UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005414

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ASPECTOS
GENÉTICOS DOS DEPÓSITOS DE ARGILAS
TIPO "BALL CLAY" DE SÃO SIMÃO, SP

Márcia Maria Nogueira Pressinotti

Orientador: Prof. Dr. Adolpho José Melfi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. Adolpho J. Melfi	
Examinadores:	Dr. Kenitiro Suguio	
	Dr. Adilson Carvalho	

SÃO PAULO

1991

AGRADECIMENTOS

O presente estudo foi possível graças a orientação, estímulo e colaboração de muitas pessoas, amigos e entidades às quais desejo expressar os meus mais sinceros agradecimentos.

Ao Prof. Dr. Adolpho José Melfi pela orientação e incentivo no desenvolvimento desta dissertação, aliada a atenção e estímulo dedicados a minha formação científica durante as atividades de pós-graduação.

Ao Prof. Dr. Bruno Turcq, da ORSTOM - França, pelo acompanhamento nas campanhas de campo e valiosas colaborações em idéias e discussões sobre a estratigrafia do quaternário no local de estudo.

Ao Prof. Dr. Luis Martin, da ORSTOM - França, pelas sugestões, mas, principalmente, na execução das sondagens "vibrocore" com equipamento por ele desenvolvido, sem as quais os estudos sobre a estratigrafia do quaternário e as amostragens criteriosas não poderiam ser elaborados.

Ao Prof. Dr. M. Fournier, da ORSTOM - França, do Laboratório de Bondy, França, pela execução das datações radiométricas por ^{14}C .

Aos Profs. Drs. Kenitiro Suguio, do IGUSP e Michel Servant, da ORSTOM - França, pelo contato estabelecido com a ORSTOM, o que propiciou, através da inclusão de parte do presente estudo no Programa ORSTOM/CNPq "Paleoclimas Intertropicais", intercâmbio técnico científico com pesquisadores desta entidade.

Ao Prof. Dr. Carlos Cerri, do Centro de Energia Nuclear para a Agricultura de Piracicaba (CENA), pela execução das análises de matéria orgânica e pelas sugestões de discussões pertinentes ao assunto.

Ao Prof. Dr. Max Brandt Neto, na época, vinculado ao Instituto de Química de Araraquara da Universidade Estadual de São Paulo, pela elaboração das micrografias eletrônicas de varredura (MEV) e colaboração com discussões e idéias sobre os resultados obtidos.

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos Moniz pela efetiva colaboração na utilização dos equipamentos do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e nas interpretações dos difratogramas de raios X e pelo incentivo e sugestões para o prosseguimento desses estudos.

Ao Prof. Dr. Setembrino Petri pela leitura e sugestões críticas na elaboração do texto.

Ao Prof. Dr. Armando Marcio Coimbra pelas discussões e sugestões sobre a geologia regional e local da área de estudo.

Ao Prof. Armand Chauvel pela sugestão e idéia do tema desta dissertação.

Ao Instituto Geológico, através de seus dois últimos diretores, Geól. Percy Correa Vieira e Geól. Julian Garcia Alves de Almeida, pela liberação, da autora, para o curso de pós-graduação e por proporcionar a infraestrutura e o apoio técnico (utilização de laboratório e elaboração de análises) necessários ao desenvolvimento e montagem desta dissertação.

Ao Departamento de Geologia Geral, nas pessoas de Prof. Dra. Maria Cristina Groke e Prof. Dr. Adilson Carvalho, pela disposição da infraestrutura, principalmente laboratorial, deste departamento.

Ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia na pessoa do Prof. Dr. Kenitiro Suguio, também, pela disposição da infraestrutura laboratorial deste departamento.

Ao Departamento de Mineralogia e Petrografia, nas pessoas do Prof. Daniel Atencio e do técnico Flávio Carvalho, pela elaboração das análises de raios X visando avaliação da cristalinidade dos argilo-minerais.

Ao Instituto Astronomico e Geofísico nas pessoas da Química Rosana Astolfo pelo auxílio nas análises de raios X, e da técnica Cacilda Donisete Cruz Rodrigues pela elaboração das lâminas delgadas.

Ao Instituto Agrônomo de Campinas, na pessoa de seu Diretor Dr. Orivaldo Brunini e do Eng. Heitor Cantarella, pela elaboração das análises químicas complementares a este estudo.

A Fundação de Amparo e Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo auxílio financeiro para realização desta dissertação, através do processo nº. 86/1871-6.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Cooperação e Aperfeiçoamento do Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio oferecido.

A Solange Moni e ao Antonio Pádua Gomes e Amiris Nerilo Marcon pela excelência na datilografia e nos desenhos desta dissertação.

A Elena Maria Morante Barcellos, pela efetiva colaboração na leitura e correções deste texto final.

Aos amigos Julian Garcia Alves de Almeida e Anna Artemisia Barracco de Azevedo pelo incentivo e estímulo no desenvolvimento dos trabalhos de pós graduação e desta dissertação.

Aos demais colegas do Instituto Geológico que em vários momentos muito colaboraram na edição final deste texto.

Ao Geol. Paulo Cesar Pressinotti pela leitura e sugestões neste texto e o grande incentivo no desenvolvimento dos trabalhos relacionados a pós-graduação e a esta dissertação.

RESUMO

As argilas tipo *ball clay* de São Simão são conhecidas por sua elevada plasticidade e resistência mecânica, propriedades estas específicas para a indústria de cerâmica branca, na qual atingem significativo valor comercial. Ocorrem em lentes e camadas irregulares associadas aos depósitos aluvionares quaternários, do Ribeirão Tamanduá, que se localiza a oeste da cidade de São Simão, SP.

Os estudos realizados tiveram por finalidade caracterizar os processos geológicos e geoquímicos associados à gênese dessas argilas. Desta forma, o mapeamento geológico, a caracterização dos processos evolutivos neocenoicos, ligados à alteração das áreas fontes dos depósitos aluvionares e a caracterização química e mineralógica das argilas, foram necessários a este propósito.

Estas argilas são de origem principalmente detrítica, formadas por deposição em planícies de inundação cujas fontes foram, predominantemente, os arenitos subarcosianos alterados das formações mesozóicas arenosas e, secundariamente, as rochas básicas da Formação Serra Geral.

São caracterizadas por altos teores de caolinitas e menores quantidades de quartzo e micas. A matéria orgânica é muito frequente nessas argilas e, possivelmente, responsável por grande parte de suas propriedades tecnológicas.

As caolinitas caracterizam-se por placas hexagonais de boa cristalinidade (com 1 μ m de diâmetro) ao lado de pequenas partículas irregulares com baixa cristalinidade (com diâmetros menores que 0,2 μ m).

Análises químicas mostraram que as argilas possuem teores em cátions alcalinos e ferro extremamente baixos, e se encontram em um meio ácido e dessaturado.

Datações radiométricas mostraram que esses depósitos são relativamente recentes, formando-se no intervalo de tempo correspondente a, pelo menos, os últimos 33.000 anos BP, ou seja, no final do Pleistoceno ao Holoceno.

As argilas de São Simão, com base nas características composicionais (químicas e mineralógicas), não poderiam ser classificadas como *ball clay*. Entretanto suas propriedades tecnológicas são similares às *ball clays* inglesas e americanas, o que justifica denominá-las de argilas tipo *ball clay*.

ABSTRACT

The ball clays from São Simão are known by their high plasticity and mechanical strength properties, especially indicated for white ceramic manufacturing, having therefore, high commercial value.

These clays occur as irregular beds or lenses associated with quaternary alluvial deposits from Tamandua River, west of São Simão town, state of São Paulo.

The studies were carried out to determine the geological and geochemical processes that originated the ball clays. To understand these processes the geological mapping with attention to Late Cenozoic weathering of source areas of alluvial deposits, were undertaken and chemical and mineralogical characteristics were studied.

The origin of these clays is mainly detritical, through deposition on flood plains. The sources were predominantly weathered subarkose wackes from sandy mesozoic formations and secondarily from basic rocks of Early Cretaceous Serra Geral Formation.

Kaolinites are the predominant mineral of the clays, besides low contents of quartz and mica. The frequent organic matter is thought to be responsible for its technological properties.

The kaolinites are characterized by well-crystallized hexagonal flakes (1 μ m diameter) associated with small low degree cristallinity particles (diameters lesser than 0,2 μ m).

The chemical analyses indicate that the clays have low contents of alkaline cations and iron, in acid and unsaturated conditions.

According to radiometric datings these deposits were originated at least 33,000 years B.P., in the Latest Pleistocene to Holocene.

The chemical and mineralogical composition of the São Simão clay does not correspond to the typical ball clay. Notwithstanding it may be considered a ball clay type inasmuch as it bears the same technological properties of English and North American ball clays.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	vi
LISTA DE FOTOGRAFIAS	viii
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....	1
1. OBJETIVO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1. <i>Ball clay</i> na Europa e América do Norte e suas características.....	4
2.2. As argilas tipo <i>ball clay</i> e os depósitos de São Simão	8
CAPÍTULO II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	12
1. LOCALIZAÇÃO.....	12
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	14
2.1. Formação Pirambóia.....	15
2.2. Formação Botucatu.....	16
2.3. Formação Serra Geral e rochas intrusivas básicas.....	17
3. TIPOS DE RELEVO E COBERTURAS CENOZÓICAS.....	19
4. SOLOS.....	22
5. CLIMA.....	23
6. VEGETAÇÃO.....	25
CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
1. MAPEAMENTO E FOTOINTERPRETAÇÃO.....	27
2. TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM.....	28
3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	30
3.1. Análises Granulométricas.....	30
3.2. Análises Mineralógicas.....	31
3.2.1. Difração de Raios-X.....	31
3.2.2. Microscopia Óptica e Micromorfologia.....	33
3.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	34
3.3. Análises Químicas.....	35
3.3.1. Análises Químicas Totais.....	35

3.3.2. Análises do Complexo Absorvente.....	35
3.3.3. Análises de Matéria Orgânica.....	36
3.4. Datações Radiométricas ^{14}C	37

CAPÍTULO IV - RESULTADOS E DISCUSSÕES.....40

1. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	40
1.1. Mapeamento Geológico.....	40
1.2. Caracterização mineralógica das unidades geológicas.....	46
1.2.1. Microscopia óptica e micromorfologia dos arenitos mesozóicos.....	46
1.2.2. Conclusões.....	50
2. BACIA SEDIMENTAR DO RIBEIRÃO TAMANDUÁ.....	51
3. CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS E DAS POSSÍVEIS ÁREAS FONTE.....	57
3.1. Características Granulométricas.....	59
3.1.1. Fácies areia e arenitos.....	59
3.1.2. Fácies argila.....	72
3.2. Características Mineralógicas.....	77
3.2.1. Difração de raios-X.....	77
3.2.1.1. Composição mineralógica das argilas.....	81
3.2.1.2. Cristalinidade das caolinitas....	88
3.2.1.3. Distribuição mineralógica.....	96
3.2.1.4. Conclusões.....	97
3.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	99
3.2.3.1. Conclusões.....	102
3.3. Características Químicas.....	104
3.3.1. Química total.....	104
3.3.2. Complexo absorvente.....	106
3.3.3. Matéria orgânica.....	108
3.3.4. Conclusões.....	110
3.4. Aspectos Cronológicos.....	112

CAPÍTULO V - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....116

1. GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS..	116
2. CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DOS ARGILO- MINERAIS E RELAÇÕES COM AS ÁREAS FONTE.....	121
3. AS ARGILAS DE SÃO SIMÃO.....	125
4. AS ARGILAS DE SÃO SIMÃO SÃO BALL CLAY?	128

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....132

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA I.1 - Seção esquemática da Bacia Terciária de Bovey (A) e detalhe do relacionamento faciológico do pacote portador de argila *ball clay* (B), Inglaterra. (extraído de Edwards 1976).....5
- FIGURA I.2 - Perfil estratigráfico generalizado da sequência portadora de *ball clay* no "embaiamento" do Mississipi, Tennessee e Kentucky. (extraído de Olive & Finch 1969, e simplificado).....6
- FIGURA II.1 - Mapa Geológico. Arredores de Ribeirão Preto. Localização da área de estudo. (extraído do mapa da UNESP 1982 - folha de Ribeirão Preto).....13
- FIGURA II.2 - Balanço Hídrico da localidade de São Simão, segundo Thorntwaite & Matter (*apud* Oliveira & Prado 1987).....25
- FIGURA IV.1 - Mapa geológico da área de estudo. Escala 1:50.000.....(Anexa)
- FIGURA IV.2 - Perfis litológicos das áreas fontes - unidades geológicas aflorantes.....42
- FIGURA IV.3 - Mapa geológico de parte da bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá. Escala aproximada 1:25.000.....52
- FIGURA IV.4 - Perfis litológicos dos sedimentos da bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá.....53
- FIGURA IV.5 - Seções transversais da bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá.....(Anexa)
- FIGURA IV.6 - Distribuição granulométrica das fácies areia da unidade Aluvião I da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.....62
- FIGURA IV.7 a/b/c - Distribuição granulométrica das fácies areia da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.....64/65/66

- FIGURA IV.8 - Distribuição granulométrica da fácies arenosas dos sedimentos das áreas fonte (B/P=Formação Botucatu/Pirambóia, e C=Colúvios arenosos quaternários), São Simão - SP.....67
- FIGURA IV.9 - Curvas de frequência acumulada de amostras representativas das fácies areia da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.....68
- FIGURA IV.10 - Curvas de frequência acumulada de amostras representativas das fácies areia da unidade Aluvião I (AI) e Aluvião II (AII) e das áreas fonte (B/P=Formação Botucatu/Pirambóia e C=Colúvios arenosos quaternários).....69
- FIGURA IV.11 a/b - Distribuição granulométrica de amostras representativas das fácies argila da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.....73/74
- FIGURA IV.12 - Distribuição granulométrica de amostras representativas da fácies argila da unidade Aluvião I (AI) e dos colúvios quaternários (C) na área de São Simão - SP.....75
- FIGURA IV.13 - Difrátogramas de raios - X de amostras totais das unidades Aluvião I (AI) e Aluvião II (AII) - fácies arenosas (lâminas orientadas). Ca=caolinita; M=mica; Q=quartzo.....78
- FIGURA IV.14 - Difrátogramas de raios - X de amostras totais das unidades Formação Botucatu/Pirambóia (B/P) e Colúvios arenosos quaternários (C). (lâminas orientadas). Ca=caolinita; Q=quartzo; Gb=gibbsita.....79
- FIGURA IV.15 - Difrátogramas de raios - X de amostras totais da unidade Aluvião II - fácies argila. (lâminas orientadas). Ca=caolinita; M=mica; Q=quartzo.....80
- FIGURA IV.16 - Difrátogramas de raios-X da fração argila (<4 μm) de amostras dos arenitos mesozóicos (B/P), Colúvios (C) e da unidade Aluvião II (AII). (lâminas não orientadas). Ca=caolinita; M=mica; Q=quartzo.....82
- FIGURA IV.17 - Difrátogramas de raios-X da fração argila grossa (entre 2 e 0,2 μm) de amostras da unidade Aluvião II. (lâminas orientadas). Ca=caolinita; M=mica (illita).....84

- FIGURA IV.18 - Difrátogramas de raios - X da fração argila fina (<0,2 μ m) de amostras da unidade Aluvião II. (lâminas orientadas). Ca=colinita; M=mica (illita).....85
- FIGURA IV.19 - Difrátogramas de raios-X das frações argila grossa (AG) e argila fina (AF) de amostras da Formação Botucatu/Pirambóia (B/P) e dos colúvios quaternários (C). (lâminas orientadas). Ca=caolinita; M=mica (illita); Q=quartzo; Gb=gibbsita.....86
- FIGURA IV.20 - Difrátogramas de raios-X das frações argila grossa (AG) e argila fina (AF) de amostras da Formação Botucatu/Pirambóia (SS20-1) e do colúvio quaternário (SS108-B), antes e após aquecimento a 350°C.....87
- FIGURA IV.21 - Difrátogramas de raios - X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS118-D), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).....89
- FIGURA IV.22 - Difrátogramas de raios - X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS7-25/32), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).....90
- FIGURA IV.23 - Difrátogramas de raios - X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS9-340/345), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).....91
- FIGURA IV.24 - Difrátogramas de raios - X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS9-392/395), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).....92
- FIGURA IV.25 - Difrátogramas de raios-X de amostras das frações argilosas, antes e após tratamento com *hidrazina* (lâminas orientadas). H= após hidrazina85
- FIGURA IV.26 - Distribuição das idades obtidas por radiocarbono (^{14}C) das amostras dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamanduá, no período de 0 a 35.000 anos BP.....114

LISTA DE TABELAS

TABELA IV.1 - Localização das amostras nas fácies e unidades geológicas identificadas.....	58
TABELA IV.2a/b - Resultados da análise granulométrica de amostras representativas dos sedimentos das fácies arenosas dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamanduá e das possíveis áreas fonte (Formação Botucatu/Pirambóia e Colúvios arenosos quaternários), São Simão - SP.....	60/61
TABELA IV.3 - Parâmetros de Folk e Word para amostras dos sedimentos da fácies areia dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamanduá e das possíveis áreas fonte (Formação Botucatu/Pirambóia e Colúvios quaternários), São Simão - SP.....	70
TABELA IV.4 - Resultados da análise granulométrica de amostras representativas dos sedimentos das fácies argila dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamanduá e dos depósitos coluvionares quaternários, São Simão - SP.....	72
TABELA IV.5 - Índice de cristalinidade das colinitas a partir de difratogramas de raios-X em amostras tratadas com hidrazina....	94
TABELA IV.6 - Resultados das análises quantitativas (relativas) dos principais componentes mineralógicos das amostras representativas das diferentes unidades sedimentares da bacia do Ribeirão Tamanduá, dos Colúvios quaternários e da Formação Botucatu/Pirambóia na região de São Simão - SP.....	96
TABELA IV.7 - Resultados das análises químicas totais de amostras representativas das diferentes unidades da bacia do Ribeirão Tamanduá, dos Colúvios quaternários e da Formação Botucatu/Pirambóia, São Simão - SP.....	105
TABELA IV.8 - Resultados da análise do complexo absorvente, onde: P.F. = perda ao fogo; S = soma das bases; T = capacidade de troca de cátions (CTC); V = saturação em bases; $Al^{3+} + H^{+}$ = acidez titulável.....	107

TABELA IV.9 - Resultados das análises da matéria orgânica dos sedimentos representativos das unidades Aluvião I e II da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.....109

TABELA IV.10 - Resultados das datações por radiocarbono (^{14}C) de amostras dos sedimentos da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.....113

TABELA V.1 - Comparação entre os principais componentes químicos das *ball clays* inglesas, americanas e as argilas de São Simão, SP.....130

TABELA V.2 - Comparação entre os constituintes minerais das *ball clays* inglesas e americanas e das argilas de São Simão, SP....130

LISTA DE FOTOGRAFIAS

- FOTO 1 - Micrografia (MEV). Caolinitas bem cristalizadas, em placas hexagonais associadas aos alteritos da Formação Botucatu/Pirambóia. (10.000 X).....100
- FOTO 2 - Micrografia (MEV). Caolinitas bem cristalizadas, em "acordeon" associadas aos arenitos alterados da Formação Botucatu/Pirambóia. (6.000 X).....100
- FOTO 3 - Micrografia (MEV). Caolinitas com formas pseudo-hexagonais a hexagonais dos depósitos da unidade Aluvião II. (10.000 X).....101
- FOTO 4 - Micrografia (MEV). Caolinitas com formas pseudo-hexagonais e hexagonais dos depósitos da unidade Aluvião II. (10.000 X).....101
- FOTO 5 - Micrografia (MEV). Caolinitas em forma de "acordeon" dos depósitos da unidade Aluvião II. (10.000 X).....101

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

As argilas extraídas dos depósitos aluvionares, situados na várzea do Ribeirão Tamanduá, nas vizinhanças da cidade de São Simão, em São Paulo, vêm suprindo toda a indústria de cerâmica branca do sul/sudeste do Brasil na fabricação de louças sanitárias e de mesa. Tais argilas são conhecidas na indústria cerâmica brasileira como argilas de São Simão, tipo *ball clay*.

