo, entre os minerais pesados transparentes não micáceos.

$$b) I = \frac{H+E}{Z+T} \quad \text{onde: H= Hornblenda}$$

$$c) I = \frac{H+E+G}{Z+T+R} \quad \begin{array}{l} E= \text{Epídoto} \\ G= \text{Granada} \\ A= \text{Augita} \\ Z= \text{Zircão} \\ T= \text{Turmalina} \\ R= \text{Rutilo} \end{array}$$

$$d) I = \frac{E+G+A}{Z+T+R}$$

Os últimos índices, onde minerais pesados instáveis são colocados no numerador e estáveis no denominador da fração, servem para indicar a maturidade granulométrica, sendo que quanto maior o valor da fração, menor será a maturidade.

GALHEGO (1977) confirmou a importância das relações Z/T e E/Z ao caracterizar uma descontinuidade litológica em solos de uma topossequência no município de Botucatu(SP) estudada pelo autor, comprovando hipótese levantada no campo por TOSIN (1972). Ao mesmo tempo identificou uma contribuição dos sedimentos eólicos da Formação Botucatu a um dos perfis estudados, face ao aspecto típico de desgaste pelo vento exibido pelos grânulos minerais.

Por sua vez, KÜPPER (1978), comparando dois per

fis de solo da região da Serra da Mantiqueira onde foram estudados parâmetros granulométricos, mineralógicos e o arredondamento de grânulos da fração areia, **sugeriu** possíveis descontinuidades litológicas nos perfis estudados, baseado na relação Z/T e linhas de seixos, mas não confirmada pela granulometria e arredondamento. Sugeriu também uma continuidade de trabalhos, objetivando verificar a ocorrência das descontinuidades e origem das linhas de seixos.

O arredondamento é o parâmetro que mostra a maior ou menor angulosidade das arestas e vértices de um grânulo mineral. Os componentes, arestas e vértices, não são medidos diretamente no grânulo, mas na sua projeção.

O estudo do arredondamento toma importância na medida em que revela se o material analisado ainda apresenta ou não indícios da sua forma original, extrapolando conclusões sobre a constituição do material de origem e a distância que o material analisado percorreu para adquirir uma determinada forma.

O estudo inicial comparativo entre o arredondamento de grânulos minerais e seu transporte foi estudado por Sorby em 1879 (KRUMBEIN e PETTIJOHN, 1938), classificando grânulos de areia em cinco classes de arredondamento. Tiskell (TWENHOFEL e TYLER, 1941) e WADELL(1932, 1935) apresentaram con

ceitos diferentes de arredondamento, sendo que KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938) julgaram que os grânulos devem ser desenhados para o método de Wadell; mas sugeriram uma simplificação em sua aplicação, por ser um pouco demorada. Exames visuais de graus de arredondamento ou de esfericidade de partículas e suas variações com relação aos observadores, foram estudados estatisticamente por ROSENFELD e GRIFFITHS (1953), sendo que cinquenta ou mais partículas podem ser consideradas representativas, porque os erros de estimação são plenamente compensados.

CARVALHO (1954) escolheu o método de Wadell para verificar o grau de arredondamento de grãos de quartzo do arenito Botucatu, por julgar ser o que melhor exprime a angulosidade média do grão, pois consiste na relação entre a angulosidade e o número dos "cantos".

PETTIJOHN (1957) apresentou uma classificação para arredondamento, baseado nos estudos de Wadell, que é aceita e usada atualmente.

BJORNBERG (1959) estudando rochas clásticas do planalto de Poços de Caldas, fez a determinação do arredondamento pelo método de Wadell utilizando quarenta (40) grânulos de cada fração.

Krumbein e Sloss (BREWER, 1964), a fim de evitar

dificuldades que os métodos preconizados por Wadell apresentam em relação ao arredondamento e esfericidade, elaboraram uma carta para avaliação visual de arredondamento, também muito utilizada atualmente.

MARCONI (1969) efetuou medições de arredondamento em partículas de solos formados sobre o arenito Botucatu, empregando a carta de comparação visual de Krumbein e Sloss.

MARCONI *et alii* (1970) estudando através da carta de comparação visual de KRUMBEIN e SLOSS (1963), os efeitos do dia de observação, efeito de operadores e tamanho de amostra e grânulos na determinação do arredondamento de grânulos da fração areia de solos do arenito Botucatu, obtiveram os seguintes resultados:

a) para todas as frações e tanto para amostras de 25 como de 50 grânulos, o efeito de repetição é nulo.

b) o efeito significativo ocorre em relação aos observadores na determinação de arredondamento, quando o estudo dos grânulos atinge as frações mais finas, tanto para 25 como para 50 grânulos.

c) tanto para amostras de 25 como de 50 grânulos, o efeito do número de grânulos é praticamente o mesmo, pois observa-se que a estimativa desse componente é da mesma ordem de grandeza para as três frações e para os dois tamanhos de amostras.

tras.

d) na determinação do arredondamento através de comparação visual de KRUMBEIN e SLOSS (1963), o uso de amostras de 25 grânulos é suficiente, sendo que as medições podem ser feitas em dias diferentes e cuidados com observadores devem ser tomados em relação às frações média e fina.

PARAGUASSU (1970/1971) estudando sedimentitos aquosos da Formação Botucatu em São Paulo, notou uma contribuição eólica em algumas amostras, devido ao elevado grau de arredondamento e foscagem dos grânulos arenosos.

WERNICK *et alii* (1972) apresentam um estudo comparativo entre as formas geométricas de grânulos de quartzo dos arenitos Botucatu e Bauru e tentam, a partir dos resultados, caracterizar a distribuição energética relativa ao ambiente fluvial e eólico. As conclusões a que chegam são:

a) maior taxa de formas arredondadas no arenito Botucatu em relação ao arenito Bauru;

b) devido a fatores limitantes difíceis de serem fixados, a análise energética obtida no trabalho deve ser considerada individualmente para cada fluido.

RODRIGUES (1979), em dois perfis de Latosol Roxo

do Município de Piracicaba (SP), formulou a hipótese de descontinuidade litológica sugerida pelo comportamento dos minerais pesados em um dos perfis. Considerou entretanto, que a hipótese podia ser descartada em face dos valores uniformes de arredondamento de grânulos de quartzo em ambos os perfis.

A aplicação de parâmetros estatísticos na interpretação de análises granulométricas de sedimentos e solos tem aumentado consideravelmente, desde o trabalho pioneiro de Udden (1898, 1914) (*in* FOLK, 1966). O maior interesse da aplicação desses parâmetros é o estudo da uniformidade do material de origem e do tipo de transporte sofrido pelos sedimentos que deram origem ao solo e depósitos sedimentares recentes. Assim, autores como KELLER (1945), Mason e Folk (*in* FOLK, 1966) estudam esses parâmetros relacionando praias e dunas; FRIEDMAN (1961) relaciona sedimento de rios, praias e dunas, enquanto Rogers e Strong (1959) (*in* FOLK, 1966) comparam praias e dunas.

A utilização dos diversos parâmetros, grau de seleção, grau de assimetria, média e curtose, varia de autor para autor na literatura consultada. Para Mason e Folk (1958) (*in* FOLK, 1966) os melhores parâmetros para verificação dos ambientes de deposição de sedimento são o grau de assimetria e a curtose, no que são seguidos por FRIEDMAN (1961) que, além de confirmar as conclusões desses autores, utiliza também o diâmetro médio em seus estudos.

Atualmente os parâmetros de análise estatística são calculados com base em dados extraídos graficamente de curvas acumulativas de distribuição de frequência das amostras analisadas, com base na escala ϕ de KRUMBEIN (1934) com aplicação nas fórmulas propostas por FOLK e WARD (1957).

PARAGUASSU (1968) salientou que os métodos estatísticos aplicados à sedimentologia, além de possibilitarem uma interpretação mais segura da distribuição granulométrica em sedimentos, também fornecem condições para interpretar microambientes de deposição.

MARCONI (1969) estudou a composição mineralógica qualitativa e quantitativa das frações leve e pesada, assim como parâmetros granulométricos de seis séries de solos do município de Piracicaba (SP), verificando que a fração leve é constituída predominantemente de quartzo arredondado e que os minerais da fração pesada (zirconita e turmalina) são considerados bem arredondados. A partir dessas observações, conclui serem os solos originados do arenito Botucatu.

BÓSIO e LANDIM (1970/1971) estudando sedimentos da Formação Caiuã (Arenito Caiuã), chegaram à conclusão de que o ambiente de deposição desse arenito é fluvial e não eólico como alguns autores defendem. Notaram ainda, que a forma e

arredondamento dos grãos são bastante semelhantes aos do Arenito Botucatu, porém com melhor grau de seleção, levando a concluir uma ligação genética entre ambas as formações, ou seja, os sedimentos Caiuá teriam sido o produto de retrabalhamento do Arenito Botucatu.

Através da aplicação de parâmetros granulométricos e mineralógicos e de tratamentos estatísticos em arenitos das Formações Furnas, Rio Bonito e Botucatu da Bacia Sedimentar do Paraná, SUGUIO *et alii* (1974) testaram e confirmaram a hipótese inicial da existência de retrabalhamentos sucessivos na sedimentação desses arenitos, bem como estabeleceram ambientes de deposição para esses materiais. Além disso, confirmaram a importância de análises de frequência do tipo forma/arredondamento/grau de alteração dos minerais pesados, na correlação e diferenciação desses arenitos.