As argilas *ball clay* são usadas em diversas porcentagens nas massas para cerâmica branca, por conferir-lhes plasticidade e resistência mecânica no estado cru.

No Brasil, apenas duas jazidas dessas argilas são conhecidas: a primeira, mencionada acima, localizada na várzea do Ribeirão Tamanduá, em São Simão (SP), e a segunda, situada nas proximidades da cidade de Oeiras no Estado do Piauí (Souza Santos *et al.* 1962). Além da elevada plasticidade e resistência mecânica, essas argilas apresentam cor branca após queima a 1.000°C, o que lhes confere alto valor econômico.

As reservas de argila na região de São Simão estão quase esgotadas, o que vem preocupando os consumidores desse bem mineral. Deste modo é oportuno um estudo geológico que enfoque suas características e os aspectos genéticos atuantes na sua formação, uma vez que, isto pode ser fundamental para a descoberta de novas ocorrências.

1. OBJETIVOS

Dada a importância econômica dessas argilas para a cerâmica branca e à exiguidade desse bem mineral, aliado ao fato de que a gênese e os condicionantes geológicos formadores desses depósitos não foram até o momento suficientemente estudados, objetiva-se aqui dissertar sobre:

- . as características físicas, químicas e mineralógicas das argilas tipo *ball clay* de São Simão;
- . o ambiente sedimentar que atuou durante a formação dos depósitos; e

. os aspectos climáticos e demais processos que tiveram participação marcante na gênese das argilas tipo *ball clay*.

Para se atingir os objetivos propostos, foram necessários, entre outros, estudos sedimentológicos, mineralógicos, químicos e datações radiométricas (^{14}C) na região de São Simão, SP, acompanhados de um levantamento geológico da bacia sedimentar do Ribeirão Tamanduá e entornos.

2. REVISAO BIBLIOGRÁFICA

Antes de mencionar as informações até o momento disponíveis sobre a geologia e, mais especificamente, sobre os depósitos argilosos de São Simão, é conveniente destacar alguns dados sobre as *ball clay* e sobre os estudos já realizados em outros depósitos que contêm tais argilas.

O nome *ball clay* foi definido na Inglaterra há cerca de 300 anos (Mine & Quarry 1987). Trata-se de termo derivado da característica singular de a argila permanecer em forma de bolas após retirada das jazidas. Há 300 anos atrás, essas argilas eram extraídas manualmente nas jazidas inglesas, sendo retiradas em fragmentos cúbicos úmidos que eram rolados por gravidade até caminhões ou vagões, formando bolas que não se desagregavam com a posterior secagem nos pátios de estocagem.

Ball clay é definido, segundo ASTM (1968), como "argilas secundárias comumente caracterizadas pela presença de matéria orgânica, alta plasticidade, alta resistência a seco, uma longa margem de vitrificação e cor clara quando queimada". São geralmente de granulometria mais fina do que os caolins secundários transportados e têm, com frequência, mais de 70% em peso de partículas de diâmetro inferior a 2 μm (Phelps 1972 e Souza Santos 1975).

O termo *ball clay* segundo diferentes pesquisadores (Scott 1929, Grim 1962, Phelps 1972, Souza Santos 1975, Wilson 1983 e Mine & Quarry 1987) não tem nenhum significado mineralógico e também não fornece indicações sobre a idade das argilas. Passou a ser utilizado para designar argilas com certas propriedades e com aplicações específicas na indústria de cerâmica branca (ASTM 1968). Porém, Murray (1982) considerou que *ball clay* designa uma variedade da caolinita, por ser este o argilo-mineral dominante, nas jazidas dessas argilas, e que corresponde a mais de 70% de seus constituintes minerais.

Neste trabalho, o termo *ball clay* será empregado conforme a definição ASTM (1968).

2.1. *Ball clay* na Europa e América do Norte e suas características.

Estudos realizados em depósitos contendo argilas *ball clay*, principalmente na Inglaterra e Estados Unidos, revelaram um conjunto de informações sobre sua constituição, características, gênese e condicionantes geológicos.

Na Inglaterra, os depósitos contendo *ball clay* estão restritos a três bacias terciárias no sudeste britânico: Bacias de Bovey e de Petrockstow, respectivamente a sul e a norte de Devon, e ao redor da baía de Wareham, a sudeste de Dorset. Nos Estados Unidos, situam-se na porção sudeste, entre os estados de Kentucky no "embaiamento" do Rio Mississippi, cujos depósitos sedimentares se estendem do Cretáceo Superior ao Holoceno.

Os trabalhos de Holdridge (1956), Robinson (1965), Olive & Finch (1969), Phelps (1972), Edwards (1976) e Wilson (1983) mostraram que a origem das argilas *ball clay* na Inglaterra e nos Estados Unidos, de uma forma genérica, são provenientes de mantos de intemperismo formados pela alteração de rochas graníticas ou de outras de composição similar ou, ainda, de cinzas vulcânicas, sob condições climáticas de regime subtropical-tropical, ou seja, mantos de alteração formados sob condições de clima quente e úmido com fortes chuvas sazonais. Na região dos depósitos ingleses são descritas alterações hidrotermais, com formação de caolinitas, nos granitos das áreas fonte (Keller 1964 e Robinson 1965).

Os depósitos ingleses e norte-americanos possuem uma associação litológica, de modo geral, constante: arenitos argilosos, argilas, linhitos, areias e cascalhos. O ambiente deposicional fluvio-lacustre, com planícies de inundação foi predominante durante a sedimentação desses materiais, - localmente, com influência marinha como em Dorset, na Inglaterra, ou em ocorrências tipo lagunares como em Jackson Purchase, nos EUA.

Em Devon (Inglaterra), a sedimentação esteve condicionada ao controle tectônico pois preenche bacias tafrogênicas que ocorrem

conhecido todo o pacote de sedimentos (com cerca de 1200 m) que preenchem essas bacias, a figura I.1 apresenta uma seção esquemática para a Bacia de Bovey, destacando o relacionamento faciológico entre o pacote portador de *ball clay* nessa região (Southacre Clay and Lignite, com cerca de 38 m de espessura e cujas camadas de argila variam de alguns centímetros a metros) e as demais fácies sedimentares desta bacia.

FIGURA I.1 - Seção esquemática da Bacia Terciária de Bovey (A) e detalhe do relacionamento faciológico do pacote portador de argila *ball clay* (B), Inglaterra. (extraído de Edwards 1976).

Nos EUA, as argilas ocorrem na forma de corpos lenticulares em camadas que variam de 30 cm a 4,5 m de espessura, podendo atingir de 100 m de largura a 800 m de comprimento. As relações estratigráficas das unidades portadoras dessas camadas argilosas podem ser visualizadas na figura 1.2 (Formação Wilcox e Claiborne, ambas somando cerca de 250 m de espessura).

PERÍODO	ÉPOCA	PERFIL LITOLÓGICO	ESP. (m)	FORMAÇÃO	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
Q	HP		0 - 56	Depósitos aluvi-ais e lacustres	Siltos, areias e cascalho
	P		0 - 24	Loess	Siltitos, argilitos (loessitos)
T ou Q ?	Plio Pleist.		0 - 30	Depósitos continentais	Conglomerados e arenitos conglomeráticos marrom avermelhado
T E R C I Á R I O	E O C E N O		120	Jackson Formation	Siltitos e argilitos marrom a cinza, com finas intercolações de arenitos com estratificação cruzada e galhos de argila e fragmentos carbonizados
		150	Claiborne Formation	Arenitos claros com delgadas lentes de siltitos e argilitos cinza, com estratificação cruzada, níveis conglomeráticos com galhos de argila; abundante fragmentos vegetais carbonizados nas argilas e; finas comadas de linhito localizadas
		100	Wilcox Formation	Arenitos argilosos e argilitos arenosos claros, com delgadas comadas e lente de arenitos com estratificação cruzada e argilito cauliniticos
	PALEOCENO		60	Porters Creekclay	Argilitos (montmorilonita, localmente glauconita) com intercolações de corpos areníficos. Presença de diques clásticos
		40-80	Clayton and McNairy Formations	Arenitos e argilitos intercalados, de cores cinza a marrom
		0 - 50	Tuscaloosa Formation	Conglomerados avermelhados
Cretáceo Superior
Paleozóico

FIGURA 1.2 -Perfil estratigráfico generalizado da sequência portadora de *ball clay* no "embalamento" do Mississippi, Tennessee e Kentucky. (extraído de Olive & Finch 1969), e simplificado.

Os depósitos ingleses e norte-americanos mencionados tem idade Eocênica. É marcante a presença de matéria orgânica, geralmente linhito, associado a essas argilas, ou mesmo intercalando-se em camadas nos estratos argilosos e/ou arenosos.

Os trabalhos de Grim (1962) e Phelps (1972) mostram que as *ball clay*, na Inglaterra e nos Estados Unidos, são formadas principalmente por caolinita, em diferentes graus de ordem e desordem no eixo *b*, a qual está associada a pequenos teores de montmorilonitas e/ou minerais micáceos, a diferentes teores de colóides húmicos provenientes de resíduos de plantas linhíticas, e a baixo teor de oxi-hidróxidos de ferro.

Holdridge (1956, 1959 e 1963) mostrou que, embora a maioria das *ball clay* (na Inglaterra e nos EUA) sejam constituídas predominantemente por caolinita, algumas tem composição variando de 20% a 95% de caolinita, 0% a 62% de quartzo e 5% a 40% de micas. Holdridge (1963) com base em análises químicas, difração de raios-X, análises térmicas diferenciais (ATD) e na composição mineralógica calculada, deduziu que os constituintes menores (Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO e MgO) das argilas norte-americanas e inglesas podem estar presentes como substitutos isomórficos nos argilo-minerais, como minerais acessórios (por exemplo, anatásio), ou como cátions trocáveis.

Além dos constituintes minerais citados, as *ball clay* possuem quantidades variáveis de matéria orgânica. Segundo Worrall (1956), nas argilas dos depósitos ingleses a porcentagem de matéria orgânica varia de 0,20% a 19,39%. Para Worrall & Green (1953) e Grim (1962), essa matéria orgânica que ocorre freqüentemente associada às *ball clay* e é originada da alteração de componentes da madeira e de fibras vegetais, num estágio de linhito, influi de forma significativa em algumas das propriedades que definem essas argilas, especialmente a plasticidade.

Com base nos trabalhos de Grim (1962 e 1968), de Holdridge (1956), de West & Lawrence (1959), de West *et al.* (1960), de Phelps (1972), de Souza Santos (1975) e de Murray (1982), é possível dizer que as condições de elevada plasticidade e resistência que caracterizam as *ball clay* são atribuídas isolada ou simultaneamente à presença de:

- a) elevado teor de partículas de caolinita de baixa granulometria (menores que 2 μ m de diâmetro equivalente), o qual contribui para o aumento da superfície específica das partículas;
- b) lâminas hexagonais de caolinita extremamente finas - uma vez que, nessas argilas, a relação diâmetro/espessura é superior a 10;
- c) matéria orgânica na forma de sais de ácido húmico, que funcionam como colóides protetores das partículas lamelares de caolinita. Isso permite a formação de películas de água adsorvida à superfície das partículas minerais que agem como agentes lubrificantes por facilitar o escorregamento das lâminas de caolinita umas sobre as outras;
- d) montmorilonita ou illita, finamente divididas, que estão adsorvidas às faces laterais das partículas lamelares de caolinita, evitando a formação de agregados do tipo face-aresta e propiciando interações face-face, o que também facilita o escorregamento das lâminas de caolinita umas sobre as outras.

Por meio desta revisão bibliográfica, é possível notar que as *ball-clays* são argilas especiais e pouco comuns no registro geológico, e apresentam um conjunto de características texturais, químicas, mineralógicas e de associação com outras substâncias orgânicas (como o linhito) que as distinguem das demais.

2.2. As argilas tipo *ball clay* e os depósitos de São Simão

No Brasil, os estudos existentes sobre a gênese dos dois depósitos de argilas conhecidas como do tipo *ball clay* (São Simão e Oeiras) são raros, tratando-se muitas vezes de citações. Os trabalhos até hoje realizados, a maioria por Souza Santos, foram dedicados à qualificação das argilas quanto à composição química, mineralógica, textural e às suas características tecnológicas (cor após a queima, plasticidade, refratariedade etc.) não tendo sido relacionados, ou melhor estudados, os aspectos geológicos dos depósitos na gênese dessas argilas.

Com referência específica aos trabalhos publicados sobre a região de São Simão e das argilas tipo *ball clay* dessa área, destacam-se os trabalhos de Durante (1966), Gonçalves (1978) e Gonçalves *et al.* (1979), que versam sobre a geologia regional; os de Souza & Souza Santos (1964), Souza Santos (1966), Souza Santos & Santini (1968), Souza Santos & Cruz (1971), Calil & Souza Santos (1974), Souza Santos (1975) e Gonçalves *et al.* (1979), sobre a constituição química e mineralógica das argilas; e os de Souza Santos (1961), Souza Santos & Souza Santos (1966) e Angelier *et al.* (1975), sobre as propriedades tecnológicas dessas argilas.

Durante (1966) descreve a geologia da região, no entorno de São Simão, como sendo formada por uma seqüência composta, de baixo para cima, por basaltos da Formação Serra Geral, arenitos com matriz argilosa e conglomerados da Formação Botucatu, novamente derrames basálticos da Formação Serra Geral, e areias e argilas de formações quaternárias. Para os sedimentos quaternários relacionados às margens do Ribeirão Tamanduá, Durante (1966) apresenta uma seqüência constituída, de cima para baixo, por uma camada de argila preta contendo muita matéria orgânica, uma camada de argila branca e plástica, cuja espessura varia em torno de um metro e por uma camada de areia quartzosa branca, com grãos sub-angulares, com espessuras superiores a 2 m. Para esse autor, a gênese das argilas que ocorrem em tais sedimentos seria proveniente da lixiviação, transporte e deposição do cimento caolínico de um conglomerado triássico do Grupo São Bento, o qual ocorre nas regiões altas da Bacia do Ribeirão Tamanduá, a montante do depósito da referida argila. Além disso, destaca que o realce da cor branca pode ser atribuído à ação dos ácidos húmicos da camada de argila preta subjacente.

Gonçalves (1978), estudando os materiais superficiais da região de Ribeirão Preto (SP) e suas relações com elementos morfológicos da paisagem, caracterizou as formações superficiais que se encontram próximas (ao norte) da área de estudo e nas áreas fonte dos depósitos aluvionares do Ribeirão Tamanduá. Essas formações superficiais, que ocorrem numa paisagem modelada por um substrato lítico único (rochas básicas da Formação Serra Geral), numa zona climática definida como tropical úmida, possuem composição, na fração argilosa (caolinitas, gibbsitas e óxidos de

ferro), que indica alteração ferralítica para a formação desses materiais, em meio pouco a muito lixiviante.

Gonçalves et al. (1979) caracterizou a composição mineralógica e química das argilas dos depósitos aluvionares mais significativos associados às planícies de inundação dos principais rios e seus afluentes da região NE do Estado de São Paulo. Por meio de difração de raio-X e micrografias eletrônicas, detectaram diferenças de cristalinidade, tamanho e forma das plaquetas dos argilo-minerais, além da composição química da fração argila entre os diversos depósitos associados às drenagens da região. Nos afluentes dos principais rios, como é o caso do Ribeirão Tamanduá no município de São Simão, a caolinita tem presença marcante com reflexões intensas em difratogramas, e formas regulares hexagonais a pseudo-hexagonais em micrografias. Nas drenagens principais da região, os argilo-minerais presentes, além das caolinitas mal cristalizadas e com perfis irregulares a pseudo-hexagonais, são as micas, os interestratificados, esmectitas e gibbsita.

Souza & Souza Santos (1964), com base em termogramas de argilas usadas nos diversos tipos de indústrias cerâmicas, estudaram também as argilas de São Simão. Os resultados revelaram uma composição essencialmente caolinitica para essas argilas, com indícios de pequenos teores de argilo-minerais do grupo da montmorilonita ou de camadas mistas illita-montmorilonita, além da matéria orgânica.

Informações obtidas por Souza Santos (1966), mediante estudos com microscopia eletrônica, revelaram que, quanto a morfologia das partículas de argila de São Simão, os argilo-minerais do grupo das caolinitas se encontram em duas granulometrias bem diversas: placas hexagonais bem formadas, algumas com alongação em uma direção preferencial, e partículas constituídas de plaquetas hexagonais, mas com diâmetro cerca de 10 vezes menor do que o das placas maiores.

Em 1968, Souza Santos & Santini verificaram o efeito da quantidade e do tipo da matéria orgânica nos termogramas e na capacidade de troca de cátions (CTC) das argilas de São Simão e das *ball clays* inglesas, concluindo que esses parâmetros influem

nos aspectos das curvas endo e exotérmicas dos termogramas e nos dados de CTC.

Calil & Souza Santos (1974) caracterizaram a granulometria das argilas de São Simão, sua constituição química e mineralógica, além de relacionar algumas características tecnológicas desses materiais. Granulometricamente, 59% a 71% das partículas que compõem essas argilas são menores que 2 μ m. Utilizando técnicas de raio-X, ATD e análises quantitativas calculadas, esses autores encontraram componentes mineralógicos nos seguintes valores: de 88% a 89,5% de caolinitas com boa cristalinidade, 9,0% de quartzo, 1,5% de mica e indícios de gibbsita. Por microscopia eletrônica também identificaram a ocorrência de dois tamanhos distintos de partículas.

Os demais trabalhos que estudam as características das argilas de São Simão, como Souza Santos & Cruz (1971), Souza Santos (1975), Souza Santos & Souza Santos (1966) e Angelieri *et al.* (1975), pouco acrescentaram aos dados já obtidos, referentes a constituição química, mineralógica e granulométrica dessas argilas.

A partir das informações relacionadas procurou-se dirigir os estudos expostos nesta dissertação de forma a ampliar e complementar a caracterização das argilas de São Simão no tocante à sua associação com o contexto geológico regional e por meio de suas semelhanças aos depósitos ingleses e americanos de argilas *ball clays*.

CAPÍTULO II

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1. LOCALIZAÇÃO

A área objeto desta dissertação compreende 237 km² e estende-se aproximadamente de 2 a 3 km a oeste da cidade de São Simão, inserindo-se, na totalidade, no município homônimo (Fig. II.1).

A cidade de São Simão, principal localidade da região, situa-se no nordeste do Estado de São Paulo, na bacia hidrográfica do Rio Pardo a, aproximadamente, 50 km a SSE da cidade de Ribeirão Preto.

A Cidade de São Simão dista cerca de 284 km da cidade de São Paulo. O acesso é feito pela Rodovia Anhanguera (SP 330) e, em seguida por uma rodovia secundária que passa pela cidade de Santa Rosa do Viterbo dando acesso à cidade de São Simão.

O principal curso d'água que drena a área é o Ribeirão Tamanduá, afluente da margem esquerda do Rio Pardo, o qual ocupa uma direção geral norte-sul com declive para norte e possui extensão aproximada de 52 km. Neste trabalho foi estudada apenas a porção da bacia hidrográfica compreendida nos 25 km a montante, onde estão inseridos a maioria dos jazimentos de argilas plásticas e de areia.

O terreno da região é ocupado por áreas agrícolas (cana de açúcar e café), áreas de pastagens, áreas reflorestadas e áreas de extração mineral (argilas e areias) - estas, principalmente ao longo da várzea do Ribeirão Tamanduá.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

HOLOCENO

DEPOSITOS ALUVIAIS, AREIAS E ARGILAS, CONGLOMERADOS NA BASE

TRIASSICO-CRETACEO

FORMAÇÃO SERRA GERAL— BASALTOS TOLEITICOS EM DERRAMES
TUBULARES SUPERPOSTOS E ARENITOS INTERTRAPIANOS

FORMAÇÃO BOTUCATU— ARENITOS FINOS A MÉDIOS, ESTRATIFICAÇÃO
CRUZADA DE GRANDE PORTE, CORES CREME E VERMELHO

FORMAÇÃO PIRAMBÓIA— ARENITOS FINOS A MÉDIOS COM MATRIZ SIL-
TICO-ARGILOSA, ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE MÉDIO A GRANDE
PORTE, COR VERMELHO-CLARO

CONVENÇÕES CARTOGRAFICAS

CIDADES

CURSO D'ÁGUA

RODOVIA PAVIMENTADA

RODOVIA SEM PAVIMENTAÇÃO

ESTRADA DE FERRO

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

CONTATO DEFINIDO

FALHA

FALHA INFERIDA,
LINEAMENTO FOTO-GEOLÓGICA

ESCALA

0 5 10 Km

COMPILAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO—
— FOLHA DE RIBEIRÃO PRETO — 1:250.000
CONVÊNIO DAEE-UNESP (1982)

MAPA GEOLÓGICO

ARREDORES DE RIBEIRÃO PRETO

ÁREA DE ESTUDO

FIGURA II. 1

O vale aberto, por onde corre o Ribeirão Tamanduá, é entalhado nas unidades mesozóicas da Bacia do Paraná. Geomorfologicamente, ocupa o sopé das Cuestas Basálticas, em região onde o limite com a Depressão Periférica não é bem marcado.

2. GEOLOGIA REGIONAL

Na área de estudo (Fig. II.1) dominam as unidades litoestratigráficas do Mesozóico da Bacia do Paraná, representadas pelas rochas sedimentares das Formações Pirambóia e Botucatu, do Grupo São Bento, e pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

A sedimentação mesozóica na Bacia do Paraná teve início com a acumulação de arenitos finos a médios intercalados por camadas e/ou lentes pouco espessas de folhelhos e de lamitos de origem fluvial, da Formação Pirambóia. Sobrepostos a estes, estão os sedimentos do ciclo desértico do Botucatu - são arenitos finos a médios, com pouca matriz, bem selecionados, com raras intercalações de lamitos silticos e conglomerados. O final desse período é marcado pela ocorrência de rochas vulcânicas de composição basáltica, da Formação Serra Geral. Cortando essas unidades, são encontrados numerosos corpos intrusivos de rochas básicas.

A região nordeste do Estado de São Paulo corresponde a uma área de borda de bacia, em que a subsidência foi mais suave e os processos erosivos mais intensos em relação às regiões mais ao sul (Soares 1973). Associada a esses processos, ocorreu, sobre essas unidades mesozóicas, a formação de depósitos superficiais cenozóicos arenosos e areno-argilosos, com níveis de seixos na base. Também são verificados, ao longo das principais drenagens e de alguns vales menores, antigos depósitos coluvionares (cascalheiras principalmente) e depósitos aluvionares arenosos e argilosos, quaternários, de espessura e extensão importantes.

2.1. Formação Pirambóia

Esta formação aflora principalmente a leste da área de estudo, nas porções inferiores dos vales. É constituída freqüentemente por arenitos e arenitos argilosos (com 5% a 20% de argila), e por alguns níveis de arenitos conglomeráticos. Caracteriza-se pela alternância cíclica de fácies de canal e de transbordamento (Soares 1973). Os depósitos de transbordamento sempre são mais argilosos, representados por arenitos lamíticos, que passam a lamitos arenosos ou folhelhos com grãos esparsos de areia. Nos corpos de arenito com estratificação cruzada, a base é comumente mais argilosa que o topo. Nestes são encontrados os arenitos com os menores teores de lama, que chegam a atingir apenas 5% de finos.

As estruturas dominantes nos arenitos são as estratificações cruzadas de médio a grande porte - planar tangencial na base ou acanaladas - e os acamamentos planos paralelos (principalmente nas fácies de transbordamento). Soares *et al.* (1973) estimaram uma espessura de 100 a 200 m para a Formação Pirambóia, nas proximidades de Serra Azul (NE da área de estudo), diminuindo progressivamente até o sul do Rio Grande, onde desaparece.

Baseado em correlações com outras unidades e em datações radiométricas das rochas básicas, Soares (1975) indicou o período entre o Triássico Inferior e o Jurássico Superior, como a época de deposição da Formação Pirambóia.

Mineralogicamente, segundo Fu-Tai (1981), os arenitos da Formação Pirambóia, no nordeste do Estado, compõem-se predominantemente de quartzo (85% a 93%) e feldspato (5% a 15%). Os minerais pesados presentes com maior freqüência são os opacos (magnetita e ilmenita, "leucoxênio", "limonita" e hematita) e, em menor porcentagem, zircão, turmalina e rutilo seguidos de granada e estauroлита. Ramos e Formoso (1976), em estudo regional sobre a mineralogia dos argilo-minerais presentes nas diversas unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná, indicaram a predominância de montmorilonita com caolinita subordinada, para a Formação Pirambóia.

As características estruturais, texturais e mineralógicas dos sedimentos da Formação Pirambóia indicam deposição em ambiente continental, oxidante, principalmente fluvial, com alternância de depósitos de canal e de planícies de inundação.

2.2. Formação Botucatu

A Formação Botucatu ocorre, quase sempre, restrita a parte inferior das escarpas sustentadas pelos basaltos da Formação Serra Geral, freqüentemente coberta por tálus (colúvios argilo-arenosos).

A Formação Botucatu é constituída essencialmente por depósitos de arenitos eólicos, que exibem homogeneidade monótona e quebrada, localmente, por depósitos subaquosos de conglomerados e de siltitos, permitindo, segundo Soares (1973), a distinção de três fácies - eólica (dominante), torrencial (material com granulação grossa) e lacustre (material mais fino). No nordeste do Estado, domina a fácies eólica (Soares 1973), constituída por arenitos homogêneos, moderada a bem selecionados, finos a médios e com pouca matriz. O teor de argila é, em geral, menor que 3%, e o teor de lama, com raras exceções, é menor que 6%. Estas exceções ocorrem na base da Formação, onde o teor de lama chega a atingir 15%. Em alguns locais da porção superior, ocorre a cimentação por sílica e dominam as estratificações cruzadas tangenciais de grande porte, embora sejam comuns as de médio porte e até as acanaladas. Nessa região, é estimada uma espessura de até 70 m para os arenitos da Formação Botucatu, embora seu contato basal com a Formação Pirambóia seja transicional.

Os depósitos da Formação Botucatu são representativos dos principais subambientes do ambiente desértico em clima árido (Soares 1973 e 1975).

Segundo datações radiométricas (Cordani & Vandonos 1967), o limite superior de idade da Formação Botucatu é estimado pelo início da fase mais intensa do vulcanismo básico, situado entre o Jurássico-Cretáceo. Para Soares (1975), o limite inferior não é bem estabelecido e deve estar situado no Jurássico.

O conteúdo mineralógico predominante nos arenitos da Formação Botucatu, segundo Fu-Tai (1981), é de quartzo (93% a 99%), em grãos arredondados a bem arredondados, e de feldspato (0,25% a 5%), comumente inalterados. O material cimentante é composto de "limonita" e/ou hematita. Os minerais pesados são os opacos (magnetita e ilmenita, "leucoxênio" e "limonita") e, secundariamente, zircão, turmalina e rutilo. Regionalmente, na Formação Botucatu, o argilo-mineral predominante segundo Ramos & Formoso (1976) é a montmorilonita, com pequenas porcentagens de illita e clorita. Para esses autores, tal distribuição parece estar associada ao ambiente de formação desses depósitos - ambiente árido, que favorece a formação da montmorilonita e é inverso ao clima temperado úmido atual, em que a caolinita é a fase mais estável.

2.3. Formação Serra Geral e rochas intrusivas básicas

Nessa formação, encontram-se derrames basálticos e arenitos eólicos interderrames, aos quais se associam corpos intrusivos de mesma composição, constituindo sobretudo diques e/ou *sills*.

As rochas básicas da Formação Serra Geral ocupam as porções W e NE da região e destacam-se na paisagem formando morros testemunhos isolados e superfícies aplainadas elevadas cujas bordas são escarpadas. Na região, a espessura desses corpos é da ordem de 100 a 130 m.

Petrograficamente, os basaltos da Formação Serra Geral são constituídos essencialmente por plagioclásios cálcicos (andesina e labradorita) e clinopiroxênios (augita e por vezes pigeonita). Como acessórios, apresentam quantidades apreciáveis de minerais opacos (magnetita, ilmenita e titanomagnetita), além de ocasional apatita, quartzo e olivina ou seus produtos de transformação. Matéria vítrea ou produtos de desvitrificação podem ser abundantes, sobretudo nas bordas dos derrames. Preenchendo amígdalas, são encontrados minerais secundários, principalmente do grupo das zeólitas e, em menor proporção, quartzo, calcedônia, celadonita e raramente calcita. A textura dessas rochas é intergranular ou intersertal, fina a muito fina, às vezes

microlítica, e estrutura fluidal pode manifestar-se (Rüeg 1969 e Rüeg 1975).

Rüeg & Berenholc (1971) e Rüeg (1975) indicaram, para os basaltos, uma composição química toleítica predominante, com altos teores em TiO_2 .

Recentemente, Piccirillo & Melfi (1989) reuniram em uma só publicação os diferentes dados petrográficos, químicos, geocronológicos e geofísicos das rochas básicas mesozóicas da Bacia do Paraná, obtidos por diversos autores. Bellieni *et al.* (1988) apresentaram a composição mineralógica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná que, na região de Ribeirão Preto, pertencem a divisão esquemática proposta por Melfi *et al.* (1988) e denominada "Bacia do Paraná Setentrional". Nessa região, dominam rochas básicas, com teor de SiO_2 aproximado de 53%, porém com significativa proporção de TiO_2 (3% - 4%). Nesses basaltos, o conteúdo de fenocristais é inferior a 5% do volume e são representados por plagioclásios cálcicos, piroxênios (augita e pigeonita) e rara olivina, em geral completamente alterada (Bellieni *et al.* 1983). A matriz fundamental é constituída por plagioclásios ripiformes, microlites de piroxênios e abundância de opacos (titanomagnetita e ilmenita).

A evolução dessas rochas, durante os processos de intemperismo, também foi estudada. Melfi & Levi (1971) e Levi & Melfi (1972) estudaram os estágios iniciais desse processo, atuante sobre diversas rochas básicas ígneas e metamórficas representativas do Estado de São Paulo. Gonçalves (1987) estudou em detalhe as transformações mineralógicas e estruturais relacionadas aos estágios iniciais de alteração das rochas vulcânicas da região de Ribeirão Preto (alterações hidrotermais), as alterações intempéricas e a evolução pedogenética das rochas básicas dessa região. Estudos de estágios de alteração mais avançados sobre a caracterização pedológica devem-se também a Setzer (1960), Melfi (1967) e Moniz *et al.* (1973); e a Gonçalves (1978), quando relacionados a caracterização das formações superficiais presentes sobre a Formação Serra Geral.

3. TIPOS DE RELEVO E COBERTURAS CENOZÓICAS

A área de estudo encontra-se no domínio da província geomorfológica das Cuestas Basálticas (IPT 1981a).

Nesta área ocorrem duas formas de relevo típicas dessa província: o relevo de morros amplos (com encostas suavizadas onde predominam baixas declividades), e relevo residual sustentado por maciços de rochas básicas.

Essas formas de relevo guardam íntima relação com as litologias subjacentes. Os arenitos Pirambóia e Botucatu permitem o desenvolvimento de morros amplos com topos arredondados e achatados, vertentes com perfis retilíneos a convexos, além de drenagem de baixa densidade, com padrão dendrítico e formando vales abertos. As rochas básicas sustentam feições tipo mesas e/ou morros testemunhos isolados com topos aplainados e arredondados, vertentes com perfis retilíneos e por vezes com trechos escarpados expondo as rochas (arenitos silicificados e/ou rochas básicas); apresentam drenagem de média densidade, com padrão de pinulado a subparalelo formando vales fechados.

A norte e a sul da região estudada, foram mapeadas, respectivamente por Gonçalves (1978) e pelo Instituto Geológico (1986), formações superficiais que recobrem as diferentes unidades mesozóicas. Essas formações superficiais seriam resultantes do processo evolutivo de modelagem do relevo associado ao soerguimento da Serra do Mar e ao início da formação da Depressão Periférica a que essa região esteve sujeita durante o Cenozóico

Essas formações correspondem a uma cobertura praticamente contínua, cuja constituição está condicionada ao substrato rochoso e às formas de relevo. Ocorrem nas seguintes situações:

- em superfícies aplainadas sobre as rochas básicas da Formação Serra Geral, constituídas por materiais argilosos e argilo-arenosos;
- no terço inferior das escarpas e rampas de elevações, como serras e morrotes, sustentados por rochas básicas da Formação Serra Geral, representadas por depósitos coluvionares areno-argilosos e por vezes conglomeráticos.

- recobrando áreas de colinas e morros amplos das Formações Pirambóia e Botucatu, constituídas por extensos e espessos areais eluvionares e coluvionares;
- como depósitos quaternários (terraços e planícies de inundação), formados pelas aluviões das principais drenagens da região.

Gonçalves (1978) caracterizou, sobre o substrato basáltico na região de Ribeirão Preto, materiais de alteração, os quais denominou de: Formações Superficiais Espessas, mais evoluídas, relacionadas a antigas superfícies aplainadas, e Formações Superficiais Pouco Espessas e Formações Superficiais Rasas, ambas menos evoluídas, encontradas nos níveis mais acidentados da paisagem.

As Formações Superficiais Espessas ocupam cotas mais elevadas na região (entre 700 e 800 m ou entre 550 e 650 m) onde se desenvolveram solos profundos, bem drenados de textura argilosa ou argilo-arenosa (dependendo da presença de arenitos intercalados no substrato magmático). São caracterizadas por um acúmulo de ferro (na forma de hematita, principalmente) e de alumínio (na forma de gibbsita), enquanto outros elementos comuns no substrato formado por rocha básica (Si e especialmente as bases) foram praticamente eliminados do meio de alteração, podendo-se afirmar que o processo de alteração superficial predominante tende a uma alitização (Pedro 1969). Nesses materiais ocorreram transformações de praticamente todos os constituintes primários da rocha-mãe em minerais de neo-formação. A presença marcante de caolinitas (33%) cristalograficamente mal desenvolvidas, e as elevadas porcentagens de gibbsita (ao redor de 40%) caracterizam a evolução geoquímica de um material superficial tipicamente ferralítica, refletindo o meio altamente lixiviante e o avançado grau de alteração que essas formações superficiais mais espessas e evoluídas atingiram.

As Formações Superficiais Pouco Espessas e Rasas situam-se em locais de relevo rejuvenescido onde a erosão provocou a incisão e o recuo das vertentes e exposição do substrato. Nesses locais, os processos de remoção e migração dos elementos (Si e bases principalmente) não foram favorecidos e inibiram o desenvolvimento de formações superficiais profundas e evoluídas. Esses materiais estiveram sujeitos a uma alteração incompleta,

guardando características químicas bem próximas as do substrato litológico. Apesar de Gonçalves (1978) destacar indicadores de alteração ferralítica para esses materiais, características como, composição essencialmente caolínica (caolinita, haloisita e methaloisita) das argilas de neo-formação e minerais de ferro (óxidos, hidratos e hidróxidos) mal cristalizados, entre outras, indicam um meio menos lixiviante que o presente nas Formações Superficiais Espessas (Gonçalves 1978).

Segundo Gonçalves (1978), a história pedogenética da área (sobre o substrato basáltico) teria sido iniciada após a deposição do material de cobertura das superfícies aplainadas cimeiras. Fases quentes e úmidas atuantes sobre esse material previamente alterado levaram ao desenvolvimento de Formações Superficiais Espessas e a processos pedogenéticos de evolução ferralítica (solos com B latossólico - Latossolo Roxo). Posteriormente, processos de erosão e entalhe teriam provocado um fraco transporte dos materiais dessas superfícies (atestado pelas "linhas de pedra" em seu interior) e formado superfícies mais jovens e acidentadas. Nestas, tiveram início fases de alteração e de pedogênese importantes, porém, menos evoluídas, que deram origem a Formações Superficiais pouco desenvolvidas (Formações Superficiais Rasas e Pouco Espessas), representadas respectivamente pelos litossolos, solos bruno eutróficos e pelas típicas Terras Roxas Estruturadas com B textural.

Nos mapas do Instituto Geológico (1986), foram identificadas formações superficiais sobre os arenitos mesozóicos constituídas principalmente por areias inconsolidadas, sem estruturas sedimentares visíveis e com espessuras variando de 2 a 13 m.

As aluviões, associadas às principais drenagens da região (Ribeirões da Onça, Tamanduá, Bebedouro e Vaçununga), são formadas por sedimentos de origem fluvial, predominando os depósitos residuais de canal, de barras de meandro e de planícies de inundação (Gonçalves 1978). São constituídas por um conglomerado basal com seixos de litologia variada, passando para areias médias a finas de cores claras e abrigando, ainda, lentes e bolsões de argilas brancas, cinzas e pretas (Gonçalves et al. 1979). Esses depósitos situam-se sobre as rochas do Grupo São Bento, especificamente sobre os arenitos da Formação Botucatu e/ou Pirambóia, e são objeto deste estudo.

4. SOLOS

Na região, conforme consta do Levantamento Pedológico Semi-Detalhado do Estado de São Paulo, realizado pelo Instituto Agrônomo de Campinas (Oliveira & Prado 1987), predominam os latossolos (roxo, vermelho escuro e vermelho amarelo) e as areias quartzosas profundas. Com menor importância espacial, seguem-se os solos litólicos, os hidromórficos e a terra roxa estruturada.

Os latossolos são solos que apresentam horizonte B latossólico espesso, com estrutura granular pequena a muito pequena; formam uma massa homogênea, muito porosa e pouco coesa e tem teor de argila semelhante ao do horizonte A acima (Moniz 1975 e Oliveira & Menk 1984).

Na região em estudo, são identificadas três classes de latossolos: roxo, vermelho-escuro e vermelho-amarelo.

Os latossolos roxos possuem teores de óxidos de ferro total em média, superiores a 18% e óxidos de titânio em geral, maiores que 3%. O material de origem desses solos é o proveniente do intemperismo de rochas básicas (basaltos e/ou diabásios).