Completando trabalhos já realizados no setor semi-árido da bacia do rio de Contas e seus afluentes (BA), ALMEIDA (1976) estudou condições hidrodinâmicas e paleoclimáticas do ambiente de deposição e utilizou-se da composição mineralógica pesada da fração fina de depósitos aluviais. Observou que a concentração das espécies minerais reflete a litologia da região e que a forte porcentagem de espécies minerais instáveis sugere a ocorrência de várias fases de semi-aridez, permitindo a evacuação e deposição das diversas associações minerais en-

contradas em etapas sucessivas.

ALTAFIN (1977) estudando parâmetros estatísticos da fração maior que 4ϕ de solos desenvolvidos sobre o arenito Bauru e comparando com os resultados de ARID *et alii* (1975) em frações menores que 4ϕ , chegou a conclusão que as frações por ele estudadas são mais estáveis, não se movimentam de um horizonte para outro e podem fornecer indícios do ambiente original, como também fornecer dados para o estudo da uniformidade do material de origem dos horizontes de solos.

Com o propósito de analisar diferenças granulométricas nos sedimentos eólicos da Formação Botucatu, na quadrícula de Piracicaba (SP), bem como nos solos sobre eles assentados, BONI (1977) constatou significância nas variações de distribuição granulométrica entre os solos e o material subjacente. Sugeriu também, com base na análise dos parâmetros estatísticos, que o processo deposicional foi apenas eólico, uma vez que não há distinção de populações granulométricas diferentes.

Estudando a granulometria e mineralogia de três solos classificados como Latosolo Vermelho-Amarelo, da região do médio rio São Francisco (BA), MARCONI e ABRAHÃO (1977) concluem diante da assimetria negativa das curvas de frequência de tamanho de grânulos e o selecionamento moderado, que o trans

porte foi por água e que o material de origem desses solos de riva de rochas ígneas e metamórficas, tendo porém participado de mais de um ciclo de sedimentação.

Com relação aos solos da área, são poucos os trabalhos encontrados na literatura. Segundo a Comissão de Solos do CNEPA (BRASIL-M.A., 1960) a região ocupada pela Bacia do Ribeirão do Lobo, que se localiza nos municípios de Brotas e Itirapina (SP), apresenta as seguintes classes de solos: Terra Roxa Estruturada, Latosolo Vermelho-Amarelo fase arenosa, Regosol e Solos Hidromórficos.

Com a finalidade de fornecer elementos básicos para a pesquisa ecológica, FREIRE *et alii* (1978) abordaram uma revisão das informações referentes aos solos classificados pela Comissão de Solos do CNEPA (BRASIL-M.A., 1960), bem como identificaram outros solos na área ocupada pela Bacia do Ribeirão do Lobo.

ALOISI *et alii* (1978), ao estimarem parâmetros estatísticos da fração areia obtida nos horizontes de dois perfis de Regassóis da região do cerrado de São Carlos (SP), obtiveram os seguintes resultados:

a) transporte fluvial como a origem de formação desses solos;

b) pequenas variações granulométricas, indicando relativa homogeneidade entre horizontes.

Mais recentemente, em 1981, o Instituto Agronômico (Divisão de Solos - Seção de Pedologia), através de um convênio com a EMBRAPA e Secretaria da Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo, publicou três mapas pedológicos, sendo um deles referente à Quadrícula de São Carlos(SF. 23-Y-A-I). Os respectivos boletins encontram-se em fase de redação ou impressão.

3 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

3.1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA

A Bacia do Ribeirão do Lobo se localiza na região centro-leste do Estado de São Paulo (Fig. 1), entre os municípios de Brotas e Itirapina e as coordenadas geográficas extremas: $22^{\circ}10'$ e $22^{\circ}20'$ de latitude Sul e $47^{\circ}45'$ e $47^{\circ}55'$ Oeste de Greenwich, tendo por base a Folha SF 23-M.100 (1968) editada pelo Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo.

O Ribeirão do Lobo é um dos formadores pelo lado esquerdo, do Rio Jacaré-Guaçu, afluente da margem direita do Rio Tietê (VILLELA e MATTOS, 1975), constituindo, portanto, uma sub-bacia do sistema Paraná-Tietê.

A privilegiada posição geomorfológica da região,

aliada à excelente rede de drenagem dessa bacia de 21149,375ha de área, possibilitou a formação da Represa do Lobo em 1936, através do represamento do Ribeirão do Lobo e seus afluentes.

3.2. CLIMA

O clima da região segundo CAMARGO *et alii* (1974) baseado na classificação de Koeppen, é do tipo Cwb, isto é, mesotérmico de inverno seco, em que a temperatura média do mês mais quente (janeiro) não atinge 22°C.

O mês mais seco é julho, que é o mais frio, com temperatura média ao redor de 16,5°C.

O regime pluviométrico da região oscila entre 1400 e 1500mm, sendo que o mês que mais contribui com esse indice é janeiro, em que a precipitação é cerca de dez vezes maior do que a de julho (FREIRE *et alii*, 1978).

Por sua vez, TOLENTINO (1967) classificou o clima da região dentro de diversos esquemas:

a) Segundo Koeppen: Cwai-Awi, isto é, clima quen

te de inverno seco para clima tropical com verão úmido e inverno seco;

b) Segundo Thorntwaite: BB'W, isto é, úmido mesotermal com deficiência de umidade no inverno;

c) Segundo Serebrenick: TUV⁰, isto é, tropical úmido com verão chuvoso e chuvas abundantes na primavera. Provavelmente, um tipo de transição tUV⁰, isto é, temperado úmido.

3.3. RELEVO

Considerado como um dos principais fatores de formação de um solo, o relevo tanto contribui na diferenciação de propriedades dos solos oriundos de um mesmo material de origem, como também influi na gênese de solos de uma topossequência, pela contribuição de materiais subjacentes trazidos por ação eólica e/ou aluvionar, sendo portanto, importante seu detalhamento em qualquer trabalho científico.

De acordo com ALMEIDA (1964), a Bacia do Ribeirão do Lobo se inclui na província de cuevas arenito-basálticos, formadas no arenito Botucatu e onde as variações de espessura do derrame basáltico são responsáveis pelo desnível de 300 a 500 metros observados na escarpa em território paulista. Quanto mais delgadas as intercalações, maior festonamento se

verifica no rebordo da cuesta (Serra do Itaqueri) (BRASIL-D.N.P.M., 1979).

O topo da cuesta está nivelado ao nível da superfície das cristas médias e quando esta superfície de erosão coincide com a superfície estrutural, há o descapeamento das camadas superiores areníticas com a exposição do basalto, o qual, ao se decompor, cria manchas de terras roxas, de importante valor econômico regional (BRASIL-D.N.P.M., 1979).

Devido ao declive de leste para oeste, resultou na região uma ampla bacia aberta para oeste e circundada por morros que caracterizam a topografia da região (MARINS, 1975).

Segundo TRINDADE (1980), a Bacia do Ribeirão do Lobo, está limitada pelas cuestas da Serra de São Carlos e Serra do Itaqueri, onde os Morros Baú e Pelado representam, isoladamente, a erosão nesta última.

Nas regiões mais planas, considerando-se uma catena no sentido leste-oeste, a partir do topo em direção à Represa do Lobo, encontra-se a seguinte distribuição teórica das unidades de mapeamento: Latosol Vermelho-Amarelo fase arenosa, Areia Quartzosa e Aluviões Hidromórficos (FREIRE *et alii*, 1978). Continuando seus trabalhos, esses mesmos autores relatam que nas partes mais acidentadas, considerando-se uma seqüência de

solos no sentido sul-norte, a partir do topo em direção a represa, ocorrem as unidades de mapeamento classificadas como Podzólico Vermelho-Amarelo, Terra Roxa Estruturada, Latosol Vermelho Escuro fase arenosa, Latosol Vermelho-Amarelo fase arenosa, Areia Quartzosa e Solos Orgânicos.

Com relação à altimetria da Bacia, altitudes máximas são encontradas nas proximidades da nascente do Ribeirão do Lobo (970m) e da nascente do Ribeirão Itaqueri (945m) e a altitude mínima é observada próximo à cabeceira da represa, entre os ribeirões do Lobo e Itaqueri (700m).

3.4. VEGETAÇÃO

Segundo LIMA (1966), o cerrado ocupa uma grande parte da área englobada pelos estados do centro-leste e do sul do Brasil, sendo caracterizada por uma formação não florestal herbáceo-lenhosa, herbáceo-arbustiva, com árvores perenifólias que denunciam condições ambientais muito severas e cuja origem pode estar relacionada ao clima ou à pobreza do solo sobre o qual se desenvolvem.

Esse tipo de vegetação ocorre na região de São Carlos em uma faixa alongada, localizando-se em solos pertencentes às unidades de mapeamento Latosol Vermelho-Amarelo, fase

arenosa e Areia Quartzosa (FREIRE *et alii*, 1978).

TRINDADE (1980) cita que solos classificados como Latosol Vermelho-Amarelo, fase arenosa, Areia Quartzosa e Terra Roxa Estruturada estão sendo utilizados para reflorestamento com pinheiros e eucalíptos, e que áreas mais férteis de Terra Roxa Estruturada estão sendo utilizadas para cultivo de plantas de ciclo curto.

A exposição de camadas basálticas possibilita o aparecimento de solos mais férteis na paisagem formada pelas escarpas, possibilitando a substituição do cerrado pela mata. A existência de testemunhos de vegetação primária na área tende a diminuir ou mesmo desaparecer com o desenvolvimento da região (SOUZA, 1977).