Os latossolos vermelho-escuro apresentam teores de ferro total que variam entre 8% e 18%, podendo ser arenosos ou argilosos a muito argilosos. Quanto ao material de origem, este seria proveniente do intemperismo das rochas básicas com alguma contribuição dos sedimentos arenosos.

Os latossolos vermelho-amarelos são arenosos e areno-argilosos, apresentam teores de ferro total bem inferior a 9% e uma saturação em alumínio superior a 50%, sendo considerados como solos álicos. O material de origem é constituído provavelmente por sedimentos cenozóicos e por materiais provenientes do intemperismo de arenitos da Formação Botucatu e/ou Pirambóia.

As areias quartzosas profundas, assim denominadas em Oliveira *et al.* (1982) e Oliveira & Prado (1987), são constituídos por solos desenvolvidos sobre material arenoso com quantidades da fração argila menores que 15%. São formadas por perfis pouco diferenciados, abaixo do horizonte superficial A,

fraco ou moderado, com predominância do caráter álico. O material de origem relaciona-se aos depósitos arenosos, identificados como sedimentos cenozóicos, ou aos sedimentos retrabalhados da Formação Botucatu.

Os solos litólicos tem como principal característica a pequena espessura do *solum*, inferior a 40 cm. Apresentam um horizonte A fraco ou moderado, assentado diretamente sobre a rocha ou sobre o horizonte C (de pequena espessura), e apresentam usualmente teores relativamente elevados de minerais primários menos resistentes ao intemperismo. Esses solos derivados de basalto são argilosos, enquanto os provenientes do arenito apresentam textura arenosa ou areno-siltosa.

Os solos hidromórficos tem como principal característica a presença de um horizonte de acúmulo de matéria orgânica (horizonte *gley*), resultante do marcante processo de redução, que decorre do regime hídrico condicionado pelo relevo. Ocorrem nas áreas mal drenadas das planícies aluviais sobre os sedimentos fluviais do Quaternário. Esses solos ocupam estreitas faixas ao longo dos córregos de pouca expressão e atingem áreas progressivamente maiores ao longo do Ribeirão da Onça, Ribeirão Vaçununga, Córrego São Simão e Ribeirão Tamanduá. Os solos hidromórficos apresentam diversidade textural bastante acentuada, verificando-se solos com textura desde arenosa, abaixo da camada orgânica, até extremamente argilosa.

A terra roxa estruturada são solos de cor vermelha escura, originários de rochas básicas, marcados pela presença de horizonte B textural, argiloso ou muito argiloso, com teores elevados de Fe_2O_3 e TiO_2 .

5. CLIMA

A região se enquadra entre os índices pluviométricos anuais de 1.300 à 1.500 mm e temperatura média de 21°C (SEPLAN 1973).

A distinção de contrastes térmicos e pluviométricos definem para a região dois períodos:

- *Período mais frio e seco*, o qual não é homogeneamente frio. Quando há maior participação da Massa Tropical Atlântica, que desloca a Frente Polar para o sul, os invernos se apresentam relativamente quentes e com raras chuvas. A estabilidade dessa massa tropical produz bom tempo. Nos anos de maior atividade da Massa Polar aparecem as "ondas de frio", às vezes acompanhadas de geadas, com chuvas mais frequentes e fracas. Quando estes avanços dão oportunidade ao aquecimento pré-frontal, as chuvas são mais intensas. Esse período vai de abril a setembro.

- *Período mais quente e chuvoso*. Devido ao recuo da Frente Polar, reforça-se a presença da Massa Tropical Atlântica, que proporciona fortes aguaceiros com trovoadas e chuvas convectivas. Podem ocorrer incursões da Frente Polar, provocando abaixamentos rápidos de temperatura e chuvas. A variabilidade do ritmo das diferenças anuais na quantidade, na intensidade e na distribuição dos elementos climáticos, depende do jogo das correntes Continentais e Atlântica, em articulação com os avanços da Frente Polar, o que dá à região características de tropicalidade, colocando-a - segundo a classificação de Strahler - dentro da área de "Clima Tropical Alternadamente Umido e Seco".

Por outro lado, conforme a classificação de Köppen, a região se enquadra entre o Grupo A - dos Climas Tropicais Quentes e Úmidos e o Grupo C - dos Climas Mesotérmicos.

Quanto ao Balanço Hídrico, verifica-se que, dentre as áreas que se encontram ao norte do Estado, a região de São Simão constitui-se numa das de deficiência hídrica mais elevada, principalmente no inverno (Fig. II.2).

Esse tipo climático exerce uma importante ação na evolução dos materiais superficiais, principalmente na alteração dos constituintes primários das rochas, pela ação hidrolítica das soluções muito diluídas e ligeiramente ácidas, levando ao desenvolvimento de formações superficiais e solos tipicamente minerais.

FIGURA II.2 - Balanço Hídrico da localidade de São Simão, segundo Thorntwaite & Matter (apud Oliveira & Prado 1987).

6. VEGETAÇÃO

Segundo o relatório SEPLAN (1973), a vegetação original era representada por dois grandes tipos de formações vegetais:

- Formações Florestais
- Cerrados e Cerradões

Dentre as formações florestais, na região estudada, encontram-se dois sub-tipos:

- Floresta Latifoliada Tropical - apresenta aspecto imponente, com árvores de 30 m de altura e grande número de representantes da família das leguminosas. Este tipo de vegetação é mais característico das áreas de latossolo roxo e latossolo vermelho-escuro, e fornece matéria orgânica aos solos que a sustentam.

- Floresta Latifoliada Tropical Semidecídua - é uma formação vegetal menos exuberante que a anterior e caracteriza-se por perder parcialmente as folhas na estação seca, devido aos solos apresentarem pequena capacidade de retenção de água. Este tipo de vegetação é característico dos solos arenosos, principalmente o latossolo vermelho-escuro (fase arenosa).

O cerrado constitui um tipo de formação vegetal adaptado a um clima com duas estações bem definidas. Porém, não é só o clima que condiciona sua presença - é o conjunto de correlações entre solos pobres e clima, que o justifica. O cerrado seria resultado da deficiência de água no solo, durante a estação seca. Segundo Camargo (1963), a ocorrência de cerrados resulta das condições edáficas, verificando-se sua presença nas regiões em que praticamente não há deficiências hídricas. Entretanto, é tida por muitos como vegetação clímax e antiga, possivelmente do pré-quadernário (Ab'Saber 1967).

No domínio dos cerrados, ao longo dos cursos dos rios, aparece a "Mata Galeria", filiada à Mata Tropical devido ao aparecimento de alúvios com solos bons, além de estar condicionado a um microclima adequado.

Hoje, a vegetação original está restrita a cerrados, em algumas porções da região, sobre os solos arenosos; mata latifoliada e subcaducifolia, em porções onde o relevo se apresenta mais acidentado; e a pequenos trechos preservados de "Mata Galeria". Sobre os solos tipo terra roxa e latossolos roxos, derivados dos basaltos, são cultivados intensamente o café e a cana-de-açúcar. De modo geral, a vegetação original foi muito desmatada, dando lugar a pastagens e reflorestamentos de pinus e eucaliptos, principalmente nos solos arenosos que ocorrem próximos ao Ribeirão Tamanduá.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento de dados necessários à elaboração deste estudo esteve direcionado à caracterização dos materiais sedimentares que compõem as aluviões quaternárias do Ribeirão Tamanduá e dos materiais de alteração ao redor do Ribeirão, os quais serviram como prováveis fontes desses sedimentos, principalmente aqueles derivados das Formações Pirambóia e Botucatu.

1. MAPEAMENTO E FOTOINTERPRETAÇÃO

O mapeamento da área de estudo, que compreende parte das folhas topográficas (IBGE) de Cravinhos e Luís Antônio (escala 1:50.000), foi efetuado segundo os métodos clássicos de mapeamento geológico.

Primeiramente, foi elaborado um mapa geológico compilado (escala 1:250.000), com base nos mapas geológicos previamente disponíveis (DAEE 1974, IGG 1974, IPT 1981b, e UNESP 1982).

Em continuidade ao trabalho, foi elaborado um mapa base, na escala aproximada de 1:25.000, com auxílio de técnicas e de métodos básicos fotointerpretativos (Ricci & Petri 1965), combinados a um controle sistemático de campo. Para isso, foram utilizadas 50 fotos aéreas distribuídas em 10 faixas de voo (escala 1:25.000), do levantamento aerofotogramétrico do IBC/GERCA (1972), além dos mapas topográficos (escala 1:50.000) publicados pelo IBGE.

No trabalho de fotointerpretação foram cartografadas as unidades litoestratigráficas do Mesozóico, as áreas com cobertura cenozóica, os limites dos depósitos fluviais associados ao Ribeirão Tamanduá, e identificadas as áreas de aspectos texturais e de tonalidades diferenciadas. Foram separadas nos *overlays*: as áreas homólogas e as superfícies topograficamente mais baixas e húmidas das mais altas e secas - ambas dentro da várzea atual.

Com os trabalhos de campo, foi verificado que o maior número de camadas argilosas, assim como as camadas mais espessas, são freqüentemente encontradas nos materiais que constituem as superfícies topograficamente mais altas.

Durante a interpretação fotogeológica, foram assinalados os locais de estreitamento dessa várzea, os quais, nas campanhas de campo, revelaram-se relacionados à ocorrência de corpos básicos mais resistentes à erosão, chegando a formar pequenas corredeiras em alguns pontos do Ribeirão.

O mapa geológico elaborado na escala aproximada de 1:25.000 mostrou-se adequado às interpretações e correlações realizadas. Para a construção desse mapa, foram utilizadas fotografias aéreas (1:25.000). Os resultados da fotointerpretação e do controle de campo foram repassados sobre *overlays*, num total de 30 transparências. Nessa elaboração, foram utilizadas apenas as porções centrais de cada *overlay*, para minimizar as distorções laterais das fotos.

Mais adiante, é apresentado e comentado o mapa geológico (escala 1:25.000) da porção mais representativa dos depósitos aluvionares mapeados. Após sua elaboração, os dados geológicos, agora apoiados em pontos cartográficos bem marcados do terreno, foram transferidos para as folhas topográficas 1:50.000 (Luís Antônio e Cravinhos), obtendo-se um mapa final na escala 1:50.000, porém com detalhamento de 1:25.000.

2. TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM

Os trabalhos de campo objetivaram inicialmente o controle geológico das áreas homólogas definidas nos trabalhos de fotointerpretação, descrições geológicas de afloramentos, amostragem dos estratos geológicos aflorantes e observações morfoestruturais que pudessem ter associação com a deposição cenozóica ocorrida na várzea.

Nessa etapa de trabalho, constatou-se que o lençol freático aflora na planície de inundação na qual se encontram as cavas das minerações - isto, nem sempre permitiu o levantamento completo da

coluna estratigráfica local. Para superar as limitações impostas pelo surgimento do lençol freático, foi feita uma campanha de sondagem *vibrocore*, a qual permite amostragem contínua com preservação relativa das estruturas dos sedimentos amostrados.

A sonda vibratória (*vibrocore*) foi idealizada para perfurar e recuperar os sedimentos arenosos e/ou argilosos localizados abaixo do nível freático. É constituída por um tubo de alumínio (amostrador), com cerca de 3 pol. de diâmetro por 6 m de comprimento; na extremidade superior, um cabo vibrador impulsionado por um motor de 5 HP vem preso ao tubo. Mantendo-se o tubo em posição vertical ao solo e aplicando-se vibração, este penetra nos sedimentos. Para recuperar as amostras, é preciso vedar a extremidade superior do tubo, erguê-lo e retirá-lo totalmente com o auxílio de um tripé - os sedimentos ficam retidos em sua porção interna. Esse tipo de sondagem propiciou a recuperação dos sedimentos razoavelmente indeformados.

Foram realizadas 10 sondagens com recuperação total de 40 m de testemunhos.

As sondagens foram transversais ao Ribeirão. Após testemunhagem, os tubos foram transportados para o laboratório, serrados no sentido longitudinal e divididos em duas partes: uma, destinada a fotografias e à descrição detalhada e, a outra, a análises laboratoriais. Foram cuidadosamente descritos e fotografados oito dos testemunhos mais representativos, e coletadas amostras para análises granulométricas, mineralógicas, químicas e cronológicas dos sedimentos de cada camada descrita.

Foram também descritas 20 paredes de cavas de mineração, nas quais coletaram-se amostras para ensaios granulométricos, mineralógicos, químicos, e datações por métodos radiométricos (^{14}C) naqueles materiais mais ricos em matéria orgânica. Neste estudo, foram destacados os dados descritivos de cinco paredes de cavas de mineração, por serem as mais representativas dos sedimentos aluvionares.

Nas áreas em torno da várzea, foram descritos oito perfis de afloramentos de sedimentos alterados e de rochas básicas também alteradas. Com o objetivo de se estudar a proveniência dos argilo-minerais da várzea, foram retiradas oito amostras

indeformadas e orientadas desses materiais alterados para estudos micromorfológicos.

As perfurações *vibrocore* e as observações efetuadas junto às paredes de cavas das minerações permitiram constatar que a espessura dos depósitos aluvionares acima dos arenitos mesozóicos varia entre 6 e 8 m, os quais serão detalhados adiante.

As figuras IV.1 e IV.3 apresentam a distribuição dos perfis descritos e amostrados. Na figura IV.1 (anexa), encontra-se a localização dos perfis dos materiais das áreas fonte e, na figura IV.3, a localização dos perfis dos sedimentos aluvionares quaternários.

3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Para a caracterização do material coletado no campo, as amostras foram submetidas a análises granulométricas, químicas, mineralógicas e datações radiométricas (^{14}C).

3.1. Análises Granulométricas

Das amostras submetidas a estas análises, ainda com a umidade natural, foram separadas cerca de 30 g para as amostras argilosas e 60 g para as arenosas. Após pesagem e com auxílio de um desagregador mecânico ou, no caso das amostras muito argilosas, com aparelho de banho-maria de ultra-som, as amostras foram desagregadas em água destilada. Outra porção foi separada, pesada e encaminhada para secagem em estufa a 60°C, com o objetivo de se obter, após pesagem final, o seu teor de umidade. As porções desagregadas foram tratadas com água oxigenada, para destruir a matéria orgânica, e agitadas com 1 g/l de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) para dispersar e deflocular as frações finas presentes.

Em seguida, foram adotados os procedimentos descritos por Suguo (1973 e 1980) para a separação das partículas constituintes de cada amostra, ou seja, método de pipetagem para

a separação das partículas inferiores a 0,062 mm (62 μ m) e método de peneiramento para as partículas de diâmetros maiores. A escala adotada foi a de Wentworth, transformada em escala ϕ .

Os resultados fornecidos pela análise granumolétrica foram transcritos em tabelas e representados graficamente por histogramas. Com base nas curvas acumulativas construídas a partir dos resultados granulométricos foram determinados os parâmetros estatísticos de Folk e Word (*apud* Suguio 1973): diâmetro médio (M_z), grau de seleção por meio do desvio padrão (σ_I), grau de assimetria (SK_I) e curtose (Kg).

3.2. Análises Mineralógicas

As análises mineralógicas foram direcionadas essencialmente à caracterização das frações argilosas dos sedimentos amostrados na várzea e dos materiais de alteração e/ou sedimentos das áreas fonte dos depósitos quaternários. Para essas análises, foram utilizados métodos de difração de raios-X e de microscopia eletrônica e óptica.

3.2.1. Difração de Raios-X

Inicialmente, esse método foi aplicado à caracterização das amostras argilosas e/ou argilo-arenosas ou areno-argilosas totais, antes de virem a sofrer qualquer tratamento, e posteriormente, nas frações argila menores que 2 μ m, após separação granulométrica.

As amostras totais dos materiais argilo-arenosos e areno-argilosos foram analisadas após pulverização e sem orientação preferencial. Nas amostras argilosas foram aplicadas técnicas de lâminas orientadas, com a finalidade de se realçar as faces basais dos argilo-minerais presentes.

As amostras foram submetidas a tratamento prévio com água oxigenada (H_2O_2) a fim de eliminar a matéria orgânica que é muito frequente nos sedimentos quaternários e nos materiais de

alteração. Após o tratamento, essas amostras foram submetidas aos raios-X ($K\alpha$ - Cu).

Em amostras previamente selecionadas, segundo sua representatividade e distribuição nos diferentes perfis levantados, foi feita a separação da fração argila em: argila fina ($<0,2 \mu\text{m}$) e argila grossa (entre $0,2$ e $2 \mu\text{m}$). Essa separação teve como princípio a lei de Stokes e os procedimentos adotados foram baseados no método de separação de argilas de solos apresentado por Robert & Tessier (1974).

Cada uma dessas frações (argila fina e argila grossa) foi submetida à seqüência de procedimentos de Robert & Tessier (1974), para a determinação dos argilo-minerais. As amostras foram examinadas aos raios-X, em cada uma das seguintes situações:

- em estado natural, com orientação preferencial;
- após saturação com MgCl_2 e tratamento com etileno-glicol;
- após saturação com KCl e tratamento por aquecimento a 350°C e 550°C .

As interpretações dos resultados obtidos na leitura dos difratogramas foram baseadas nas medidas das distâncias interplanares, como indicadas por Brown (1972), e em alguns princípios de determinação qualitativa ao raio-X, apresentados por Robert (1975).

Para efeito de comparação entre os resultados, foi utilizada radiação $\text{Cu-K}\alpha$ e os mesmos parâmetros de velocidade e sensibilidade do equipamento de raios-X em todas as amostras, ou seja, 15 mA, 35 kV, 1.000 CPS x 2 TC e $1^\circ/\text{min}$. O equipamento utilizado foi um Rigaku do Instituto Astronômico e Geofísico da USP.

Também foram estudados os comportamentos de alguns difratogramas de amostras tratadas com hidrazina, a fim de avaliar o grau de ordenamento dos folhetos de caolinitas dos sedimentos quaternários e dos materiais de alteração.

Esse tratamento foi aplicado com base nos estudos de Range *et al.* (1969) e na seqüência de procedimentos apresentada por Lucas *et al.* (1974) e Thiry & Weber (1977), que são:

- as amostras foram submetidas aos raios-X, em estado natural, com orientação preferencial;
- as amostras foram mantidas em atmosfera com *hidrazina hidratada*, por mais de 12 horas. Tal atmosfera foi obtida com a manutenção das amostras (em lâminas), em dessecadora com *hidrazina*, por uma noite;
- as amostras, ao serem retiradas da dessecadora, foram rapidamente submetidas aos raios-X, evitando-se, assim, a evaporação da *hidrazina*, fracamente ligada às estruturas.

O efeito após o tratamento com *hidrazina* em caolinitas bem ordenadas é verificado pelo aumento do espaçamento interfoliar (Range et al. 1969). A relação entre a intensidade do pico da caolinita a 7,15 Å antes do tratamento com *hidrazina* e a intensidade deste mesmo pico após o tratamento permite definir o grau de expansibilidade à *hidrazina* (Thiry & Weber 1977). Esse método foi utilizado neste trabalho, para se avaliar o grau de cristalinidade da caolinita.

3.2.2. Microscopia Óptica e Micromorfologia

Para a caracterização mineralógica e morfoestrutural dos materiais de alteração, foram utilizadas técnicas de microscopia óptica sobre lâminas delgadas, geralmente adotadas em estudos micromorfológicos.

Para preparar as lâminas delgadas desses sedimentos, foram adotados os seguintes procedimentos, baseados na proposta de Verbeke (1969):

- as amostras indeformadas, coletadas durante os trabalhos de campo, foram submetidas a uma secagem, inicialmente ao ar e, em seguida, em estufa a aproximadamente 40°C;
- as amostras foram impregnadas com resina acrílica polylite (T-208) pré-acelerada, diluída com monômero de estireno (200 ml para 300 ml de resina) e com algumas gotas de catalizador (de 5 a 6 gotas de peróxido de metil-etil-cetona). Essa impregnação foi realizada em dessecador, a vácuo, adicionando-se resina em pequenas quantidades, várias vezes, até que se completasse o processo;

- após o endurecimento, as amostras foram cortadas em fatias cujas superfícies foram novamente impregnadas. A reimpregnação foi feita com solução de resina e acetona (na proporção 1:1) e gotas de catalizador;
- finalmente, foram preparadas as lâminas delgadas, das amostras tratadas.

As descrições em microscópio óptico tiveram como base os conceitos apresentados por Pettijohn *et al.* (1972), para a petrografia sedimentar, e por Brewer (1976), para a descrição micromorfológica.

3.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Para complementar os estudos feitos por meio das técnicas de difração de raios-X, foram realizadas, com o auxílio de um microscópio eletrônico de varredura, observações de caráter morfológico e mineralógico dos argilo-minerais presentes nas amostras que melhor caracterizaram os sedimentos quaternários e os materiais de alteração.

O microscópio eletrônico de varredura JEOL modelo J.S.M.-P15, do Instituto de Química de Araraquara, UNESP, foi utilizado para se obter as fotomicrografias.

A preparação das amostras foi iniciada com a montagem de fragmentos milimétricos do material *in natura*, seco e em suporte apropriado. Posteriormente, o preparado foi recoberto por uma fina película de carbono e, em seguida, por uma de ouro 24 K; o processo foi feito em ambiente de alto vácuo, a partir da vaporização de eletrodos destes materiais. O aparelho utilizado nesse recobrimento foi o metalizador JEOL-JEK-SS.

Do ponto de vista mineralógico, foram obtidas fotomicrografias dos pontos mais significativos e interessantes das amostras dos sedimentos quaternários e mesozóicos, com aumentos que variaram de 6.000 a 10.000 vezes.

As observações de reconhecimento ao microscópio eletrônico

apresentadas por Souza Santos (1966), Bentelspancher & Van der Marel (1968) e Keller (1978).

3.3. Análises Químicas

3.3.1. Análises Químicas Totais

As análises químicas foram realizadas no Laboratório GEOLAB, da empresa GEOSOL, Geologia e Sondagens Ltda. Tiveram como objetivo a caracterização química total dos materiais argilosos e areno-argilosos e seus resultados foram utilizados no cálculo normativo, para a determinação da porcentagem dos minerais presentes nesses materiais.

Foram analisadas amostras totais sem tratamentos prévios, dos sedimentos quaternários e das frações menores que 2 mm (denominadas TFSA = terra fina seca ao ar) dos materiais de alteração.

As porcentagens dos elementos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 , H_2O^- , H_2O^+ e perda ao fogo (P.F.) foram determinadas.

Para essas análises, foram selecionadas apenas as amostras mais representativas dos sedimentos argilosos, não orgânicos ou pouco orgânicos, quaternários, e os materiais de alteração arenosos, perfazendo um total de 20 análises.

3.3.2. Análises do Complexo Absorvente

A análise do complexo absorvente, realizada com o objetivo de caracterizar a química do meio em que se desenvolvem as alterações e a sedimentação quaternária, foi baseada nas seguintes determinações:

- .pH,
- .bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+}) dosadas individualmente,
- .acidez titulável (H^{+} + Al^{3+}).

Essas determinações, realizadas no Laboratório da Seção de Fertilidade do Solo e Nutrição de Plantas do Instituto Agronômico de Campinas, foram executadas conforme os métodos expostos por Oliveira & Prado (1987) para caracterização e classificação de solos.

A partir desses dados, foram calculados, para oito amostras representativas dos diferentes meios caracterizados, os valores de:

- .S = soma das bases trocáveis (Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+}) em meq/100g.
- .T = capacidade de troca de cátions ($\text{S} + \text{H}^{+} + \text{Al}^{3+}$) em meq/100g.
- .V = saturação em bases em % ($100 \cdot \text{S}/\text{T}$).

3.3.3. Análises da Matéria Orgânica

Com o objetivo de melhor caracterizar o estágio de evolução da matéria orgânica, foi feita a análise dos componentes orgânicos em amostras representativas dos sedimentos argilosos e carbonosos do quaternário que, quando *in natura*, apresentavam cores de preta a cinza escura.

Essas análises foram realizadas pela Seção de Química do Solo do Centro de Energia Nuclear na Agricultura - CENA/USP (Piracicaba, SP). As amostras foram mantidas em baixas temperaturas (conservadas em *freezer*), com o objetivo de evitar a contínua evolução desses materiais, devido a presença de fungos e bactérias, até a execução das análises.

A porcentagem de carbono total e carbono na matéria orgânica livre, nos ácidos fúlvicos e húmicos e na humina, foi determinada.

3.4. Datações Radiométricas (^{14}C)

A coleta de amostras ricas em material orgânico, principalmente restos vegetais (troncos, raízes ou fibras), realizada com a finalidade de datação, mereceu os seguintes cuidados especiais:

- identificação correta e precisa da amostra em cada perfil descrito;
- foram selecionadas amostras que estiveram entre camadas argilosas;
- as coletas só foram realizadas em perfis recentemente abertos (cavas de mineração e/ou testemunhos de sondagem); e
- todas as amostras foram extraídas dos perfis de forma a evitar contaminações ou trocas entre o carbono da atmosfera e o da amostra.

As amostras coletadas foram submetidas a secagem em estufa a 40°C e posteriormente encaminhadas ao Laboratório da ORSTOM, em Bondy (França).

O método do radiocarbono é o mais conhecido e utilizado para datações do período Quaternário. A idade de uma amostra fóssil, por esse método (^{14}C), é obtida a partir da determinação da radioatividade residual, devida ao isótopo ^{14}C cuja meia vida é de 5.570 ± 30 anos.

O radiocarbono é continuamente produzido na alta atmosfera (estratosfera) pelo bombardeamento de raios cósmicos sobre os átomos de nitrogênio do ar, que gera a seguinte reação:

Além da altitude, a latitude e a atividade solar influem na sua taxa de produção (Martin *et al.* 1982).

A taxa média de produção do ^{14}C é igual a:

$$Q = 2,5 \pm 0,5 \text{ átomos de } {}^{14}\text{C}/\text{cm}^2/\text{s}$$

O radiocarbono formado se oxida rapidamente, mistura-se com o CO_2 atmosférico e se distribui nos diversos reservatórios do chamado "sistema intercambiável", ou seja, águas oceânicas

superficiais e profundas, biosfera e húmus. O resultado é uma radiatividade específica diferente para cada reservatório.

Segundo Libby (*apud* Martin *et al.* 1982), o valor característico médio da radiatividade para a atmosfera e biosfera é cerca de 15 des/min/gC.

A partir de 1950, com o advento dos ensaios term nucleares atmosféricos, houve um acréscimo importante na radiatividade específica do CO₂ do ar devido a produção de ¹⁴C artificial. Esta é uma das razões pela qual conserva-se o ano de 1950 como referência para o presente (B.P. = antes do presente = 1950) (Martin *et al.* 1982).

Duas hipóteses devem ser consideradas na datação de amostras antigas:

- a) Supõe-se que tenha prevalecido um estado de equilíbrio entre a taxa total de produção do radiocarbono e o decaimento radiativo. Isto equivale a afirmar que a radiatividade específica do CO₂ atmosférico e da biosfera não variou no decorrer do tempo.
- b) Supõem-se que após a morte do ser vivo do qual se deseja datar os restos fósseis, não tenha ocorrido trocas entre o carbono da atmosfera e o do meio ambiente. O que equivale a dizer que os restos fósseis permaneceram num sistema quimicamente "fechado".

Será então, a partir da relação abaixo, que se chega à idade em função da radiatividade residual (Martin *et al.* 1982).

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A}$$

onde:

A = radiatividade da amostra

A₀ = radiatividade inicial (radiatividade de CO₂ atmosférico)

λ = constante de decaimento do radiocarbono.

t = idade da amostra

Conforme o tipo de equipamentos e de instalações utilizadas para esse método, o limite de idade máxima detectável é cerca de

40.000 anos ou, no caso de equipamentos mais recentes e sofisticados, até 80.000 anos.

A idade de uma amostra deve ainda ser corrigida dos efeitos de fracionamento isotópico entre o ^{12}C e o ^{13}C , seja devido a processos naturais (por exemplo, há uma maior assimilação pelas plantas dos átomos mais leves - ^{12}C - e, portanto, um enriquecimento do mais pesado - ^{13}C - na água) ou a indução em laboratório por ocasião de sua preparação.

Quanto mais antigo for o resto fóssil analisado, maior será o desvio dos resultados, como se pode observar na relação abaixo:

Idades	desvios (da ordem de)
últimos 10.000 anos	± 100 anos
10.000 à 30.000 anos	± 1.000 anos
30.000 à 40.000 anos	± 2.000 à 3.000 anos

CAPÍTULO IV

RESULTADOS E DISCUSSÕES

1. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

1.1. Mapeamento Geológico

Os trabalhos de reconhecimento de campo, efetuados concomitantemente às interpretações fotogeológicas, permitiram a elaboração do mapa geológico (escala 1:50.000) apresentado na figura IV.1 (anexa).

O mapa abrange a porção média superior do vale do Ribeirão Tamanduá. O desnível entre o fundo do vale (de 550 a 640 m de altitude) e o topo dos interflúvios (de 800 a 900 m de altitude) é superior a 200 m e expõem as unidades descritas a seguir, da base para o topo.

Formações Pirambóia e Botucatu (R-K)

Ocorrem em toda a região mapeada, freqüentemente encobertas por sedimentos arenosos alúvio/coluvionares cenozóicos, decorrentes dos processos de alteração e de erosão dessas mesmas formações.

Nos sopés das elevações, formadas por rochas básicas, encontram-se afloramentos, principalmente de arenitos das fácies eólica da Formação Botucatu. Afloram, também, arenitos da Formação Pirambóia ou das fácies torrenciais da Formação Botucatu, nas bordas da bacia do Ribeirão Tamanduá (pontos TM3 e SS130).

Os perfis TM3, SS20, SS120, SS130 e SS132 da figura IV.2 sintetizam a litologia dos arenitos mesozóicos que ocorrem na área.

Os estudos realizados não permitiram estabelecer a posição estratigráfica correta desses arenitos e demais materiais rudáceos: se pertencentes à Formação Pirambóia ou à fácies torrenciais da Formação Botucatu. Essa dificuldade já havia sido constatada por Soares (1973) para a região nordeste do Estado.

Apenas os arenitos descritos no perfil SS120 e o arenito que ocorre na região do Morrote Santa Maria (centro leste da área) possuem características típicas da Formação Botucatu. São arenitos finos a médios, bem selecionados, maduros textural e mineralogicamente, com estratificações cruzadas de grande porte.

Os demais arenitos (perfis TM3, SS20, SS130 e SS132) são constituídos de areias médias a grossas, com níveis conglomeráticos e matriz areno-argilosa; apresentam estratificações cruzadas acanaladas de médio porte.

O contato entre essas formações não foi estabelecido por não se encontrar parâmetros geológicos suficientemente seguros para essa finalidade, embora o mapa da UNESP (1982) apresente a delimitação cartográfica de ocorrência dessas unidades. Os levantamentos aqui efetuados concordam com as observações de Soares (1973) no que tange, na região nordeste do Estado, a passagem gradacional dos arenitos da Formação Pirambóia, depositados em ambiente fluvial, para os arenitos da Formação Botucatu, formados predominantemente em ambiente eólico. O contato entre ambas formações não apresenta camadas guia ou discordância marcante que definam um limite rígido entre elas.

A espessura desses arenitos, aqui denominados Botucatu/Pirambóia, é da ordem de 60 m - nas escarpas da Serra de São Simão encontram-se afloramentos com cerca de 40 m.

Nos arenitos de todos os perfis descritos, são marcantes os sinais de intemperismo como, a fácil desagregação à simples manipulação das amostras e a presença de bioturbação (raízes e outros organismos recentes).

LEGENDA

CENOZÓICO

- Nivel de seixos
- Conglomerados arenosos
- Areias
- Argilas
- Areias argilosas ou argilas arenosas

MESOZÓICO

- FORMAÇÃO BOTUCATU/PIRANBOLA
- Basalto alterado sem estruturas originais da rocha distinguíveis
 - Basalto alterado com estruturas originais da rocha distinguíveis
 - Arenito fino a médio
 - Arenito médio a grosso
 - Conglomerado arenoso

- S Solo
- SA Solo de alteração da rocha subjacente
- So Solo desenvolvido sobre colúvio
- Superfície erosiva
- Matriz argilosa
- Matriz areno-argilosa
- Matriz arenosa
- Intercalações conglomeráticas
- Estratificação plano-paralela
- Estratificação cruzada tabular
- Estratificação cruzada acolada

PERFIS LITOLÓGICOS
ÁREAS FONTE - UNIDADES GEOLÓGICAS AFLORANTES

Formação Serra Geral (J-K)

A Formação Serra Geral ocorre a oeste e a leste da bacia do Ribeirão e sustenta, respectivamente, as Serras de Canaã, a oeste, e São Simão e Santa Maria, a leste (Fig. IV.1). Estratigraficamente, encontra-se sobre os arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia e é constituída por derrames basálticos, arenitos eólicos interderrames e *sills* e/ou diques de diabásio.

Os basaltos na área, apresentam estruturas amigdaloidais, vesiculares e estruturas tipo disjunção colunar. As amígdalas são freqüentemente preenchidas por quartzo e por minerais do grupo das zeólitas. Formam corpos tabulares que sustentam as superfícies mais elevadas (800 a 900 m) cujas bordas apresentam-se escarpadas (Serra de Canaã e de São Simão). A espessura desses corpos é da ordem de 100 a 130 m, porém, o contato com a formação subjacente não é bem delimitado, pois este encontra-se recoberto por depósitos coluvionares cenozóicos.

Diques e/ou *sills* de diabásio que cortam os arenitos, afloram em diversos pontos da bacia do Ribeirão Tamanduá e sustentam elevações ou pequenos morrotes - estes, bem identificáveis em fotografias aéreas - que estrangulam a bacia e proporcionam a formação de pequenas corredeiras ao longo do Ribeirão.

Os corpos basálticos aflorantes na área estão freqüentemente intemperizados, como pode ser visto pela descrição do perfil SS129 (Fig. IV.2), exceção feita às áreas escarpadas onde são mais comuns as rochas inalteradas, com poucos sinais de intemperismo. Nesses locais, os basaltos ocorrem, por vezes, com características das primeiras fases de alteração dos seus minerais componentes (como exemplo, a formação de crostas castanho-amareladas envolvendo um núcleo de rocha sã).

Formações Superficiais (Cz)

Capeando as unidades mesozóicas descritas, existem formações superficiais resultantes dos processos evolutivos regionais que

ocorreram durante o Cenozóico, ligados a modelagem do relevo e responsáveis pela elaboração da Depressão Periférica e Cuestas Basálticas (Melo & Ponçano 1983).

Essas formações representam os depósitos correlativos das principais fases de elaboração da Depressão Periférica. Estão ligadas aos processos de morfogênese mecânica, em clima semi-árido, os quais são responsáveis pelas diferentes fases de pediplanação no Cenozóico, intercalados aos processos de dissecação do relevo, em períodos de clima mais úmido (Bigarella *et al.* 1965 e Melo & Ponçano 1983).

Na superfície aplainada mais elevada, Serra de Canaã (900 m de altitude), ocorrem arenitos conglomeráticos polimíticos, com matriz areno-argilosa, cimento ferruginoso e de espessura não superior a 4 m os quais, pela sua constituição e localização, podem ser correlacionados às couraças ferruginosas existentes sobre a Formação Itaqueri, como admitido por Melo & Ponçano (1983).

Essa superfície, segundo proposta de Melo & Ponçano (1983), estaria, então, associada à superfície de cimeira do reverso de cuesta, relacionada ao encouraçamento ferruginoso em clima semi-árido, durante o Eoceno (início do Terciário), ou à superfície neogênica, no Plioceno.

Recobrimdo as extensas áreas de ocorrência das unidades mesozóicas arenosas, em altitudes de 550 a 700 m, encontram-se extensos e profundos areais formados durante o intemperismo dessas rochas, devido a contínua ação das águas pluviais e do lençol freático que praticamente lavaram esses sedimentos extremamente porosos, retirando-lhes a pouca matriz argilosa presente.

De forma geral, essas coberturas seriam eluvionares; porém, nas observações de campo ao longo dos vales de drenagens secundárias, de primeira e segunda ordem, ou mesmo no perfil SS132 (Fig. IV.2), tais coberturas apresentam características coluvionares.

Na base das formações superficiais desses locais e acima de um pequeno solo de alteração dos arenitos mesozóicos (20 a 30

cm), ocorrem espessas cascalheiras de 2 ou de 5 m de espessura; sobre elas, encontram-se areias finas a médias inconsolidadas e sem estruturas sedimentares presentes. Essas cascalheiras são constituídas de seixos de quartzo, de arenitos ferruginizados e, em menor proporção, por fragmentos de basaltos. A matriz é arenosa e areno-silto-argilosa. São abundantes as estratificações cruzadas nesses depósitos rudáceos.

Localmente, em demais áreas próximas às drenagens (SS108 e SS127, Fig. IV.2), essa cobertura pode ser constituída de areias com intercalações conglomeráticas que evoluem para areias inconsolidadas no topo. Essas intercalações são semelhantes às cascalheiras, principalmente quanto à constituição mineralógica e textural. Intercalações argilo-arenosas de pouca espessura também ocorrem nessas seqüências.

Nas superfícies aplainadas, adjacentes às escarpas basálticas (cotas de 650 a 750 m), as coberturas são formadas por colúvios argilo-arenosos e areno-argilosos constituídos por materiais provenientes tanto das alterações de arenitos Pirambóia e Botucatu quanto das alterações das rochas básicas, com as mesmas características das formações superficiais espessas argilo-arenosas, identificadas e estudadas por Gonçalves (1978) na região de Ribeirão Preto (a NW da área de estudo).

Essas coberturas, sobre os arenitos, e as coberturas adjacentes aos corpos basálticos, estariam relacionadas aos eventos deposicionais controlados por soleiras locais e associadas à morfogênese mecânica durante as fases semi-áridas do Plio-Pleistoceno, conforme proposto por Melo & Ponçano (1983).

Os sedimentos aluvionares que compõem a bacia do Ribeirão Tamanduá registram os eventos mais recentes do processo evolutivo regional de modelação do relevo, ocorridos durante o Quaternário, e associados às últimas fases de clima semi-árido e úmido que dominaram a região.

1.2. Caracterização mineralógica das unidades geológicas

Com o objetivo de avaliar as relações entre as áreas fonte e os sedimentos que compõem a bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá, complementando, assim, o quadro evolutivo regional, foram realizados estudos de microscopia óptica em amostras indeformadas e endurecidas dos afloramentos de arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia (perfis SS130, SS20 e TM3, Fig. IV.2).

Para a caracterização mineralógica dos demais materiais presentes nas áreas fonte - rochas básicas - bem como da evolução das mesmas, foram utilizados, nas considerações finais, os dados já disponíveis em bibliografias da região (Gonçalves 1978 e 1987).