3.5. GEOLOGIA

A descrição detalhada das formações geológicas existentes na área em estudo visa fornecer dados a outros setores de estudo que inquestionavelmente se interrelacionam, como o agrônômico e geológico. Reputamos do mais alto interesse esse contato, pois sem a observação de fatos geológicos aqui ocorrentes, seria o mesmo que "contribuirmos sem uma base segura".

Por isso passa-se a descrever as formações geológicas existentes na Bacia da Represa do Lobo, com base na CARTA GEOLÓGICA DO PROJETO SAPUCAÍ-FOLHA DE CAMPINAS SF-23-Y-A (BRASIL-D.N.P.M., 1979) (Fig. 2):

Formação Botucatu (Grupo São Bento)

Na área da Bacia do Ribeirão do Lobo, ocorrem rochas da Formação Botucatu com maior representatividade horizontal que as demais formações, representando um fator importante no fornecimento de minerais aos solos e sua consequente diferenciação genética.

Esta formação é constituída de arenitos róseos, avermelhados e esbranquiçados, finos a médios e também muito finos, apresentando na base corpos de arenitos conglomeráticos e conglomerados. Segundo Paraguassu (1972) (*in*: SOARES *et alii*, 1973), o processo de silicificação apresentado em algumas áreas por esses arenitos, é considerado recente e a cimentação foi efetivada por precipitação de sílica contida em solução nas águas subsuperficiais, ocorrendo mais comumente em camadas de arenito de pouca espessura, intercaladas entre os magmatitos da Formação Serra Geral.

Segundo SOARES (1975), a Formação Botucatu apresenta espessura bastante variável, sendo a média da ordem de

50 a 70m e máxima de 150m. O autor ainda expõe que o contato inferior da Formação Botucatu com a Pirambóia é considerado concordante, apresentando uma exposição nas imediações da Serra do Itaqueri. O contato superior com as rochas basálticas da Formação Serra Geral é discordante.

Devido suas características litológicas e sedimentares, a citada formação, de idade juro-cretácea, permite que vários autores sugiram um ambiente de sedimentação desértico, eólico, ocorrendo, na parte basal, depósitos de origem torrencial e, mais raramente, depósitos lacustres, no topo (BRASIL-D.N.P.M., 1979).

Formação Serra Geral (Grupo São Bento)

Consultando BRASIL-D.N.P.M., 1979, nota-se que a Formação Serra Geral (Jurássico-Cretáceo inferior) é caracterizada por uma sequência de lavas basálticas, toleíticas, de textura afanítica e cor cinza escura a preta. Próximo à base ocorrem intercalações de arenitos finos a médios com estratificação cruzada, semelhante aos da Formação Botucatu. Soleiras e diques de diabásio, associados aos derrames são bastante comuns na área, ocorrendo com maior frequência em direção à borda da Bacia do Paraná.

Segundo ANDRADE e SOARES (1971), a espessura má

xima dos derrames inferiores é de aproximadamente 100m, enquanto que a espessura máxima da formação é de 400m, medida na Serra de Botucatu.

As rochas pertencentes à Formação Serra Geral repousam discordantemente sobre as da Formação Botucatu e outras rochas mais antigas, enquanto que o contato superior com a Formação Bauru é feito através de discordância erosiva.

Formação Bauru

Capeando discordantemente as eruptivas básicas da Formação Serra Geral, estão as rochas pertencentes à Formação Bauru, constituída predominantemente de arenitos, com ocorrências de siltitos, argilitos e conglomerados. Os arenitos são róseos, avermelhados e esbranquiçados, de granulação média, às vezes grosseiros e conglomeráticos, feldspáticos, pouco a moderadamente calcíferos, com teor de matriz argilosa bastante variável (BRASIL-D.N.P.M., 1979).

ANDRADE e SOARES (1971) concluem que a espessura da Formação Bauru na região centro-leste do Estado de São Paulo é inferior a 100m, e que as principais faixas contínuas de ocorrência distribuem-se em torno da cidade de São Carlos e entre as cidades de Itaqueri da Serra e São Pedro.

DUARTE (1980) localiza afloramentos de conglomerados desta formação nas bordas da Serra do Itaqueri e arredores da cidade de Itaqueri da Serra, sendo constituídos de seixos de quartzo e quartzito extremamente cimentados por sílica. Ocorre geralmente jazendo sobre a Formação Serra Geral e, em alguns locais o Arenito Bauru repousa diretamente sobre a Formação Botucatu.

Formação Pirambóia (Grupo São Bento)

As rochas de Formação Pirambóia constituem-se de arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados e róseos, médios a muito finos com grãos sub-arredondados e intercalações de siltitos e argilitos, sendo que SOARES (1972) atribui a esta unidade uma idade que vai do Triássico Inferior ao Jurássico Superior, com ambiente de sedimentação subaquoso, lacustre e/ou fluvial.

O contato inferior é uma discordância erosiva esculpida, em grande parte, na Formação Estrada Nova e com base na citação de DUARTE (1980), acima dos sedimentos aquosos ocorrem arenitos róseos e amarelados, finos a médios, com grãos foscos e proeminente estratificação cruzada, característica da Formação Botucatu.

Depósitos aluviais recentes

Os depósitos aluvionares recentes da Bacia do Ribeirão do Lobo são provenientes da erosão das rochas das formações geológicas existentes na região, cada uma contribuindo para a formação de camadas superficiais de solos com propriedades distintas, conjuntamente com os demais fatores formadores do solo.

MARINS (1975) descreve a existência de uma superfície de aproximadamente 9km² de sedimentos holocênicos (cascalhos, areias, siltes, argilas) na área da represa e adjacências.

4 - MATERIAL

4.1. SOLOS

Para o presente trabalho foram selecionados e coletados amostras de três perfis de solos da Bacia da Represa do Lobo, classificados por FREIRE *et alii* (1978) como Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (P₁), Areia Quartzosa Hidromórfica (P₂) e Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (P₃). (Fig. 3).

A localização dos perfis de solos estudados, está indicada na figura 4.

Perfil P₁

Classificação: Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Distrófica, álica, A fraco.

Localização: Margem direita da Bacia da Represa do Lobo, na estrada municipal de São Carlos a Itirapina, distante 6 km da barragem, na área pertencente ao Horto Florestal.

Geologia: Grupo São Bento com recapeamento de sedimentos Cenozóicos arenosos.

Relevo: Subnormal, composto, ligeiramente ondulado que termina em extensa área plana.

Topografia: Terço inferior de extensa elevação, cujo declive é de 2%.

Material de Origem: Sedimentos Plio-Pleistocênicos.

Drenagem: Bem drenado.

Erosão: Laminar ligeira.

Vegetação: Reflorestamento com Pinus.

Altitude aproximada: 770 m.

Morfologia:

A₁ 0-15cm, pardo escuro (7,5YR 4/2), desuniforme, com bolsas de areia lavada r $\ddot{o}$ sea, pequenas, abundantes; areia, maciço que se rompe em granular, m $\acute{e}$ dia, muito fraca; macio, muito fri $\acute{a}$ vel, n $\tilde{a}$ o pl $\acute{a}$ stico e n $\tilde{a}$ o pegajoso; macroporosidade muito abundante; ra $\acute{i}$ zes finas e grossas muito abundantes, transiç $\tilde{a}$ o plana, difusa.

A₃ 15-75cm; pardo avermelhado escuro (5YR 3/4), desuniforme com bolsas de areia lavada r $\ddot{o}$ sea, pequenas, abundantes; areia barrenta; maciço que se rompe em blocos irregulares, m $\acute{e}$ dios, fracos; maciço, muito fri $\acute{a}$ vel, n $\tilde{a}$ o pl $\acute{a}$ stico e n $\tilde{a}$ o pegajoso; macroporosidade comum; ra $\acute{i}$ zes finas e grossas abundantes; transiç $\tilde{a}$ o suave, gradual.

C 75-160⁺ cm; pardo avermelhado (5YR 4/4), areia barrenta; maciço poroso; maciço, muito friável; não plástico e não pegajoso; raízes grossas abundantes; macroporosidade comum.

Perfil P₂

Classificação: Areia Quartzosa Hidromórfica Distrófica, álica, A fraco.

Localização: Margem direita da Bacia da Represa do Lobo, na estrada municipal São Carlos a Itirapina, distando 7 km da barragem.

Geologia: Formação Serra Geral.

Relevo: Subnormal, plano, horizontal.

Topografia: Plana, horizontal.

Material de Origem: Sedimentos arenosos Plio-Pleistocênicos.

Drenagem: Impedida.

Erosão: Não aparente.

Vegetação: Gramíneas de porte baixo e médio, típicas de solos com excesso de água.

Altitude aproximada: 720 m.

Morfologia:

A_p 0-20 cm; cinza muito escuro (10YR 3/1), desuniforme, com estratificação de areia lavada e cascalho de quartzos, esparsos, abundantes; areia, maciço, que se rompe em granular, média, fraca; ligeiramente duro, friável, não plástico e não pegajoso; raízes grossas esparsas e raízes finas abundantes; transição plana, difusa.

A₃ 20-45 cm; pardo escuro (10YR 4/3), com manchas pardo avermelhadas escuras (2,5YR 3/4), médias, abundantes; areia; maciço, que se rompe em blocos irregulares pequenos, muito fracos; muito friável, não plástico e não pegajoso; raízes grossas comuns e raízes finas muito abundantes; transição plana, difusa.

C 45-60+ cm; pardo acinzentado escuro (10YR 4/2), com manchas pardo forte (7,5YR 5/6); areia; maciço, que se rompe em blocos irregulares, pequenos, muito fracos; muito friável, não plástico e não pegajoso; raízes finas, comuns.

Perfil P₃

Classificação: Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica Distrófica, álica, A fraco.

Localização: Cabeceira da Bacia da Represa do Lobo.

Geologia: Grupo São Bento com recapeamentos Cenozóicos arenosos.

Relevo: Normal, suavemente ondulado, com declives longos, concavos, uniformes.

Topografia: Terço inferior de extensa elevação suave, cuja declividade é de 3%.

Material de Origem: Sedimentos Plio-Pleistocênicos.

Drenagem: Bem drenado, apesar da compactação superficial moderada.

Erosão: Laminar ligeira, com sulcos rasos, pouco frequentes e sulcos médios ocasionais.

Vegetação: Cerrado com árvores de pequeno porte, suberosas e tortuosas. Vegetação rasteira de gramíneas, palmáceas e bromeliáceas.

Altitude aproximada: 790 m.

Morfologia:

*A*₁ 0-30 cm; vermelho fraco (2,5YR 4/2), com marchetamentos e veias abundantes de areia lavada rosea (2,5YR 5/2); areia barrenta; maciço, que se rompe em granular ou blocos, pequenos, muito fracos; ligeiramente duro, firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes finas muito abundantes; porosidade elevada; locas biológicas pequenas, esparsas; carvões pequenos, comuns; transição plana, gradual.

*A*₃ 30-45 cm; pardo avermelhado (2,5YR 4/4), salpicado com grãos de areia lavada; areia barrenta; maciço, com tendência a romper-se em blocos, médios a grandes, muito fracos; duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes abundantes; carvões pequenos, comuns; transição plana, gradual.

(*B*)₁ 45-65 cm; pardo avermelhado (2,5YR 4/4), com manchas vermelho ferrugem (2,5YR 3/2), abundantes e areia lavada abundante; areia barrenta; maciço, que se rompe em blocos, médios e pequenos, fracos, duro, firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes abundantes; porosidade elevada; locas biológicas pequenas abundantes; transição plana, difusa.

(*B*)₂ 65-95 cm; vermelho amarelado (5YR 4/6), com manchas cinza avermelhado escuro (5YR 4/2), pequenas, esparsas, com aspecto de cerosidade e areia lavada abundante; areia barrenta; maciço, com tendência a romper-se em blocos, pequenos, moderados, duro, firme, ligeiramente pegajoso e ligeiramente

plástico; raízes abundantes; transição plana, di
fusa.

B/C 95-125 cm; vermelho amarelado (5YR 4/6), salpicado de areia lavada; barro arenoso; maciço poroso; duro, fir
me, plástico e pegajoso; raízes abundantes; lo
cas biológicas pequenas, comuns; transição pla
na, difusa.

C 125-180+ cm; vermelho amarelado (5YR 4/6), com veias verme
lhas (2,5YR 4/8), esparsas; barro arenoso; maci
ço poroso; duro, firme, plástico e pegajoso; raí
zes pouco abundantes.

4.2. INSTRUMENTAL

4.2.1. Peneiras

As análises para o estudo da distribuição granu-
lométrica das amostras foram realizadas pelos processos conven
cionais, adotando-se o método do peneiramento para as partícu
las maiores que 0,062mm de diâmetro, com intervalo entre as
peneiras de 1 ϕ .

4.2.2. Instrumental óptico

Para a identificação dos minerais e avaliação do
grau de arredondamento dos grânulos de quartzo foi utilizado
um microscópio de polarização de origem alemã, fabricação Carl
Zeiss. Para a determinação de birrefringência foi utilizado

o compensador de Berek.

4.2.3. Centrífuga

Como prática padrão em um exame mineralógico da fração areia, os minerais foram separados pelo seu peso específico (leves e pesados), através da utilização de uma centrífuga, marca Internacional nº 2.

5 - MÉTODOS

5.1. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A composição granulométrica foi determinada pelo método da pipeta, segundo KILMER e ALEXANDER (1949), utilizando hexametafosfato de sódio como agente dispersante. A fração areia, após a separação das demais frações por tamisação em via úmida, foi separada nas suas sub-frações por via seca, utilizando-se peneiras de malhas 2,0mm; 1,0mm; 0,5mm; 0,25mm; 0,105mm e 0,053mm.

A fração argila foi determinada pelo método da pipeta, enquanto que a fração silte foi obtida por diferença.

5.2. PREPARO DAS AMOSTRAS

5.2.1. Separação da fração areia total

De cada uma das amostras coletadas, foram separados 10g de T.F.S.A. que foram utilizadas na análise granulométrica e na determinação do grau de arredondamento. Essas amostras foram colocadas em frascos erlenmeyer com água destilada e posteriormente acondicionadas em um agitador rotativo com baixa rotação e agitadas durante 15 minutos. Em seguida, argila e silte foram eliminados através da peneira de malha 0,053 mm, sob jato d'água. Tal procedimento foi repetido até que todo o sobrenadante fosse retirado, sobrando apenas a fração areia total que, ato contínuo, foi submetida a tratamentos para eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livres.

5.2.2. Eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livres

A eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro livres se prende ao fato de que esses materiais agem como agente cimentante e capeador das partículas do solo, dificultando o estudo petrográfico (JEFFRIES e JACKSON, 1949) e JACKSON (1956).

Por isso, e seguindo recomendações do segundo autor, a eliminação da matéria orgânica cimentante foi efetuada

tratando-se a fração areia total com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 30% em meio ligeiramente ácido, primeiramente a frio e posteriormente por aquecimento em banho-maria. Novas adições de H_2O_2 foram feitas até que não houvesse mais matéria orgânica nas amostras, fato esse notado pela ausência de efervescência na amostra ao contato com o H_2O_2 .

A remoção dos óxidos de ferro livres foi feita pelo método do ditionito-citrato-bicarbonato de sódio na amostra isenta de matéria orgânica, descrito por AGUILERA e JACKSON (1953).

5.2.3. Separação das frações leve e pesada e montagem das lâminas

A fração mineralógica pesada foi obtida da fração areia muito fina por ser imediatamente abaixo da fração modal da areia (fina) e por se esperar que parte do resíduo pesado se concentre por densidade, na fração areia muito fina (RUBEN, 1933).

Normalmente, zirconita e rutilo são mais frequentes na fração muito fina de sedimentos e solos, enquanto turmalina e estaurolita se encontram na fração areia fina.

O material empregado na separação dos leves e pe

sados foi bromofórmio ($d = 2,85$), funis separadores de haste longa (KRUMBEIN e PETTIJOHN, 1938) e gelo seco (WILDING, 1965).

O material era acondicionado em tubo de centrífuga, onde, após a adição de bromofórmio, era levado para centrifugação numa rotação de 3000rpm, durante 10 minutos. A parte inferior do tubo de centrífuga, contendo a fração pesada, era imersa em gelo seco. Esse procedimento permitia a separação da fração leve da parte superior, pelo congelamento da inferior. O sobrenadante dessa amostra era filtrado e levado à estufa a 110°C . O conteúdo da parte inferior, após o descongelamento, sofria sucessivas lavagens com acetona, para eliminação do excesso de bromofórmio, seguindo-se a filtragem e secagem. Após esta, a separação dos minerais magnéticos foi efetuada com auxílio de um ímã. As lâminas permanentes das frações leve e pesada foram montadas em Lakeside 70.

5.3. ANÁLISE MINERALÓGICA

Na determinação da composição mineralógica, foram identificados e quantificados os minerais transparentes. Embora presentes em quantidades apreciáveis nas amostras, os opacos não foram considerados em face da natureza do trabalho.

Adotou-se como representativa dos horizontes,

amostras de 300 grânulos. Nos casos em que o resíduo pesado não atingia 300 grânulos, analisou-se toda a lâmina.

5.4. ARREDONDAMENTO

No estudo do arredondamento utilizou-se a técnica da comparação visual de grânulos com a carta de arredondamento, constituída segundo valores obtidos por WADELL (1932) e adaptada por PETTIJOHN (1957). Nas amostras contendo a fração leve, foram estudados 100 grânulos individuais, baseado na afirmação de SUGUIO (1973) de que valores médios baseados em cinquenta ou mais partículas tendem a ser representativos porque os erros de estimação são plenamente compensados pelo possível engano do observador em confundir grãos de alta esfericidade com grãos bem arredondados. Por outro lado, MARCONI *et alii* (1970), utilizando amostras de 25 grânulos, demonstraram que esse número é suficiente para uma segura análise desse parâmetro.

5.5. ANÁLISE ESTATÍSTICA

Para o estudo da uniformidade dos perfis dos solos e ambientes de deposição os autores tem se utilizado dos parâmetros estatísticos com relação à distribuição granulométrica.

Foram construídas curvas acumulativas com os valores de frequências percentuais de peso das diferentes subfrações granulométricas da fração areia total de todos os horizontes estudados. As frações silte e argila não foram consideradas por apresentarem uma maior mobilidade ao longo do perfil, podendo com isso alterar os resultados reais que essa curva possa apresentar. Dessas curvas, obtiveram-se os diâmetros para os cálculos estatísticos dos parâmetros de FOLK & WARD (1957) em uma tentativa de se encontrar valores padrões característicos para cada unidade.