1.2.1. Microscopia óptica e micromorfologia dos arenitos mesozóicos

Nesses estudos, foram observadas a constituição mineralógica dos arenitos e seus produtos de alteração por meio da análise das transformações e das neoformações minerais que ocorreram durante os processos de alteração a que essas rochas estiveram submetidas.

Apesar dos arenitos conservarem, nos afloramentos descritos, suas estruturas sedimentares, foram verificadas feições importantes devido a alteração supérgena que caracterizam esses materiais, mais precisamente, como alteritos de arenito, segundo a classificação utilizada em Chatelin (1974). Pela alta porosidade e permeabilidade desses arenitos, a atuação dos processos de alteração fizeram-se sentir até em grandes profundidades. Esses alteritos se apresentam friáveis e com feições de bioturbação intensa (canais formados pela penetração de raízes, formigueiros e outros escavados por animais).

Com base nos conceitos e terminologias de Pettijhon *et al.* (1972) para os níveis menos alterados e de Brewer (1964) para os níveis mais alterados, foi caracterizada, pela descrição macro e

microscópica, uma sequência de alteração sobre os arenitos Botucatu/Pirambóia.

- Arenitos pouco alterados

A amostra desse arenito é friável, de cores arroxeadas, arenosa com grânulos e seixos (de quartzo e de fragmentos de quartzito), muito mal selecionado e com estratos cruzados de médio porte.

Em lâmina delgada, é possível verificar que são arenitos suportados por grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de quartzito, com uma pequena porcentagem de matriz siltico-argilosa composta por caolinita e pouca mica, a qual preenche, em alguns casos, apenas parte dos micro-vazios observados. O arcabouço arenoso representa cerca de 85% a 90% da amostra e é constituído por aproximadamente 45% de quartzo, 20% a 25% de feldspato e 15% a 20% de fragmentos de quartzito, cujos grãos variam de 0,1 a 1,2 mm (areia fina a muito grossa) e são muito mal selecionados, subarredondados e com baixa esfericidade, sendo comuns grãos de quartzo e de fragmentos de quartzito alongados com bordos retilíneos. Os feldspatos (com geminação tipo albita e microclínios) apresentam-se com dissolução ao longo das clivagens e com a formação de produtos amorfos na superfície que passam imediatamente a caolinitas. Nos contatos, geralmente longitudinais, entre os grãos desse arcabouço, ocorre matriz de textura siltico-argilosa, que penetrou pelos vazios intergranulares.

Essa matriz, que corresponde a aproximadamente 10% da amostra, é formada por finas lamelas de caolinita dispostas paralelamente (de forma concêntrica) às superfícies dos grãos, os quais confundem-se com as lamelas de mica, também, com a mesma disposição e parcialmente transformadas em caolinitas. Os vazios (microporos) intergranulares correspondem a cerca de 5% ou menos da amostra. Em torno dos grãos, é verificada também a presença de finas manchas avermelhadas, correspondentes a uma acumulação relativa de óxidos de ferro. Segundo Pettijhon *et al.* (1972), baseado na classificação de Dott (*apud* Pettijhon *et al.* 1972), essa rocha, mineralogicamente submatura porém texturalmente

imatura, é um subarcócio *wakes*, ou seja, arenito subarcosiano com matriz.

- Arenitos parcialmente alterados

São compostos por materiais friáveis, de cores também arroxeadas, arenosos, com freqüentes grânulos e seixos (de quartzo e de fragmentos de quartzito) estratificados, muito mal selecionados e comuns os estratos cruzados de médio porte.

Nas descrições microscópicas, foi verificado que esses arenitos são formados por um fundo matricial (Brewer 1964), composto por um esqueleto idiomórfico quartzo/quartzítico (60% a 70% da amostra), um plasma primário siltico-argiloso caolinitico (20% a 30% da mostra) e vazios intergranulares (5% a 10% da amostra).

Os grãos desse esqueleto são constituídos por quartzo (80% a 90% do esqueleto) e fragmentos de quartzito (10% a 20% do esqueleto) com granulação que varia entre 0,06 e 0,8 mm (ou até grãos maiores), muito pobremente selecionados, com grãos angulares a subangulares, com baixa esfericidade, sendo freqüentes grãos de quartzo alongados com superfícies quebradas (planas).

O plasma primário anisótropo de estrutura "inséptica" e "silasséptica", em algumas porções, é constituído predominantemente por caolinitas e secundariamente por mica (illita). As caolinitas aparecem muitas vezes em pacotes lamelares (com formas de "verme" ou "acordeon"), imprimindo estrutura "inséptica" a esse plasma.

Os vazios, compostos por microporos irregulares e intergranulares, podem ser considerados como litovazios, relacionados à textura petrográfica da rocha.

Os arranjos dos diferentes componentes deste fundo matricial diferenciam-se em estratos, os quais são coincidentes com a estrutura original da rocha. Tem-se portanto, estratos em que o

esqueleto predomina sobre o plasma e estratos em que o plasma predomina sobre o esqueleto.

- Arenitos fortemente alterados

As amostras desse material extremamente friável, são de cores castanhas, muito arenosas, guardando, ainda, a estratificação original da rocha ressaltada pelas variações granulométricas dos estratos.

Da mesma forma que os arenitos parcialmente alterados, o fundo matricial é formado por um esqueleto quartzo/quartzítico (55% de amostra) imerso em um plasma caolinítico (30% da amostra) e com 25% de vazios.

O esqueleto, formado por grãos de quartzo e de fragmentos de quartzito, é de granulação fina (0,06 a 0,5 mm), mal selecionado, com grãos subarredondados a subangulosos, de baixa esfericidade, sendo freqüentes grãos de quartzo quebrados. Esses grãos se dispersam num plasma, mais abundante que o do nível anterior, de estrutura "silassépica" e "isotique", em algumas porções irregulares, compostos predominantemente por caolinita com dimensões menores que 0,02 mm, e por oxi-hidróxidos de ferro com cores castanho amareladas, os quais são isotrópos e dispostos de forma irregular em manchas.

A microporosidade irregular e intergranular é bem mais abundante que nos arenitos parcialmente alterados; é interconectada e relacionada, provavelmente, à saída de material em suspensão e com o alargamento dos vazios.

Como na descrição anterior dos estratos examinados, relacionados à estratificação original da rocha, predomina um arranjo do fundo matricial, ora com esqueleto mais abundante, ora com plasma e vazios mais freqüentes.

1.2.2. Conclusões

As características mineralógicas e texturais dos arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia que ocorrem na área de estudo - ou seja, arenitos subarcosianos compostos por grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de quartzito, de pouco arredondamento (angulosos) e texturalmente imaturos - indicam uma proximidade das áreas fonte. Essas características não coadunam com a hipótese de transporte eólico, de alta competência para a formação desses subarcosios, mas sim com um transporte fluvial ligado à formação de leques aluviais (Medeiros *et al.* 1971, Reineck & Singh 1975, Nilsen 1982 e Bookfield 1984). A relativa maturidade mineralógica pode estar relacionada à área fonte desses arenitos, como exemplo, as rochas que ocorrem no Arco da Canastra, a NNE da região. A presença de fragmentos de quartzito, identificados como grãos policristalinos alongados de extinção ondulante e contatos crenulados, também contribuem com a hipótese de um transporte que não tenha permitido a liberação desses cristais, certamente um transporte não eólico.

A alteração supérgena desses arenitos subarcosianos é marcada pela pseudomorfose dos feldspatos passando a caolinita, com uma possível fase intermediária amorfa, como explicado por Delvigne (1965) e Melfi (1967), entre outros. O mesmo ocorreu às pequenas porcentagens de mica existentes na rocha original. Formam-se, então, plasmas caoliniticos primários com estruturas "sépicas", caracterizadas por lamelas empilhadas de caolinitas vermiculares. Esse material evolui para um fundo matricial constituído por um plasma secundário originado a partir da reorganização do plasma primário que passa de uma estrutura "sépica" a uma estrutura "isotique" com acumulações de óxidos de ferro e saída de argilo-minerais, formando, conseqüentemente uma quantidade maior de vazios irregulares, interconectados e intergranulares.

Nos materiais arenosos superficiais, não são mais encontrados os feldspatos, apenas o quartzo e fragmentos de quartzito como grãos residuais imersos em um plasma caolinitico resultante dos processos hidrolíticos atuantes durante o intemperismo dessas rochas.

2. BACIA SEDIMENTAR DO RIBEIRÃO TAMANDUÁ

Ao longo dos 25 km de extensão do Ribeirão Tamandua estudados, a planície de inundação, correspondente à bacia aluvial, apresenta-se bem desenvolvida, chegando a atingir, localmente, mais de 1.500 m de largura (Fig. IV.1).

Essa bacia, aparentemente contínua, é composta por segmentos longitudinais controlados por *sills* e/ou diques de diabásio, identificados no mapa geológico da figura IV.1., e que, durante a sedimentação no Quaternário, funcionaram como soleiras locais, dando à bacia e à própria planície de inundação, sutil distribuição em degraus, no sentido longitudinal. Essas soleiras surgiram, possivelmente, devido à própria erosão diferencial no início do estabelecimento da drenagem, a qual percorreu terrenos ora arenosos, de maior erodibilidade, ora formados por rochas básicas, de menor erodibilidade.

Para melhor caracterizar e detalhar a bacia aluvial, foi elaborado um mapa geológico, na escala aproximada de 1:25.000, de parte da planície de inundação do atual Ribeirão (Fig. IV.3), no qual estão assinalados os perfis descritos, os pontos amostrados e as sondagens realizadas.

A figura IV.4 apresenta a descrição completa dos diferentes perfis realizados. As descrições se ativeram a observações quanto a litologia dos sedimentos, texturas e estruturas sedimentares, cor e presença de restos orgânicos vegetais.

A partir das descrições desses perfis e das demais observações de campo, foram construídas quatro seções transversais à bacia (Fig. IV.5, anexa).

Na planície de inundação do Ribeirão identificam-se dois níveis morfológicos: um, relacionado ao nível atual do Ribeirão (zona baixa), Terraço 1, e que recebe as inundações periódicas (anuais) e, outro, mais elevado (zona alta), Terraço 2, cerca de 1 à 2 m acima do nível inferior, cujo posicionamento está destacado no mapa da figura IV.3.