6 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Os dados de análise granulométrica constam das tabelas 1 e 2.

6.1.1. *Diâmetro médio (Mz)*

Sedimentologicamente, é um indicador da ordem de magnitude do tamanho das amostras, devendo-se levar em conside
ração que o tamanho médio das partículas é dependente da dis
tribuição granulométrica existente na fonte, bem como da velo
cidade do agente de deposição.

Os resultados expressos na tabela 3 mostram que o diâmetro médio (Mz) situa-se, na maioria dos horizontes, na fração areia fina, com exceção do horizonte C do Perfil P₂, on
de o valor encontrado identifica as partículas como areia mé
dia.

Nota-se ainda, que o Perfil P₃ apresenta resultados que destoam um pouco dos dois outros perfis, apresentando granulometria mais fina. Contudo, os valores encontrados não qualificam uma heterogeneidade granulométrica acentuada nem entre perfis e nem entre horizontes de um mesmo perfil.

6.1.2. Desvio padrão gráfico inclusivo (σ_I)

Trata-se de uma medida do grau de dispersão das partículas do sedimento, que fornece importantes indicações sobre a natureza e intensidade do transporte sofrido pelas partículas.

Estatisticamente, esse parâmetro mostra como é a dispersão dos dados em torno da média, sendo que, quanto menor o valor do desvio padrão menor será a dispersão dos dados em relação à média obtida.

Os graus de seleção, expressos pelos valores de desvio padrão de distribuição granulométrica (Tabela 3) mostram que dois Perfis (P₁ e P₂) são constituídos de material moderadamente selecionado, notando-se, entretanto, uma tendência para bem selecionado no Perfil P₃, chegando ao valor de 0,59 no horizonte (B)₁ desse perfil. Embora esse perfil difira um pouco dos demais, não se pode afirmar que haja diferença entre os perfis, pois os limites entre os graus de seleção são amplos, não qualificando-os como heterogêneos, tanto entre horizontes, como

entre perfis.

6.1.3. Assimetria gráfica inclusiva (SK_I)

Também calculado segundo fórmula proposta por FOLK e WARD (1957), esse parâmetro fornece um termo descritivo para o grau de assimetria do sedimento. A descrição da assimetria em termos quantitativos positivos ou negativos aliada à inclinação da cauda da curva granulométrica, poderá também fornecer informações sobre a natureza do transporte sofrido pelo material.

Os graus de assimetria dos diversos perfis (Tabela 3) exibiram valores positivos, com exceção do horizonte A_1 do Perfil P_1 .

Analisando-se individualmente cada solo, observa-se que o Perfil P_1 difere dos demais, apresentando uma cauda na curva de frequência de distribuição granulométrica voltada um pouco para o lado mais grosseiro da distribuição, o que pode ser constatado pela observação da figura 10 e da tabela 2 de distribuição granulométrica.

Por outro lado, o Perfil P_2 apresenta uma curva aproximadamente simétrica (Fig. 11), embora os valores dos horizontes A_p e C desse perfil apresentem valores baixos tendendo para uma assimetria positiva.

A curva de frequência do Perfil P₃ (Fig. 12) mostra uma tendência de deslocamento em direção às frações mais finas, o que pode ser comparado com a diminuição dos valores percentuais das frações areia muito grossa e grossa, expressos na tabela 2.

6.1.4. Curtose (K_G)

O grau de agudez das curvas de frequência será indicado pela medida de curtose. A natureza platicúrtica, mesocúrtica ou leptocúrtica do sedimento ou do solo, permitirá inferir conclusões sobre a seleção dos sedimentos e, juntamente com a assimetria, levará a conclusões sobre o ambiente de deposição das amostras em estudo.

Para o Perfil P₁, os valores de K_G superiores a 1,0 indicam melhor selecionamento do material, confirmado pelas curvas leptocúrticas dos horizontes deste perfil (Fig. 10).

No Perfil P₂ os horizontes Ap e A₃ apresentam curvas mesocúrticas (Fig. 11) com valores de K_G bem próximos de uma distribuição normal, enquanto que o horizonte C mostra uma curva leptocúrtica, indicando um melhor selecionamento do material neste horizonte.

Com relação ao Perfil P₃, nota-se que os valores de curtose estão mais próximos de uma distribuição normal mos

trados pelas curvas mesocúrticas e por um grau de seleção tendendo para bem selecionado, indicando ser este perfil o mais uniforme dos três.

6.1.5. Considerações gerais

A distribuição granulométrica das areias das amostras analisadas (Tabelas 1 e 2) mostram uma relativa uniformidade desse material nos perfis, o que pode ser também observado pela análise das curvas de frequência acumulativa dos horizontes, expressas nas figuras 5 a 9. Assim, pode-se notar que o Perfil P₃, que é o topograficamente mais elevado, apresenta uma maior concentração granulométrica nas frações mais finas, acentuadamente nos horizontes superficiais. Ao mesmo tempo, nota-se um acréscimo de material grosseiro nos perfis topograficamente inferiores (P₁ e P₂).

Analizando-se as curvas de distribuição de frequência de tamanho, nota-se uma diferenciação entre perfis, principalmente entre o Perfil P₁ e os demais. Nesse perfil a curva apresenta uma tendência para o lado mais grosseiro.

Possíveis indícios de descontinuidades litológicas observadas dos dados das tabelas 1 e 2, não são suficientemente nítidos para sugerir transições granulométricas no Perfil P₁. Esses indícios são mais nítidos no Perfil P₂, onde o exa

me dos dados sugere transição nos horizontes Ap e A₃. A confirmação dessa provável descontinuidade deverá ser feita através da análise mineralógica respectiva, principalmente dos índices entre minerais pesados.

6.2. ANÁLISE MINERALÓGICA

6.2.1. Descrição dos minerais pesados

Turmalina

As turmalinas encontradas apresentam formas em geral equidimensionais, elevado grau de arredondamento, intenso pleocroísmo e ocorrência de inclusões em muitas delas. As cores predominantes foram verdes e pardas, com poucas unidades azuis. A presença dessas espécies de turmalina indicam serem de origem metamórfica.

Zirconita

Em todos os perfis, os grânulos são arredondados, com formas variando de prismática a esférica, grânulos predomininantemente límpidos, com poucas inclusões e com predominância incolor. São típicos de rochas ígneas ácidas.

Estaurolita

Os grânulos são típicos, com formas alongadas, subarredondadas, de bordas serrilhadas, pouco pleocrônicas e ocorrendo nas cores amarela escuro (predominante), amarela e parda. Concentram-se na fração mais grosseira, juntamente com a turmalina, segundo a distribuição granulométrica normal.

Minerais opacos

Predominam em relação aos demais minerais encontrados na fração pesada (Tabelas 5 e 6, Figura 13), perfazendo em média 70% desses minerais. A magnetita é o mineral predominante, sendo identificada por separação magnética. Sua presença indica contribuição de rochas ígneas básicas, encontradas regionalmente.

6.2.2. Perfil P₁

Na literatura sedimentológica e pedológica têm sido empregadas as relações entre minerais pesados estáveis para se estudar uniformidade do material de origem e determinar possíveis descontinuidades litológicas.

No caso do Perfil P₁, ocorre uma predominância dos minerais leves em relação aos pesados, apresentando os últimos uma baixa porcentagem, entre 1,53 e 2,86, não havendo variação

significativa entre horizontes (Tabela 4, Figura 14)

Com relação aos minerais pesados, ocorre predominância de minerais opacos com teores que diminuem nos horizontes inferiores, aliados a um aumento de turmalina, e, de modo acentuado no horizonte A₃ (53,2%).

Os minerais pesados transparentes expressos percentualmente na tabela 6, foram recalculados para 100%, desprezando-se os opacos. Pela análise das tabelas 5 e 6, pode-se notar que ocorre um equilíbrio entre as várias espécies no horizonte C. Tal equilíbrio não se repete entre os minerais dos dois outros horizontes, onde os valores de zirconita, turmalina e estauroлита são totalmente diferentes. O maior desequilíbrio entre esses minerais, principalmente entre zirconita e turmalina, pode ser notado no horizonte A₃, onde ocorre diferenciação percentual máxima. A relação Z/T sugere descontinuidade litológica entre os horizontes A₃ e C (Figura 15).

Uma análise dos dados mineralógicos sugere uma possível contribuição de perfis topograficamente superiores em relação aos inferiores, bem como a ocorrência de diversos ciclos de sedimentação, pelos quais passaram os minerais pesados, com base em sua variação percentual e morfológica.

6.2.3. Perfil P_2

Os dados proporcionais entre os minerais pesados e leves do Perfil P_2 , apresentou pequena variação entre os horizontes A_p e A_3 , e, acentuada variação entre ambos e o horizonte C, onde o valor máximo de minerais pesados entre todos os perfis é atingido (Tabela 5, Figura 16).

A quantidade de minerais opacos nos horizontes deste perfil mantêm-se ao mesmo nível dos demais perfis, apenas notando-se uma elevação percentual no horizonte A_3 , podendo-se sugerir uma contribuição do perfil de posição topográfica superior.

Dos minerais pesados transparentes, a estaurolita predomina nos horizontes superficiais (A_p e A_3), decrescendo no horizonte C, acompanhado de um acréscimo de porcentagem de turmalina.

Apesar das diferenças notadas principalmente no horizonte C, a análise dos índices Z/T contidos na Tabela 5, não permite caracterizar uma descontinuidade litológica (Fig. 17). A estauroлита não foi utilizada como mineral índice por apresentar uma menor estabilidade química comparada com as da zirconita e turmalina.

6.2.4. Perfil P_3

Este perfil é o mais homogêneo dos três estudados, tanto com relação aos dados granulométricos como mineralógicos expressos respectivamente nas tabelas 2 e 6.

A variação dos percentuais de minerais leves e pesados nos horizontes do perfil é pequena, indicando uma homogeneidade neste aspecto.

O exame das porcentagens de minerais pesados no perfil não permite sugerir diferenças entre os horizontes.

A possível ocorrência de descontinuidade litológica entre $(B)_1$ e $(B)_2$, sugerida pela relação Z/T, não é confirmada pela análise granulométrica (Figura 19).

Com relação aos minerais opacos, a sua distribuição acompanha as dos outros perfis, com exceção do $(B)_2$ onde ocorre um decréscimo para 68,3% aliado a um acréscimo de zircónita (45,7%).

6.2.5. Comparação entre os Perfis P_1 , P_2 e P_3

Os dados mineralógicos, completando os granulométricos, revelam uma certa homogeneidade entre os horizontes. Valores isolados indicando descontinuidade litológica no Perfil

P₁, um acréscimo de pesados no Perfil P₂ e uma concentração maior de areia fina e argila no Perfil P₃ (Tabelas 1 e 2), não desqualificam uma homogeneidade entre os perfis.

Com relação aos minerais pesados, dados revelam serem de uma elevada estabilidade química e consequentemente de uma maturidade mineralógica elevada e bastante uniforme. O grau de arredondamento desses minerais é bem elevado, levando a conclusão que passaram por vários ciclos de sedimentação. Suas identificações revelam que originaram de rochas metamórficas (turmalina e estauroлита), ígneas (zirconita) e ígneas básicas (magnetita).

Numa análise preliminar, podem-se sugerir contribuições de minerais de perfis topograficamente superiores para os inferiores, como indicam as tabelas 1 e 2.

O aumento percentual da argila no Perfil P₃ (Tabela 1) comparado com os outros perfis, parece indicar a influência de rochas ígneas básicas presentes na região, numa posição topográfica superior a este perfil, o que pode ser comprovado pela análise do mapa geológico da Bacia do Ribeirão do Lobo (Figura 2).

6.3. ARREDONDAMENTO

O estudo do arredondamento toma importância à me

dida que revela se o material analisado ainda apresenta indícios da sua forma original, extrapolando conclusões sobre a constituição do material de origem e a distância que o material analisado percorreu para adquirir uma determinada forma.

Para os fragmentos inferiores a 0,2mm, por apresentarem um pequeno peso diminuído pela suspensão aquosa, o impacto é desprezível, motivo pelo qual não mais se arredondam, por mais que sejam transportados.

De uma maneira geral, sedimentos eólicos possuem maior grau de arredondamento do que os originados por correntes aquosas. Segundo alguns autores, essa diferenciação deve-se à abrasão durante o transporte pelo vento.

Baseado nos intervalos de classe propostos por PETTIJOHN (1957) para grau de arredondamento, os grãos de quartzo da fração areia fina analisados são classificados como arredondados em todos os horizontes (Tabela 7). Segundo a literatura, sedimentos aquosos anteriormente trabalhados pelo vento, podem apresentar elevado grau de arredondamento. Esse comportamento pode ser extrapolado para os solos estudados neste trabalho, pela correlação entre os dados geológicos pretéritos e as condições climáticas recentes.

7 - CONCLUSÕES

1. os três solos apresentam uniformidade do material nas frações areia, praticamente não diferindo entre perfis e entre horizontes de um mesmo perfil. Ocorre predominância de frações finas.

2. os minerais pesados identificados são de estabilidade química elevada (zirconita e turmalina) e moderada (estaurolita). Essa afirmação aliada ao elevado grau de arredondamento desses grânulos, permite afirmar a elevada maturidade mineralógica dos solos e a participação em vários ciclos de sedimentação.

3. o grau de arredondamento dos grânulos de quartzo, sugere que essas partículas sofreram dois processos de erosão: um eólico inicial e outro aquoso posterior.

4. apesar da turmalina e zirconita apresentarem antipatia confirmada pelo índice Z/T nos perfis P₁ e P₃, o que poderia indicar descontinuidades litológicas, essa hipótese não é confirmada pela análise granulométrica e pela ausência de linha de seixos na descrição morfológica desses perfis. Para o Perfil P₂, a análise mineralógica não confirma descontinuidade sugerida pela análise granulométrica.

5. os dados obtidos permitem sugerir contribuição dos perfis topográficos superiores em relação aos inferiores, tanto do ponto de vista granulométrico como mineralógico.

6. a associação dessas afirmações isoladas, permite concluir:

a) que os solos estudados são resultantes do mesmo material de origem;

b) que os solos sofreram a mesma intensidade de transporte.

8 - LITERATURA CITADA

- AGUILERA, N.H. and M.L. JACKSON. 1953. Iron oxide removal from soils and clays. *Soil. Sci. Soc. Proc.* 17: 359-364.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista, In. Geologia do Estado de São Paulo. São Paulo. *Inst. Geog. Geol. Bul.* 41: 167-273.
- ALMEIDA, M.C.B. 1976. Nota sobre os minerais dos aluviões do médio Rio das Contas (Bahia). *Notícia Geomorfológica. Campinas* 16: 57-74.
- ALOISI, R.R.; N. POPPI; D. PERECIN; J.L.I. DEMATTÊ. 1978. Estudos sedimentológicos de perfis de solos sob cerrado. *Científica. Jaboticabal.* 6(2): 159-164.
- ALTAFIN, A. 1977. Granulometria da fração grosseira de solos desenvolvidos sobre o Arenito Bauru. Piracicaba, ESALQ/USP. 90 p (Dissertação de Mestrado).
- ANDRADE, S.M. e P.C. SOARES. 1971. Geologia de semi-detalle do Centro-Leste de São Paulo - Brasil. Ponta Grossa, *PETROBRÁS - Dep. Expl. Prod./Distr. Expl. Sul*, 52p.il.

- ARID, F.M.; P.R.M. CASTRO e S.F. BARCHA. 1975. Solos derivados da Formação Bauru na região Norte-Occidental do Estado de São Paulo. *Naturalia*. São José do Rio Preto 1: 1-24.
- BARSHAD, I. 1960. *Soil development*. In: chemistry of the soil. 3th. Printing Reilhold-Publish Corporation (s.p.).
- BEAVERS, A.H. 1960. Use of X-ray spectographic analysis for the study of soil genesis. *Int. Congr. Soil Sci. Trans.* 7th (Madison, Wis) 2: 1-9.
- BJORNBERG, A.J.S. 1959. Rochas clásticas do Planalto de Poços de Caldas. Fac. Fil. Ciências Letras, USP. *Bol.* 237, *Geol.* 18: 65-123.
- BONI, N.R. 1976. Descontinuidade litológica em solo do município de São Pedro, SP. Piracicaba ESALQ/USP. 52 p (Dissertação de Mestrado).
- BONI, N.R. 1977. Variações na granulometria da Formação Botucatu na Quadrícula de Piracicaba. Piracicaba ESALQ/USP, 108 p. (Tese de Doutorado).
- BÔSIO, N.J. e P.M.B. LANDIM. 1970/1971. Um estudo sedimentológico sobre a Formação Caiuã. *Bol. Paranaense Geociências*. Curitiba 28/29: 145-157.
- BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. 1979. PROJETO SAPUCAÍ, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais: relatório final de geologia, por Quirino Koefer e outros. Brasília, DNPM/CNPM Superintendência Regional de São Paulo. 299 p., 4 map. color. 110 cm.

- BRASIL. MINISTÉRIO DA AGRICULTURA. 1960. Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas. Comissão de Solos. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Rio de Janeiro. Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas. 634 p (Bol, nº 12).
- BREWER, R. 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 470 p.
- CAMARGO, A.P.; H.S. PINTO; O. BRUNINI; M.J. PEDRO Jr.; A.A. ORTOLANI e R.R. ALFONSI. 1974. Zoneamento agrícola do Estado de São Paulo - Clima do Estado de São Paulo. Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo. Vol. I. 165 p.
- CAMARGO, T. e P. VAGELER. 1937. Analyse de solos (II). 1. Analyse mineralógica. *Bol. Téc. nº 31 do Inst. Agron. de Cam*pinas. 22 p.
- CARROLL, D. 1938. Recording the results of heavy mineral analysis. *Jour. Sed. Petrol.*, 8: 3-9.
- CARVALHO, A.M.V. 1954. Contribuição ao estudo petrográfico do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 3(1): 51-71.
- COGEN, W.M. 1935. Some suggestions for heavy mineral investigations of sediments. *Jour. Sed. Petr.*, 5: 3-8.
- DEMATTE, J.L.I. 1978. Zircônio e Titânio da fração areia de solos. *Rev. Bras. de Ciência do Solo*. Campinas, 2: 74-77.
- DUARTE, U. 1980. Geologia ambiental da área de São Pedro - SP Vetor Águas Subterrâneas. São Paulo. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 73 p. (Tese de Doutoramento).