- LEGENDA**
- TURFA SUPERFICIAL
 - ARGILAS CAULÍNICAS
 - ARGILAS ORGÂNICAS
 - AREIAS ARGILOSAS
 - AREIAS MÉDIAS A FINAS
 - AREIAS GROSSAS A MÉDIAS
 - CONGLOMERADOS ARENOSOS OU AREIAS GROSSAS CONGLOMERÁTICAS
 - ARENITOS MESOZÓICOS
 - Rm MATERIAL REMOBILIZADO
 - S SOLO
 - ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA
 - ↑ ESTRATIFICAÇÃO GRADACIONAL NORMAL
 - ↓ ESTRATIFICAÇÃO GRADACIONAL INVERSA
 - ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA
 - /// ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR
 - ... INTERCALAÇÕES CONGLOMERÁTICAS
 - ... INTERCALAÇÕES DE GRÂNULOS
 - ... INTERCALAÇÕES DE AREIAS FINAS
 - INTERCALAÇÕES DE LÂMINAS DE ARGILA
 - ... NÍVEIS INTERCALADOS DE RESTOS VEGETAIS
 - M MACIÇO
 - ~~~~~ DISCORDÂNCIA EROSIVA

PERFIS LITOLÓGICOS
BACIA ALUVIAL DO RIBEIRÃO TAMANDUÁ

FIGURA IV.4

Embora nem todos os perfis tenham atingido o limite inferior da bacia, estimam-se, pela interpretação das seções transversais construídas (Fig. IV.5), profundidades entre 6 e 8 m, podendo ser até maiores nas porções centrais da bacia.

A base desses depósitos é marcada por níveis rudáceos e por conglomerados arenosos formados por seixos de quartzo com matriz de areia média a grossa, como os observados nas bases dos perfis S4, S5, S6 e S7. As cores predominantes em tais depósitos são cinza, creme e amarelo alaranjado.

Sobrepostos a esses níveis, ocorrem seqüências arenosas (areias finas a médias), com intercalações de argilas brancas plásticas associadas a argilas orgânicas negras, e restos vegetais decompostos, como fibras e raízes, conforme mostrado nos perfis S1, S2, S3, S5, S7, S9, S10, SS34, SS35, SS122 e SSM1 (Figs. IV.4 e IV.5).

As areias quartzosas apresentam-se limpas (com pouquíssima matriz argilosa), com estratificação gradacional normal ou inversa, e estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. As estratificações gradacionais são definidas pela passagem gradual de areias médias a grossas, ou até níveis de seixos, a areias finas ou mesmo argilas, e pela gradação dos estratos cruzados. São comuns os contatos abruptos entre as fácies areia e fácies argila.

As litofáceis argilosas formadas essencialmente por argilas muito plásticas brancas a cinzas e negras quando os teores em matéria orgânica são maiores, definem corpos lenticulares descontínuos no sentido longitudinal e correlacionáveis lateralmente (Fig. IV.5).

Essas argilas geralmente exibem laminação plano-paralela, denotada pela presença de intercalações de matéria orgânica que imprimem a cor negra a esses sedimentos.

Na área próxima à cabeceira do Ribeirão Tamanduá, essas lentes argilosas são constituídas por argila branca a castanha e areia fina em menores proporções.

Embora em todo o pacote de sedimentos predominem cores que vão do branco ao preto, na base, identificam-se localmente, níveis arenosos com cores amarelas (ocre).

Tais depósitos são cortados por uma superfície erosiva, bem marcada nos perfis S2, S4, SS122 e SSM2, que individualiza os Terraços 1 e 2 da planície de inundação, como pode ser observado nas seções transversais da figura IV.5.

A deposição posterior a erosão, que forma o Terraço 1, mais baixo, é caracterizada por seqüências de areias argilosas e argilas-silto-arenosas, orgânicas, que passam, no topo, para uma acumulação de fragmentos vegetais, denominada nos perfis e nas seções transversais da figura IV.5 de turfas superficiais. O perfil S6 e as porções superiores dos perfis S4, S5, S7 e S9 (Fig. IV.4) são os que melhor representam os materiais que compõem essa seqüência. As turfas superficiais são compostas por restos vegetais pouco humificados, apresentam baixa densidade, são saturadas em água e têm baixa proporção de matéria mineral.

Localmente, como verificado na Seção D-E da figura IV.5, foram identificados níveis conglomeráticos, na base, e areias argilosas, para o topo, associadas a diques marginais ligados à sedimentação do Ribeirão atual.

Com base nessas descrições, foram discriminados, no mínimo, dois eventos deposicionais importantes: o primeiro, responsável pela formação de seqüências mais espessas e arenosas, com lentes de argilas plásticas - constituem o terraço mais alto da várzea (Terraço 2) - e são denominadas Aluvião II, e um segundo, pós-erosão, responsável pelas seqüências areno argilosas menos espessas, relacionadas ao nível atual do Ribeirão - ocupam o terraço mais baixo (Terraço 1) - e são denominadas Aluvião I (Fig. IV.5).

Em resumo, os depósitos que compõem a unidade Aluvião II são constituídos por uma fácies arenosa predominante sobre uma fácies argila. Os corpos que formam a fácies argila são, geralmente, tabulares, de pequena espessura, distribuídos de forma irregular e descontínua, chegando localmente a formar espessos pacotes argilosos. Tais depósitos apresentam estratificação plano-paralela e intercalações de níveis ricos em matéria orgânica. Já

a fácies areia, dominante, é formada por seqÜências arenosas com estratificações cruzadas acanaladas e com estruturas de granodecrescência intercaladas por níveis de granulação mais grossa, constituídos por grânulos e por pequenos seixos. Os contatos entre essas fácies são subhorizontais e irregulares.

As características texturais e estruturais sugerem que o depósito correspondente a formação da unidade Aluvião II pertence a um sistema deposicional fluvial meandrante psamítico (Suguio & Bigarella 1979).

A fácies argila da unidade Aluvião II corresponderia aos depósitos de transbordamento, ligados à planície de inundação e de preenchimento de canais abandonados (no caso dos mais espessos). As fácies areia teriam estado associadas aos depósitos de canal ligados a barras de meandro ou de canal.

Os sedimentos atuais, representados pela unidade Aluvião I, também possuem características deposicionais em sistema fluvial meandrante, com corpos arenosos associados aos depósitos de canal e corpos argilo-orgânicos associados aos depósitos de transbordamento, porém com menor expressão que o Aluvião II.

As argilas tipo *ball clay* exploradas nessa região, correspondem às fácies argila encontradas freqÜentemente na unidade Aluvião II. Estão, portanto, associadas aos depósitos de transbordamento de sistema fluvial, ligadas a deposição em planícies de inundação e em canais abandonados.

3. CARACTERÍSTICAS DOS SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS E DAS POSSÍVEIS ÁREAS FONTE

Com o objetivo de estudar a proveniência dos sedimentos que preenchem a bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá e de caracterizar as argilas tipo *ball clay*, foi feito um estudo granulométrico, químico e mineralógico desses sedimentos e dos arenitos mesozóicos das áreas em torno da bacia, bem como datações radiométricas por ^{14}C dos sedimentos quaternários.

A caracterização dos materiais derivados da alteração, remobilização e transporte das rochas básicas (formações superficiais) - também, possíveis fontes dos sedimentos quaternários - teve como base estudos já realizados por Gonçalves (1978 e 1987).

As rochas e os sedimentos das áreas fonte foram identificados neste trabalho, para fins de caracterização, como: Colúvios (C), relacionados aos eventos cenozóicos do Plio-Pleistoceno e arenitos das unidades mesozóicas (B/P), que nos perfis amostrados se apresentam intemperizados.

Quanto a bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá, foram caracterizadas a seqüência mais antiga (Aluvião II) e a mais recente (Aluvião I), as quais formam os depósitos desta bacia.

A tabela IV.1 mostra a relação de cada amostra coletada com sua respectiva localização e profundidade nos perfis (estes, representados nas figuras IV.2, IV.4 e IV.5), bem como a fácies (areia, argila ou conglomerado) e a unidade (Aluvião I, II, Colúvio e Formação Botucatu/Pirambóia) a que pertencem.

N. DA AMOSTRA	PERFIL	PROFUNDIDADE (m)	FACIES	UNIDADE GEOLOGICA
SS1-1	S1	1.10/1.20	AREIA	ALUVIÃO II
SS1-2	S1	1.73/1.84	ARGILA	ALUVIÃO II
SS118-A	S2	1.10/1.20	AREIA	ALUVIÃO II
SS118-B	S2	1.85/1.95	AREIA	ALUVIÃO II
SS118-C	S2	2.55/2.65	AREIA	ALUVIÃO II
SS118-D	S2	2.90/2.95	ARGILA	ALUVIÃO II
SS118-325	S2	3.25	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS2-1	S2	4.30/4.44	AREIA	ALUVIÃO II
SS2-2	S2	4.70/4.80	CASCALHO ARENOSO	ALUVIÃO II
SS3-1	S3	1.94/2.00	AREIA	ALUVIÃO II
SS3-2	S3	2.40/2.42	AREIA	ALUVIÃO II
SS3-4	S3	2.50	ARGILA	ALUVIÃO II
SS3-6	S3	2.69	ARGILA	ALUVIÃO II
SS3-7	S3	2.83/2.85	ARGILA	ALUVIÃO II
SS3-184/199	S3	3.04/3.19	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS3-9	S3	3.15/3.20	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS3-10	S3	3.48/3.52	ARGILA	ALUVIÃO II
SS3-245/264	S3	3.65/3.84	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS3-11	S3	3.93/4.00	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS3-306/322	S3	4.26/4.42	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS3-3	S3	4.45/4.50	AREIA	ALUVIÃO II
SS4-60/70	S4	0.60/0.70	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS4-5	S4	0.70/0.92	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS4-120/137	S4	1.20/1.37	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS4-1	S4	1.50/1.65	AREIA	ALUVIÃO II
SS4-2	S4	1.68/1.81	AREIA	ALUVIÃO II
SS4-3	S4	2.04/2.18	AREIA	ALUVIÃO II
SS5-40/50	S5	0.40/0.50	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS5-1	S5	1.26/1.35	AREIA	ALUVIÃO II
SS5-2	S5	2.04/2.14	AREIA	ALUVIÃO II
SS5-3	S5	2.32/2.46	AREIA	ALUVIÃO II
SS5-4	S5	2.80/2.94	AREIA	ALUVIÃO II

N. DA AMOSTRA	PERFIL	PROFUNDIDADE (m)	FACIES	UNIDADE GEOLOGICA
SS5-5	S5	3.18/3.33	AREIA	ALUVIÃO II
SS5-7	S5	3.49/3.64	CASCALHO ARENOSO	ALUVIÃO II
SS5-6	S5	3.66/3.74	AREIA	ALUVIÃO II
SS6-35/40	S6	0.35/0.40	ARGILA TURFOSA	ALUVIÃO II
SS6-50/55	S6	0.50/0.55	ARGILA TURFOSA	ALUVIÃO II
SS6-68/78	S6	0.68/0.78	AREIA	ALUVIÃO II
SS6-140/150	S6	1.40/1.50	AREIA	ALUVIÃO II
SS6-170/180	S6	1.70/1.80	AREIA	ALUVIÃO II
SS6-210/220	S6	2.10/2.20	CASCALHO ARENOSO	ALUVIÃO II
SS6-245/255	S6	2.45/2.55	AREIA	ALUVIÃO II
SS6-265/275	S6	2.65/2.75	CASCALHO ARENOSO	ALUVIÃO II
SS6-293/300	S6	2.93/3.00	AREIA	ALUVIÃO II
SS6-330/340	S6	3.30/3.40	ARENITO ALTERADO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SS7-15/20	S7	2.40/2.45	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-25/32	S7	2.50/2.57	ARGILA	ALUVIÃO II
SS7-33/38	S7	2.58/2.63	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS7-75/85	S7	3.00/3.10	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-90/98	S7	3.15/3.23	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-125/135	S7	3.50/3.60	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-141/151	S7	3.66/3.76	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-151/159	S7	3.76/3.84	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-165/175	S7	3.90/4.00	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-210/220	S7	4.35/4.45	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-270/280	S7	4.95/5.05	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-302/312	S7	5.27/5.37	AREIA	ALUVIÃO II
SS7-314/324	S7	5.39/5.49	CASCALHO ARENOSO	ALUVIÃO II
SS7-328/338	S7	5.53/5.63	AREIA	ALUVIÃO II
SS9-45/51	S9	0.45/0.51	TURFA ARGILOSA	ALUVIÃO II
SS9-53/56	S9	0.53/0.56	TURFA ARGILOSA	ALUVIÃO II
SS9-65/71	S9	0.65/0.71	TURFA ARGILOSA	ALUVIÃO II
SS9-68/71	S9	0.68/0.71	TURFA ARGILOSA	ALUVIÃO II
SS9-74/78	S9	0.74/0.78	TURFA ARGILOSA	ALUVIÃO II

N. DA AMOSTRA	PERFIL	PROFUNDIDADE (m)	FACIES	UNIDADE GEOLOGICA
SS9-84/89	S9	0.84/0.89	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-89/96	S9	0.89/0.96	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS9-112/115	S9	1.12/1.15	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-124/129	S9	1.24/1.29	AREIA	ALUVIÃO II
SS9-146/149	S9	1.46/1.49	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-164/166	S9	1.64/1.66	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-182/185	S9	1.82/1.85	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-185/188	S9	1.85/1.88	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-207/213	S9	2.07/2.13	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS9-222/228	S9	2.22/2.28	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS9-255/258	S9	2.55/2.58	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-288/291	S9	2.88/2.91	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-306/312	S9	3.06/3.12	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS9-330/335	S9	3.30/3.35	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-340/345	S9	3.40/3.45	ARGILA	ALUVIÃO II
SS9-362/367	S9	3.62/3.67	AREIA	ALUVIÃO II
SS9-375/385	S9	3.75/3.85	AREIA	ALUVIÃO II
SS9-392/395	S9	3.92/3.95	ARGILA ARENOSA	ALUVIÃO II
SS10-20/30	S10	1.10/1.20	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-50/60	S10	1.40/1.50	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-85/90	S10	1.75/1.80	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-105/110	S10	1.95/2.00	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-115/120	S10	2.05/2.10	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-164/170	S10	2.54/2.60	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS10-175/180	S10	2.65/2.70	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-185/190	S10	2.75/2.80	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-195/199	S10	2.85/2.89	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS10-212/217	S10	3.02/3.07	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-229/234	S10	3.19/3.24	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-251/257	S10	3.41/3.47	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-261/269	S10	3.51/3.59	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-272/282	S10	3.62/3.72	AREIA	ALUVIÃO II

N. DA AMOSTRA	PERFIL	PROFUNDIDADE (m)	FACIES	UNIDADE GEOLOGICA
SS10-294/299	S10	3.84/3.89	AREIA	ALUVIÃO II
SS10-306/312	S10	3.96/4.02	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-321/326	S10	4.11/4.16	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS10-324/330	S10	4.14/4.20	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS10-348/353	S10	4.38/4.43	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-353/358	S10	4.43/4.58	ARGILA	ALUVIÃO II
SS10-381/386	S10	4.71/4.76	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS20-1	SS20	0.50	ARENITO ALTERADO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SS20-2	SS20	1.20	ARENITO ALTERADO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SS20-3	SS20	1.80	ARENITO ALTERADO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SS-33	SS33	5.00	ARENITO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SS-34A	SS34	3.55/3.75	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS-34B	SS34	2.70/3.10	ARGILA	ALUVIÃO II
SS-34C	SS34	1.90/2.20	AREIA	ALUVIÃO II
SS-34D	SS34	3.85/3.90	ARGILA	ALUVIÃO II
SS-35A	SS35	2.10/2.20	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS-35B	SS35	0.70/0.90	AREIA	ALUVIÃO II
SS108-A	SS108	2.80	AREIA	COLUVIO
SS108-B	SS108	5.10	ARGILA	COLUVIO
SS120	SS120	5.00	ARENITO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SS122-62	SS122	0.62	(TRONCO)	ALUVIÃO I
SS122-199/201	SS122	1.99/2.01	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SS-127A	SS127	3.20/3.30	AREIA	COLUVIO
SS-127B	SS127	4.10/4.20	AREIA	COLUVIO
SS-127C	SS127	4.30/4.38	CASCALHO ARENOSO	COLUVIO
SS-127E	SS127	4.65/4.78	ARGILA ARENOSA	COLUVIO
SS-127F	SS127	4.90/4.95	AREIA	COLUVIO
SS-130	SS130	1.70	ARENITO	BOTUCATU/PIRAMBOIA
SSM-1	SSM1	1.25	ARGILA	ALUVIÃO II
SSM-2	SSM1	1.40	ARGILA ORGANICA	ALUVIÃO II
SSM-3	SSM1	1.50	ARGILA	ALUVIÃO II
Br-26	SSM2	0.30	TURFA ARGILOSA	ALUVIÃO I
Br-27	SSM2	0.30	(TRONCO)	ALUVIÃO I
TH3-2	TH3	1.00	ARENITO ALTERADO	BOTUCATU/PIRAMBOIA

TABELA IV.1 - Localização das amostras nas fácies e unidades geológicas identificadas.

3.1. Características Granulométricas

3.1.1. Fácies areia e arenitos

Os resultados das análises granulométricas, realizadas nas amostras arenosas (fácies areia e conglomerado arenoso) coletadas, encontram-se na tabela IV.2 distribuídas de acordo com as unidades identificadas (Aluvião I, Aluvião II, Colúvio e Arenito).

Esses mesmos dados granulométricos foram expressos em histogramas de frequência simples com as respectivas curvas de frequência acumulada (Figs. IV.6 a IV.10), que auxiliam na discriminação e classificação textural das unidades.

Os arenitos da Formação Botucatu, fácies eólica (amostra SS33), situados imediatamente abaixo dos corpos básicos da região (perfil SS120) e o correspondente a amostra SS6-340/360 (perfil S6), são caracterizados por conter grande porcentagem de areia (82% a 92%), distribuídas principalmente nas classes de areia fina (75% a 90%), e uma pequena porcentagem de finos (silte e argila) entre 8% e 18%. Como se tratam de amostras de afloramentos próximos à superfície, parte dessas frações finas pode ter sido originada nas porções mais elevadas da região (rochas básicas) e penetrado através das soluções percolantes, nos vazios dos arenitos, durante os processos de intemperismo. Portanto, a porcentagem de finos deve ser considerada com ressalvas, isto é, não correspondem necessariamente ao conjunto sedimentar, na época da sua deposição, e podem ter sido gerados numa evolução pós-deposicional (mais recente).

Nos arenitos, aqui considerados como pertencentes à Formação Botucatu/Pirambóia (amostras SS20-1, SS20-2, SS20-3, SS130 e TM3-2) ou às fácies torrenciais da Formação Botucatu, dominam as frações areia (71% a 81%), com as maiores porcentagens na classe areia grossa (43% a 63%). O conteúdo de finos (silte e argila) nesses sedimentos é mais significativo, varia entre 17% e 24%. Valem aqui as mesmas considerações feitas anteriormente para os arenitos das fácies eólicas, acrescentando a estas, a

CLASSES DE TAMANHOS EM (Ø)

AMOSTRA No.	PERFIL No.	GRANULOS (-1)	AREIA GROSSA			TOTAL AREIA GROSSA	AREIA FINA		TOTAL AREIA FINA	SILTE				TOTAL SILTE	ARGILA		TOTAL ARGILA
			1 a 0	0 a 1	1 a 2		2 a 3	3 a 4		4 a 5	5 a 6	6 a 7	7 a 8		8 a 9	> 9	
ALUVIAO I																	
SS4-1	S4	0,04	1,74	6,87	19,58	28,19	42,87	23,31	66,18	0,96	0,96	0,96	0,96	3,84	0,96	-	0,96
SS6-68/78	S6	0,12	0,70	4,64	28,73	34,07	48,67	12,55	61,22	0,77	0,77	0,77	0,77	3,08	1,54	-	1,54
SS6-140/150	S6	0,34	0,76	3,71	18,28	22,75	44,16	15,52	59,68	1,81	0,91	0,91	0,91	4,54	2,72	9,97	12,69
SS6-170/180	S6	0,18	0,39	3,23	23,18	26,80	45,99	11,28	57,27	1,75	1,75	0,88	0,88	5,26	5,25	5,25	10,50
SS7-15/20	S7	-	-	-	0,12	0,12	1,96	26,24	28,20	24,55	7,86	4,91	4,91	42,23	4,86	24,60	29,46
ALUVIAO II																	
SS1-1	S1	-	-	22,39	42,60	65,07	25,91	4,81	30,72	0,84	0,84	0,84	0,84	3,36	0,84	-	0,84
SS118A	S2	-	0,09	0,18	1,21	1,48	24,65	38,60	63,25	19,84	2,20	3,31	2,20	27,55	7,72	-	7,72