- E.U.A.-USDA. 1975. *Soil Taxonomy*. A basic system of soil classification for making and interpreting Soil Surveys. Soil Survey Staff. Washington, 754 p. (Agriculture Handbook nº 436).
- FOLK, R.L. 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- FOLK, R.L. and W.C. WARD. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, 27: 3-27.
- FREIRE, O.; J.R.J. RUEDA; J.E.S. PESSOTTI e E. CARRARO. 1978. Solos da Bacia do Broa. São Carlos. Fundação Universidade Federal de São Carlos. Depto. de Ciências Biológicas. 125p.
- FRIEDMAN, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Petrol.*, 31: 514-529.
- GALHEGO, H.R. 1977. Mineralogia de solos de uma topossequência na região de contato do Planalto Ocidental com as Cuestas Basálticas no município de Botucatu, SP. Piracicaba. ESALQ/USP. 62 p. (Dissertação de Mestrado).
- HASEMAN, J.F. and C.E. MARSHALL. 1945. The Use of Heavy Minerals in Studies of the Origin and Development of Soils. *Missouri Agr. Exp. Sta. Res. Bull.* 387, 75 p.
- HENDRICK, J. and G. NEWLANDS. 1923. The value of mineralogical examination in determining soil types, with a method of examination and a comparison of certain english and scottish soils. *Jour. Agr. Sci.* 13: 1-17.

- JACKSON, M.L. 1956. *Chemical Analysis*. Advanced Course Pub. by the Author. Dept. of Soils. Univ. of Wis., Madison, Wis. U.S.A. 991 p. (mimeografado).
- JEFFRIES, C.D. 1937. The mineralogical composition of the very fine sands of some Pennsylvanian soils. *Soil. Sci.*, 43: 357-366.
- JEFFRIES, C.D. and M.L. JACKSON. 1949. Mineralogical analysis of soils. *Soil Sci.* 68: 57-73.
- KILMER, V.J. e L.T. ALEXANDER. 1949. Method of making mechanical analysis of soils. *Soil Sci.*, 68: 15-26.
- KRUMBEIN, W.C. 1934. Size frequency distribution of sediments. *Jour. of Sed. Petrol.*, 4: 65-77.
- KRUMBEIN, W.C. and F.J. PETTIJOHN. 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton - Century - Crofts, Inc. New York, U.S.A. 549 p.
- KRUMBEIN, W.C. and L.L. SLOSS. 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, U.S.A. 2^a edition. 660 p.
- KÜPPER, R.B. 1978. Mineralogia e Granulometria de Dois Latos solos Vermelho-Orto da Serra da Mantiqueira, SP. Piracicaba. ESALQ/USP. 83 p. (Dissertação de Mestrado).
- LIMA, D.D. 1966. *Vegetação*. In: I.B.G.E. Cons. Nac. Geogr. Atlas Nacional do Brasil. Rio de Janeiro s.p. mapa.
- LÔBO, A.E.M. 1971. Descontinuidade litológica de alguns solos da região de Piracicaba. Piracicaba. ESALQ/USP. 68 p. (Dissertação de Mestrado).

- MARCONI, A.; I.O. ABRAHÃO e I.R. NOGUEIRA. 1970. Efeito de operadores, dia de observação e tamanho de amostra e de grânulos na determinação do arredondamento da fração areia de solos. Piracicaba. *Anais ESALQ/USP*, 27: 205-209.
- MARCONI, A. 1969. Contribuição ao estudo da mineralogia de solos do município de Piracicaba. Piracicaba. ESALQ/USP. 101 p. (Tese de Doutorado).
- MARCONI, A. e I.O. ABRAHÃO. 1977. Mineralogia e granulometria de três Latossolos da região do médio Rio São Francisco, B. A. Piracicaba. *Anais ESALQ/USP*, 33(39): 415-428.
- MARINS, M.A. 1975. Ecologia da alga *Melosira italica* (Ehr.) Kutz. Represa do Lobo, Estado de São Paulo (Brasil). S. Paulo. Departamento de Biologia Geral. Instituto de Biociências-USP. 144 p. (Tese de Doutorado).
- MATEOS, J.P. 1965. *Análisis mineralógico de Arenas*. Métodos de estudio. Madri, C.S.I.C. Manuales de Ciencia Actual. 265 p.
- MILNER, H.B. 1962. *Sedimentary Petrography*. London, Allen. 4^a ed. 2 vol. 1358 p.
- MITCHELL, W.A. 1975. Heavy minerals. In: GIESEKING, J.E. *Soil Components*; inorganic components. New York, Springer-Verlag, Heidelberg, 2: 450-474.
- PARAGUASSU, A.B. 1968. Contribuição ao Estudo da Formação Botucatu e sedimentos aquosos, estruturas sedimentares e silificação. São Carlos. USP. 131 p. (Tese de Doutorado).
- PARAGUASSU, A.B. 1970/1971. Sedimentitos aquosos da Formação

- Botucatu. Curitiba. *Bol. Paranaense de Geoc.* 28/29: 193-210.
- PETTIJOHN, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Jour. Geol.*, 49: 610-625.
- PETTIJOHN, F.J. 1957. *Sedimentary Rocks*. Harper and Brothers. New York, USA. 2^a ed. 718 p.
- RANZANI, G.; T. KINJO; O. FREIRE; G.V. FRANÇA; Z.Z. MARCOS e J.L.I. DEMATTÊ. 1968. Carta de Solos do Município de Iracema^{polis}. Piracicaba. *Bol. Téc. n.º 33. ESALQ/USP*.
- RODRIGUES, E.M. 1979. Granulometria e mineralogia de Latosol Roxo do município de Piracicaba, SP. Piracicaba ESALQ/USP, 63 p. (Dissertação de Mestrado).
- ROSENFELD, M.A. and J.C. GRIFFITHS. 1953. An experimental test of visual comparison technique in estimating two-dimensional sphericity and roundness of quartz grains. *Am. Jour. Sci.*, 251: 553-585.
- RUBEY, W.W. 1933. The size distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. *Jour. Sed. Petr.*, 3: 3-29.
- SANGLADE WINKELJOHANN, J.M. 1975. Descontinuidade litológica em perfis de solos da série Guamium (Latosol Vermelho Escuro-Orto). Piracicaba. ESALQ/USP. 41 p. (Dissertação de Mestrado).
- SINDOWSKI, F.K.H. 1949. Results and problems of heavy mineral analysis in Germany: A review of sedimentary-petrological papers, 1936-1948. *Jour. Sed. Petrol.*, 19: 3-25.

- SOARES, P.C. 1972. Arenitos Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. São Paulo. *XXVI Congr. Bras. Geol. Bol.* 1, 250-251.
- SOARES, P.C.; O. SINELLI; F. PENALVA; E. WERNICK; A. SOUZA e P.R.M. CASTRO. 1973. Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo. Aracaju, Sergipe. *Anais do XXVII Congr. Bras. Geol.*, 1, 209-236.
- SOARES, P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 5: 23.
- SOUZA, M.H.A.O. 1977. Alguns aspectos ecológicos da vegetação na região perimetral da Represa do Lobo (Brotas-Itirapina, SP). São Paulo. Universidade de São Paulo. 369 p. (Tese de Doutorado).
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher - Ed. Universidade de São Paulo. 317 p.
- SUGUIO, K. e A.M. COIMBRA. 1976. Estudo sedimentológico das "bandas onduladas" de solos da Formação Bauru na área balizada pelas cidades de Osvaldo Cruz - Rancharia e Tupã, Estado de São Paulo. São Paulo. *Boletim IG. Instituto de Geociências, USP.* 7: 27-38.
- SUGUIO, K.; A.M. COIMBRA e L.R. GUARDADO. 1974. Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná. São Paulo. *Bol. IG. Instituto de Geociências USP*, 5: 85-116.
- TOLENTINO, M. 1967. Estudo crítico sobre o clima da região de São Carlos (concurso de monografias municipais). São Carlos, 78 p.

- TOSIN, W.A.C. 1972. Condições hídricas de solos dispostos em uma seqüência catenária no município de Botucatu. Piracicaba. ESALQ/USP. 95 p. (Dissertação de Mestrado).
- TRINDADE, M. 1980. Nutrientes em sedimentos da Represa do Lobo (Brotas-Itirapina, SP). São Carlos. Universidade Federal de São Carlos. 219 p. (Dissertação de Mestrado).
- TWENHOFEL, W.H. and S.A. TYLER. 1941. *Methods of study of sediments*. McGraw-Hill Book Co, Inc. New York, USA. 2^a ed. 183 p.
- VILLELA, S.M. e A. MATTOS. 1975. *Hidrologia aplicada*. McGraw-Hill. São Paulo. 245 p.
- WADELL, H. 1932. Volume, shape and roundness of rock particles. *J. Geol.*, 40: 443-451.
- WADELL, H. 1935. Volume, shape and roundness of quartz particles. *J. Geol.*, 43: 250-280.
- WERNICK, E.; A.C. ARTUR e R.R. CORDEL. 1972. Comparação entre a forma de grãos de quartzo dos arenitos Botucatu e Bauru. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, 12: 83-91.
- WILDING, L.P. 1965. A fractionator for Medium and Fine Silt. *Jour. Sed. Petrol.* June, 489-491.

TABELA 1 - Resultados da análise granulométrica de amostras dos perfis P₁, P₂ e P₃, dos solos estudados.

Horizontes	%							
	a.t.	a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f.	silte	argila
<i>Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)</i>								
A ₁	93,2	1,8	7,5	34,2	44,2	5,5	0,7	6,1
A ₃	91,7	1,2	6,4	39,1	40,0	5,0	0,9	7,4
C	90,1	1,8	5,6	32,3	43,1	7,3	1,9	8,0
<i>Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQh)</i>								
A _p	94,6	0,9	3,5	28,2	50,5	11,5	1,4	4,0
A ₃	88,3	0,4	5,2	36,5	38,8	7,4	3,8	7,9
C	91,7	2,1	6,9	37,9	38,4	6,4	2,5	5,8
<i>Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (AQV₂)</i>								
A ₁	87,7	-	0,4	20,7	57,2	9,4	0,8	11,5
A ₃	89,2	-	0,7	24,3	53,1	11,1	0,0	10,8
(B) ₁	87,4	-	0,4	22,4	56,1	8,5	0,0	12,6
(B) ₂	85,3	0,1	0,5	23,2	48,6	12,9	3,6	11,1
B/C	85,1	-	0,8	25,5	49,4	9,4	2,8	12,1
C	85,3	-	0,3	17,9	52,9	14,2	3,2	11,5

a.t.= areia total; a.m.g.= areia muito grossa; a.g.= areia grossa;
a.m.= areia média; a.f.= areia fina; a.m.f.= areia muito fina.

TABELA 2 - Resultados da análise granulométrica da fração areia dos perfis P₁, P₂ e P₃, recalculados para 100%.

Horizontes	%				
	a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f.
<i>Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)</i>					
A ₁	1,93	8,05	36,70	47,42	5,90
A ₃	1,31	6,98	42,64	43,62	5,45
C	2,00	6,21	35,85	47,84	8,10
<i>Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQh)</i>					
A _p	0,95	3,70	29,81	53,38	12,16
A ₃	0,45	5,89	41,34	43,94	8,38
C	2,29	7,52	41,33	41,88	6,98
<i>Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (AQV₂)</i>					
A ₁	-	0,46	23,60	65,22	10,72
A ₂	-	0,78	27,24	59,53	12,45
(B) ₁	-	0,46	25,63	64,18	9,73
(B) ₂	0,12	0,59	27,20	56,97	15,12
B/C	-	0,94	29,96	58,05	11,05
C	-	0,35	20,98	62,02	16,65

a.m.g.= areia muito grossa; a.g.= areia grossa;
a.m.= areia média; a.f.= areia fina; a.m.f.= areia muito fina.

TABELA 3 - Valores dos parâmetros estatísticos, calculados segundo FOLK e WARD (1957), utilizando a escala ϕ , para os três perfis estudados.

Horizontes	Diâmetro médio M_Z	Desvio padrão σ_I	Grau de Assimetria SK_I	Curtose K_G
<i>Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)</i>				
A ₁	2,07	0,86	-0,05	1,11
A ₃	2,06	0,81	0,08	1,33
C	2,17	0,85	0,05	1,20
<i>Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQh)</i>				
A _p	2,32	0,81	0,04	1,01
A ₃	2,06	0,79	0,20	0,98
C	1,98	0,85	0,03	1,15
<i>Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (AQV₂)</i>				
A ₁	2,48	0,62	0,12	0,96
A ₃	2,49	0,69	0,07	0,90
(B) ₁	2,44	0,59	0,15	1,09
(B) ₂	2,48	0,72	0,19	0,98
B/C	2,39	0,68	0,13	1,02
C	2,54	0,71	0,20	1,02

TABELA 4 - Porcentagem dos minerais leves e pesados da fração areia muito fina dos Perfis P₁, P₂ e P₃.

<i>Horizontes</i>	<i>% Leves</i>	<i>% Pesados</i>
<i>Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)</i>		
<i>A₁</i>	98,16	1,84
<i>A₃</i>	98,47	1,53
<i>C</i>	97,14	2,86
<i>Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQH)</i>		
<i>A_p</i>	97,79	2,21
<i>A₃</i>	97,91	2,09
<i>C</i>	93,75	6,25
<i>Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (AQV₂)</i>		
<i>A₁</i>	98,29	1,71
<i>A₃</i>	99,00	1,00
<i>(B)₁</i>	98,77	1,23
<i>(B)₂</i>	98,63	1,37
<i>B/C</i>	98,34	1,66
<i>C</i>	99,01	0,99

TABELA 5 - Frequência dos minerais pesados da fração areia muito fina dos Perfis P₁, P₂ e P₃.

Horizontes	Zr	Tu	Es	MO	Nº de Grãos	Z/T
<i>Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)</i>						
A ₁	05	07	09	77	98	0,71
A ₃	13	42	24	219	298	0,31
C	21	20	19	111	171	1,05
<i>Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQh)</i>						
A _p	16	21	28	235	300	0,76
A ₃	05	05	07	103	120	1,00
C	32	22	19	227	300	1,45
<i>Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarelo Cãmica (AQV₂)</i>						
A ₁	19	22	13	146	200	0,86
A ₃	09	17	15	212	253	0,53
(B) ₁	07	09	12	114	142	0,78
(B) ₂	43	34	18	205	300	1,26
B/C	21	14	27	238	300	1,50
C	23	31	22	224	300	0,74

MO = Minerais opacos; Zr = Zirconita; Tu = Turmalina;
Es = Estauroлита.

TABELA 6 - Porcentagem dos minerais pesados dos Perfis P₁, P₂ e P₃ (os minerais transparentes somam 100%).

<i>Horizontes</i>	<i>Zr</i>	<i>Tu</i>	<i>Es</i>	<i>MO</i>
<i>Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)</i>				
<i>A₁</i>	23,8	33,3	42,9	78,6
<i>A₃</i>	16,5	53,2	30,3	73,5
<i>C</i>	35,0	33,3	31,7	64,9
<i>Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQh)</i>				
<i>A_p</i>	24,6	32,3	43,1	78,3
<i>A₃</i>	29,4	29,4	41,2	85,8
<i>C</i>	43,8	30,1	26,1	75,7
<i>Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (AQV₂)</i>				
<i>A₁</i>	35,2	40,7	24,1	73,0
<i>A₃</i>	22,0	41,5	36,5	83,8
<i>(B)₁</i>	25,0	32,1	42,9	80,3
<i>(B)₂</i>	45,7	36,2	19,1	68,3
<i>B/C</i>	33,9	22,6	43,5	79,3
<i>C</i>	30,2	40,8	29,0	74,7

M.O.=Minerais Opacos; Zr= Zirconita; Tu= Turmalina;
Es = Estauroлита

TABELA 7 - Arredondamento dos grãos de quartzo da fração areia fina dos Perfis P₁, P₂ e P₃.

Horizontes	Grau de Arredondamento									Média
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	

Perfil P₁ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela (AQV₁)

A ₁	1	3	18	26	43	9	-	-	-	0,43
A ₃	-	2	13	38	41	6	-	-	-	0,44
C	1	1	9	26	42	20	1	-	-	0,47

Perfil P₂ - Areia Quartzosa Hidromórfica (AQh)

A _p	-	2	9	26	53	8	2	-	-	0,46
A ₃	-	2	10	17	50	20	1	-	-	0,48
C	-	1	3	14	52	24	6	-	-	0,51

Perfil P₃ - Areia Quartzosa Vermelho-Amarela Câmbica (AQV₂)

A ₁	-	2	3	15	61	13	4	2	-	0,50
A ₃	-	-	6	22	65	7	-	-	-	0,47
(B) ₁	-	2	5	21	63	8	1	-	-	0,47
(B) ₂	-	1	12	20	49	12	-	-	-	0,44
B/C	-	1	10	22	56	10	1	-	-	0,47
C	-	1	9	15	58	15	2	-	-	0,48

Grânulos Arredondados (PETTIJOHN, 1957) - 0,40 a 0,60

FIGURA 1 - Mapa do Estado de São Paulo com a localização da área estudada.

FIGURA 2 - Mapa geológico da Bacia do Ribeirão do Lobo (BRASIL-D.N.P.M., 1979).

FIGURA 4 - Mapa com localização dos perfis amostrados (BRASIL-D.N.P.M., 1979).

FIGURA 5 - Curvas acumulativas dos horizontes A₁, A₃ e C do Perfil P₁.

FIGURA 6 - Curvas acumulativas dos horizontes Ap, A₃ e C do perfil P₂.

FIGURA 7 - Curvas Acumulativas dos Horizontes A₁ e A₃ do Perfil P₃.

FIGURA 8 - Curvas Acumulativas dos Horizontes $(B)_1$ e $(B)_2$ do Perfil P_3 .

FIGURA 9 - Curvas Acumulativas dos Horizontes B/C e C do Perfil P₃.

FIGURA 10 - Curvas de Frequência de Distribuição Granulométrica do Perfil P₁.

FIGURA 11 - Curvas de Frequência de Distribuição Granulométrica do Perfil P₂.

FIGURA 12 - Curvas de Frequência de Distribuição Granulométrica do Perfil P₃.

FIGURA 13 - Porcentagem de Minerais Opacos e Transparentes nos Horizontes dos Perfis P₁, P₂ e P₃.

FIG. 14

FIG. 15

FIGURA 14 - Porcentagem de Zirconita (Zr), Turmalina (Tu) e Estauroлита (Es) do Perfil P₁.

FIGURA 15 - Relação Z/T do Perfil P₁.

FIG. 16

FIG. 17

FIGURA 16 - Porcentagem de Zirconita (Zr), Turmalina (Tu) e Esaurolita (Es) do Perfil P2.

FIGURA 17 - Relação Z/T do Perfil P2.

FIG. 18

FIG. 19

FIGURA 18 - Porcentagem de Zirconita (Zr), Turmalina (Tu) e Estauroлита (Es) do Perfil P₃.

FIGURA 19 - Relação Z/T do Perfil P₃.