SS118B	S2	0,75	2,93	12,36	44,54	59,83	32,27	2,69	34,96	0,89	0,89	0,89	0,89	3,56	0,89	-	0,89
SS118C	S2	-	-	-	0,23	0,23	2,91	82,91	85,82	9,60	0,87	0,87	0,87	12,21	1,74	-	1,74
SS2-1	S2	1,16	1,87	5,43	13,15	20,45	38,81	32,51	71,32	3,53	0,88	0,88	0,88	6,17	0,88	-	0,88
SS2-2	S2	17,61	8,11	7,39	13,65	29,15	36,56	7,03	43,59	1,21	-	1,21	2,41	4,83	4,83	-	4,83
SS3-1	S3	0,60	1,95	8,37	26,18	36,50	45,48	12,57	58,05	0,97	0,97	0,97	0,97	3,88	0,97	-	0,97
SS3-3	S3	-	-	-	21,06	21,06	58,52	14,46	72,98	1,03	1,03	1,03	1,03	4,12	1,03	-	1,03
SS4-2	S4	0,62	1,67	5,77	15,11	22,55	37,12	22,81	59,93	3,17	-	1,06	1,06	5,29	11,63	-	1,63
SS4-3	S4	1,52	1,60	6,44	24,23	32,27	41,78	15,40	57,18	4,01	1,00	1,00	1,00	7,01	2,01	-	2,01
SS5-1	S5	-	2,65	12,27	52,26	67,18	28,16	0,52	29,68	0,83	0,83	0,83	0,83	3,32	0,83	-	0,83
SS5-2	S5	-	0,63	3,86	21,63	26,12	53,50	16,03	69,53	0,87	0,87	0,87	0,87	3,48	0,87	-	0,87
SS5-3	S5	-	0,61	2,17	11,50	14,28	43,94	28,97	72,91	3,94	0,98	0,98	0,98	6,88	5,91	-	5,91
SS5-4	S5	-	-	0,79	7,04	7,83	63,42	23,52	87,34	0,96	0,96	0,96	0,96	3,84	0,96	-	0,96
SS5-5	S5	0,46	0,48	5,00	42,68	48,16	38,38	5,83	44,13	1,04	1,04	1,04	1,04	4,16	3,11	-	3,11
SS5-7	S5	19,56	7,86	6,23	21,22	35,31	34,01	4,51	38,52	1,32	-	1,32	1,32	3,96	2,64	-	2,64
SS6-210/220	S6	7,47	7,35	11,09	25,09	43,53	38,51	8,82	38,53	2,09	1,05	1,05	1,05	5,24	5,23	-	5,23
SS6-245/255	S6	1,53	4,76	20,70	57,96	83,42	9,78	0,72	10,50	0,91	0,91	0,91	0,91	3,64	0,91	-	0,91
SS6-265/275	S6	7,62	4,70	6,00	14,57	25,27	40,37	21,04	61,41	1,63	-	0,82	0,82	3,27	2,45	-	2,45
SS6-293/300	S6	0,12	0,40	1,67	49,83	51,90	34,13	1,37	35,50	2,34	0,78	0,78	0,78	4,68	1,05	6,75	7,80
SS7-75/85	S7	-	0,10	3,73	19,26	23,09	40,20	17,12	57,32	0,52	1,70	1,70	0,85	13,77	6,82	-	6,82
SS7-125/135	S7	-	-	3,29	30,73	34,02	41,87	10,99	60,86	0,85	0,85	0,85	0,85	3,40	1,71	-	1,71
SS7-151/159	S7	0,18	1,20	7,95	25,13	34,28	42,91	18,54	61,45	0,82	0,82	0,82	0,82	3,28	0,82	-	0,82
SS7-165/175	S7	0,32	1,01	7,87	27,75	36,63	42,61	8,54	51,15	1,00	1,00	1,00	1,00	4,32	7,57	-	7,57
SS7-210/220	S7	0,58	1,80	7,72	24,17	33,69	43,04	18,58	61,62	0,69	0,69	0,69	0,69	2,76	1,37	-	1,37
SS7-270/280	S7	0,80	2,88	8,20	27,71	37,99	43,92	10,55	54,47	1,50	0,75	0,75	0,75	3,75	3,00	-	3,00
SS7-302/312	S7	4,25	13,24	12,39	20,86	46,49	34,31	10,97	45,28	0,79	0,79	0,79	0,79	3,16	0,79	-	0,79
SS7-314/324	S7	23,95	14,84	14,94	16,94	46,72	15,09	8,78	23,87	1,09	1,09	1,09	1,09	4,36	1,09	-	1,09
SS7-328/338	S7	2,56	2,63	8,52	21,75	32,90	41,17	16,36	57,53	0,88	0,88	0,88	0,88	3,52	3,51	-	3,51
SS9-124/129	S9	-	0,19	0,47	3,71	4,37	72,37	17,38	89,75	1,18	1,18	1,18	1,18	4,72	1,18	-	1,18
SS9-362/367	S9	-	-	0,22	1,04	1,26	24,50	59,29	83,79	5,98	1,99	1,00	1,99	10,96	3,99	-	3,99
SS9-375/385	S9	-	0,38	3,30	24,57	28,25	54,70	11,04	65,74	0,86	1,72	1,72	0,86	5,16	0,40	0,46	0,86
SS10-20/30	S10	1,34	3,59	11,98	36,95	52,52	27,81	14,76	42,57	0,71	0,71	0,71	0,71	2,84	0,71	-	0,71
SS10-50/60	S10	2,56	5,79	22,28	42,77	70,84	20,81	0,93	21,74	0,97	0,97	0,97	0,97	3,88	0,97	-	0,97
SS10-85/90	S10	-	-	2,18	4,10	6,28	19,45	61,37	80,82	5,95	1,98	0,99	0,99	9,91	2,98	-	2,98
SS10-229/234	S10	0,25	0,81	6,16	27,86	34,83	47,07	12,17	60,04	0,98	0,98	0,98	0,98	3,92	0,98	-	0,98
SS10-251/257	S10	-	-	0,02	10,35	10,97	65,43	17,79	83,22	0,97	0,97	0,97	0,97	3,88	1,93	-	1,93
SS10-261/269	S10	-	-	14,80	31,70	46,50	44,27	4,79	49,06	0,89	0,89	0,89	0,89	3,56	0,89	-	0,89
SS10-272/282	S10	-	-	3,21	21,04	24,25	54,14	17,59	71,73	0,81	0,81	0,81	0,81	3,24	0,81	-	0,81
SS10-294/299	S10	-	-	2,31	30,06	32,37	28,00	34,60	62,60	1,01	1,01	1,01	1,01	4,04	1,01	-	1,01
SS34C	SS34	1,92	7,43	22,49	43,42	73,34	20,79	0,94	21,73	-	-	-	-	-	3,02	-	3,02
SS35B	SS35	-	2,38	17,74	29,64	49,76	16,94	12,26	29,20	1,05	-	1,05	1,05	3,15	17,90	-	7,90

TABELA IV.2a - Resultados da análise granulométrica de amostras representativas dos sedimentos das fácies arenosas dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamandua e das possíveis áreas fonte (Formação Botucatu/Pirambóia e Colúvios arenosos quaternários), São Simão - SP.

possibilidade de parte das frações finas terem se originado a partir da alteração dos minerais primários do arenito Botucatu/Pirambóia. Nestes arenitos é marcante a presença de grânulos, os quais podem atingir até 10% da amostra.

Os colúvios arenosos possuem porcentagens de areia entre 72% e 93%, distribuídas tanto nas classes de areia fina quanto nas de areia grossa, com grânulos que chegam a até 10% da amostra. Os finos (silte e argila), nesses sedimentos, compõem cerca de 5% a 21% da amostra.

CLASSES DE TAMANHOS EM (Ø)

AMOSTRA No.	PERFIL No.	GRANULOS (- 1	AREIA GROSSA			TOTAL AREIA GROSSA	AREIA FINA		TOTAL AREIA FINA	SILTE				TOTAL SILTE	ARGILA		TOTAL ARGILA
			-1 a 0	0 a 1	1 a 2		2 a 3	3 a 4		4 a 5	5 a 6	6 a 7	7 a 8		8 a 9	> 9	
COLUVIO																	
SS108-A	SS108	0,65	2,49	6,49	20,92	29,90	34,02	13,60	47,62	1,79	0,90	2,69	1,79	7,17	14,35	-	14,35
SS127-A	SS127	-	-	6,05	18,95	25,00	30,30	18,67	56,97	2,00	1,00	1,00	1,00	5,00	13,02	-	13,02
SS127-B	SS127	1,83	2,54	5,26	21,55	29,35	36,36	11,35	47,71	2,80	0,96	1,92	1,92	7,68	13,44	-	13,44
SS127-C	SS127	10,24	6,10	7,83	18,31	32,24	26,67	12,47	39,14	1,15	1,15	1,15	1,15	4,60	13,77	-	13,77
SS127-F	SS127	0,95	3,75	15,54	30,75	50,04	37,22	6,65	43,87	1,03	1,03	1,03	1,03	4,12	1,03	-	1,03
FORMAÇÃO BOTUCATU/PIRAMBOIA																	
FM3-2	FM3	9,68	22,11	26,23	11,61	59,95	8,27	3,18	11,45	1,00	1,00	1,00	1,99	4,99	2,80	10,14	13,94
SS20-1	SS20	-	10,97	14,17	17,45	42,59	28,05	10,88	38,93	1,85	2,77	0,92	1,85	7,39	1,59	9,58	11,09
SS20-2	SS20	3,80	15,25	31,92	16,02	63,19	6,21	2,92	9,13	4,59	0,92	2,76	3,67	11,94	2,98	8,96	11,94
SS20-3	SS20	0,46	2,78	23,04	31,84	57,66	14,65	4,16	18,81	1,85	0,92	0,92	1,85	5,54	7,30	10,23	17,53
SS6-330/340	S6	-	-	0,10	6,29	6,39	73,05	2,89	75,94	2,79	0,93	0,93	1,86	6,51	0,93	10,24	11,17
SS33	SS33	-	-	-	1,65	1,65	68,20	22,32	90,52	0,98	0,98	0,98	0,98	3,92	3,92	-	3,92
SS130	SS130	9,70	11,06	17,93	31,69	60,64	10,00	2,44	12,44	4,04	1,01	1,01	3,03	9,09	8,08	-	8,08

TABELA IV.2b - Resultados da análise granulométrica de amostras representativas dos sedimentos das fácies arenosas dos depósitos da bacia do Ribeirão Taquandua e das possíveis áreas fonte (Formação Botucatu/Pirambóia e Colúvios arenosos quaternários), São Simão - SP.

Nas fácies areia da unidade Aluvião II, a composição granulométrica é extremamente variada, refletindo uma distribuição heterométrica com 70% a 96% de areia, 3% a 21% de finos (silte e argila) e até 24% de grânulos. Teores de 20% a 27% de seixos são frequentes em amostras de níveis areno conglomeráticos. Da mesma forma, as fácies areia da unidade Aluvião I possuem uma composição granulométrica variada, porém com uma predominância das classes de areia fina (57% a 66%).

Tendências a bimodalidade em algumas das amostras das fácies areia, tanto do Aluvião II (SS118-A, SS2-2, SS4-2, SS5-3, SS5-5, SS5-7, SS6-210/220, SS6-293/300, SS7-7585, SS7-185/175, SS7-

302/312, SS7-314/324 e SS7-328/338), quanto do Aluvião I (SS6-140/150, SS6-170/180), sugerem a presença de fontes diferentes desses sedimentos ou de fontes constituídas de diferentes frações granulométricas.

FIGURA IV.6 - Distribuição granulométrica das fácies areia da unidade Aluvião I da bacia do Ribeirão Tamandua, São Simão - SP.

As curvas acumulativas obtidas (Figs. IV.9 e IV.10) mostram grande variação da distribuição granulométrica entre as amostras das fácies areia nas diferentes unidades estudadas.

As curvas obtidas para as amostras dos arenitos que afloram na região (Formação Botucatu/Pirambóia, figura IV.10) indicam a presença de dois grupos distintos: as correspondentes às amostras SS33 e SS6-330/340 indicam distribuição granulométrica que mostra boa seleção na subpopulação de saltação - designadas por Visher (1969) - entre os diâmetros de 1 e 3,5 ϕ (80% a 90% da amostra) e as correspondentes às amostras SS20-1, SS20-2, SS20-3, SS130 e TM3-2, com distribuição mostrando uma subpopulação de saltação

entre $-1,5$ e $2,5 \phi$ (60% a 70% da amostra) mal selecionada. O primeiro grupo corresponde aos sedimentos das fácies eólica da Formação Botucatu, como observado nos levantamentos de campo, e o segundo à fácies torrencial, ou o que se denominou de Formação Botucatu/Pirambóia.

Nas amostras da unidade Aluvião II, essas curvas têm formas variadas, de um modo geral mal selecionadas, denotando, segundo Visher (1969), diversas subpopulações; porém, predominam as populações de saltação entre os diâmetros de -1 e $3,5 \phi$, com porcentagens que variam de 80% a 95%.

As curvas acumulativas do grupo de amostras do arenito Botucatu/Pirambóia mostram configurações compatíveis com as que Visher (1969) denominou de areias de "corrente de turbidez", as quais neste contexto geológico, estão relacionadas à alta energia de fluxo. As curvas do grupo de amostras relacionadas à fácies eólica do Arenito Botucatu apresentam configurações compatíveis com as estabelecidas por Visher (1969) para areias de dunas.

Considerando a origem dos sedimentos da bacia aluvial do Ribeirão Tamanduá, ligada aos arenitos da formação Botucatu/Pirambóia, é possível verificar que a heterogeneidade de feições observadas nas curvas das fácies areia da unidade Aluvião II é reflexo de variações texturais dos arenitos mesozóicos além de variações das condições hidrodinâmicas ocorridas durante o transporte e deposição desses sedimentos quaternários. Considerando ainda, com base nos dados texturais, estruturais e morfológicos desse depósito, que se trata de sedimentos formados em um sistema fluvial, é de se esperar que ocorram variações nas condições hidrodinâmicas de transporte.

As mesmas considerações podem ser feitas para os sedimentos das fácies areia da unidade Aluvião I.

As curvas acumulativas das unidades Aluvião I e II apresentam configurações compatíveis com as estabelecidas por Visher (1969) para areias fluviais.

FIGURA IV. 7a - Distribuição granulométrica das facies areia da unidade Aluviação II da bacia do Ribeirão Tamandua, São Simão - SP.

FIGURA IV. 7b - Distribuição granulométrica das fácies areia da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Tamandua - SP.

FIGURA IV. 7c - Distribuição granulométrica das fácies areia da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Tamandua - SP.

FIGURA IV. 8 - Distribuição granulométrica da fácies arenosas dos sedimentos das áreas fonte (B/P=Formação Botucatu/Pirambóia, e C=Colúvios arenosos quaternários), São Simão - SP.

FIGURA IV. 9 - Curvas de frequência acumulada de amostras representativas das facies areia da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Tamandua, São Simão - SP.

FIGURA IV. 10 - Curvas de frequência acumulada de amostras representativas das fácies areia da unidade Aluvião I (AI) e Aluvião II (AII) e das áreas fonte (B/P=Formação Botucatu/Pirambóia e C=Colúvios arenosos quaternários).

- Parâmetros de Folk e Word

Para complementar a análise granulométrica efetuada nas fácies areia, foram extraídos, a partir das respectivas curvas acumulativas, os diâmetros para os cálculos dos parâmetros de Folk e Word, conforme recomendado por Suguio (1973). Esses parâmetros são mostrados na tabela IV.3.

- Diâmetro Médio (M_z)

As amostras que compõem os arenitos mesozóicos tem diâmetro médio variável entre 1,7 e 3,4 ϕ (média 2,64 ϕ), o que as

caracteriza texturalmente entre areia fina a muito fina. Da mesma forma, as amostras dos colúvios apresentam valores de diâmetro médio entre 1,9 e 3,7 ϕ (média 2,9 ϕ) o que caracteriza uma textura de areia fina a muito fina para esses sedimentos.

AMOSTRA		DIAMETRO	DESVIO	ASSIMETRIA	CURTOSE
No.		MÉDIO	PADRAO	SKI	KG
		Mz	VI		
B	A SS4-1	2.46	1.08	-0.06	1.06
	L SS6-68/78	2.34	0.83	-0.1	1.15
A	U SS6-140/150	2.96	1.09	0.52	2.49
	V SS6-170/180	2.77	1.68	0.35	2.57
C	I SS7-15/20?	5.62	2.1	0.43	0.56
I	O				
A	I	3.23	1.52	0.23	7.83
	SS110-A	3.70	1.43	0.42	1.62
	SS110-B	1.8	0.9	0.01	1.29
D	SS110-C	3.68	0.42	0.12	1.97
	SS1-1	1.74	0.85	0.38	0.88
O	SS2-1	2.69	1.14	-0.1	1.15
	SS2-2	1.38	2.45	-0.17	1.32
	SS3-1	2.22	0.98	-0.11	1.23
R	SS3-3	2.55	0.64	0.19	1.12
	SS4-2	2.06	1.87	0.31	2.01
I	SS4-3	2.41	1.21	-0.01	1.47
A	SS5-1	1.66	0.7	-0.01	1.17
B	SS5-2	2.47	0.79	-0.09	1.24
L	SS5-3	2.93	1.5	0.35	1.98
E	SS5-4	2.81	0.59	0.09	1.54
U	SS5-5	2.06	1.17	0.32	2.28
I	SS5-7	1.2	2.18	-0.17	1.02
V	SS6-210/220	1.76	2.15	0.06	2.17
R	SS6-245/255	1.33	0.86	-0.01	1.67
I	SS6-265/275	2.11	1.51	-0.3	1.54
A	SS6-293/300	2.15	1.38	0.06	3.82
A	SS7-75/85	2.93	1.74	0.4	1.87
O	SS7-125/135	2.32	0.91	0.07	0.93
O	SS7-151/159	2.26	0.95	-0.06	1.01
	SS7-165/175	2.31	1.64	0.26	2.51
	SS7-210/220	2.26	0.97	-0.08	1.03
T	SS7-270/280	2.19	1.2	0.05	1.63
I	SS7-302/312	1.6	1.46	-0.29	0.96
A	SS7-314/324	0.82	1.91	0.12	0.76
I	SS7-320/338	2.23	1.49	0.06	1.83
M	SS9-124/129	2.76	0.64	0.3	2.14
	SS9-362/367	3.35	1.05	0.4	3.04
A	SS9-375/385	2.37	0.94	0.16	1.8
	SS10-20/30	1.97	1.08	0.03	0.98
N	SS10-50/60	1.42	1.1	-0.01	1.34
	SS10-85/90	3.3	0.92	0.19	3
D	SS10-229/234	2.27	0.88	-0.05	1.17
	SS10-251/257	2.63	0.75	0.23	1.85
U	SS10-261/269	1.98	0.91	-0.09	1.02
	SS10-272/282	2.42	0.75	0.01	1.18
A	SS10-294/299	2.68	0.88	-0.13	0.77
	SS34C	1.37	1.01	-0.11	1.13
	SS35B	1.77	1.08	0.16	0.78
		2.26	1.17	0.07	1.55

AMOSTRA		DIAMETRO	DESVIO	ASSIMETRIA	CURTOSE
No.		Mz	PADRAO	SKI	KG
			VI		
Q	SS108A	3.69	2.67	0.51	1.86
U	SS127A	3.06	2.01	0.49	2.23
C	A SS127B	3.54	2.59	0.5	1.99
O	T SS127C	2.74	3.06	0.25	1.84
L	E SS127F	1.88	1.13	-0.04	1.19
U	R				
V	N				
I	A				
O	R				
S	I				
O					
S					
		2.98	2.29	0.34	1.82
B	TM3-2	2.29	3.4	0.63	1.43
O	SS20-1	2.61	2.51	0.35	1.47
F	T SS20-2	2.56	3.18	0.65	1.17
U	SS20-3	3.47	3.15	0.68	1.34
O	C SS6-330/340	3.06	1.6	0.8	4.24
A	SS33	2.8	0.96	0.47	2.92
R	T SS130	1.72	2.62	0.37	1.89
U					
M	V				
P					
A	I				
R					
C	A				
H					
A	B				
O					
O	I				
A		2.64	2.49	0.56	2.07

TABELA IV.3 - Parâmetros de Folk e Ward para amostras dos sedimentos da fácies areia dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamandua e das possíveis áreas fonte (Formação Botucatu/Piramboia e Colúvios quaternários), São Simão - SP.

Nas amostras dos sedimentos arenosos da bacia do Ribeirão Tamanduá, o diâmetro médio é extremamente variável - são encontrados valores que vão desde areia grossa (0,8 ϕ) a areia muito fina (3,7 ϕ) (média 2,3 ϕ).

- Desvio Padrão (σ_r)

Nos arenitos mesozóicos e colúvios, os valores de desvio padrão são superiores a 1 e inferiores a 4, indicando sedimentos pobre a muito pobremente selecionados.

Já, nas fácies areia das unidades Aluvião I e II, apesar desses valores entre 0,5 e 2,4 serem muito heterogêneos, são freqüentes sedimentos com boa classificação (valores entre 0,5 e 1), o que indica, como possível origem desses materiais, o retrabalhamento dos arenitos mesozóicos e dos colúvios.

- Assimetria (SK_r)

Os valores de SK_r acima de 0,3, obtidos para os arenitos, indicam uma assimetria fortemente positiva. Os valores para os colúvios variam de -0,04 a 0,5, ou seja, aproximadamente simétricos ou com assimetria positiva. Isto sugere uma distribuição granulométrica, com desvio para as porções mais grossas.

Nos sedimentos da bacia do Ribeirão Tamanduá os valores obtidos estão entre -0,17 e +0,4, dominando valores próximos a zero, o que indica uma distribuição granulométrica aproximadamente simétrica.

- Curtose (K_g)

Os valores de curtose acima de 1,00, para os arenitos mesozóicos e colúvios, indicam sedimentos relativamente bem selecionado na parte central da distribuição granulométrica.

Porém, os valores de curtose entre 0,5 e 3,8, para as fácies areia da bacia do Ribeirão Tamandua (Aluvião I e II), são muito variáveis e demonstram a extrema diversificação no tipo de distribuição granulométrica dessas fácies - desde platocúrticas (distribuição bimodal) a leptocúrticas (com boa seleção na parte central da distribuição) - o que é compatível com a natureza textural desses sedimentos.

3.1.2. Fácies argila

Os resultados obtidos nas análises das amostras argilosas (fácies argila, argila orgânica e argila arenosa) estão contidos na tabela IV.4 e expressos nos histogramas de frequência simples (Figs. IV.11 e IV.12).

CLASSES DE TAMANHOS EM (Ø)																	
AMOSTRA No.	PERFIL No.	GRAMULOS (-1)	AREIA GROSSA			TOTAL AREIA GROSSA	AREIA FINA		TOTAL AREIA FINA	SILTE				TOTAL SILTE	ARGILA		TOTAL ARGILA
			-1 a 0	0 a 1	1 a 2		2 a 3	3 a 4		4 a 5	5 a 6	6 a 7	7 a 8		8 a 9	> 9	
ALUVIAO I																	
SS5-40/50	SS5	-	-	-	-	-	-	22,73	22,73	-	-	-	-	-	-	77,28	77,28
ALUVIAO II																	
SSM-1	SSM1	-	-	-	-	-	-	2,65	2,65	9,81	9,81	10,82	7,21	36,95	10,82	50,47	61,29
SSM-3	SSM2	-	-	-	-	-	-	3,75	3,75	4,59	4,59	4,59	6,85	20,62	9,17	66,47	75,64
SS1-2	S1	-	-	-	-	-	-	1,22	1,22	3,52	3,52	3,52	3,52	14,08	3,52	81,15	84,67
SS1180	S2	-	-	-	-	-	-	0,28	0,28	2,29	3,43	6,88	9,18	21,78	17,20	60,75	77,95
SS3-4	S3	-	-	-	-	-	-	0,05	0,05	5,88	2,94	8,99	11,76	29,57	14,70	55,85	70,55
SS3-6	S3	-	-	-	-	-	-	0,33	0,33	8,26	8,26	8,26	8,26	33,04	8,26	58,35	66,61
SS3-7	S3	-	-	-	-	-	-	0,13	0,13	4,54	4,54	4,54	4,54	18,16	4,54	77,17	81,71
SS3-10	S3	-	-	-	-	-	-	0,11	0,11	2,91	2,91	2,91	2,91	11,64	17,65	70,59	88,24
SS3-11	S3	3,44	4,45	5,39	5,01	14,85	5,04	3,89	8,87	3,90	3,90	3,90	3,90	15,60	3,90	51,30	55,20
SS7-25/32	S7	-	-	-	-	-	-	0,30	0,30	2,47	2,47	2,47	14,90	22,39	17,44	59,80	77,32
SS9-04/09	S9	-	-	-	-	-	-	4,49	4,49	2,59	2,59	2,59	2,59	10,36	2,59	80,21	82,80
SS9-185/188	S9	-	-	-	-	-	-	10,52	10,52	7,42	7,42	7,42	7,42	29,68	7,42	52,36	59,78
SS9-255/258	S9	-	-	-	-	-	-	1,79	1,79	4,43	4,43	4,43	4,43	17,72	8,95	71,55	80,50
SS9-288/291	S9	-	-	-	-	-	-	0,46	0,46	4,94	4,94	4,94	4,94	19,76	9,97	69,81	79,78
SS9-330/335	S9	-	-	-	-	-	-	0,19	0,19	2,36	2,36	2,36	2,36	9,44	11,87	78,51	90,38
SS10-105/110	S10	-	-	-	0,49	0,49	1,98	3,44	5,42	1,76	1,76	1,76	8,87	14,15	10,66	69,28	79,94
SS10-185/190	S10	-	-	-	-	-	-	0,30	0,30	4,95	4,95	4,95	4,95	19,80	4,95	74,35	79,90
SS10-212/217	S10	-	-	-	-	-	-	0,60	0,60	2,74	2,74	2,74	2,74	10,96	5,53	82,93	88,46
SS10-306/312	S10	-	-	-	-	-	-	0,80	0,80	3,10	3,10	3,10	3,10	12,40	12,40	74,39	86,79
SS10-348/353	S10	-	-	-	-	-	-	0,56	0,56	3,31	1,64	3,31	9,95	18,21	8,27	72,95	81,22
SS34-B	SS34	-	-	-	-	-	-	-	-	1,47	1,47	1,47	5,88	10,29	9,67	80,14	89,81
SS34-D	SS34	-	-	-	-	-	-	0,24	0,24	4,68	17,61	1,17	4,68	28,14	9,41	65,20	71,61
COLUVIO QUATERNARIO																	
SS100B	SS100	0,68	0,70	2,55	0,62	11,07	25,57	19,85	45,42	1,19	2,40	2,40	4,80	10,79	3,59	29,59	33,10
SS127E	SS127	0,36	0,82	3,42	10,10	14,34	16,83	8,41	25,24	3,50	1,17	1,176	2,33	8,17	3,50	44,31	47,81

TABELA IV.4 - Resultados da análise granulométrica de amostras representativas dos sedimentos das fácies argila dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamandua e dos depósitos coluvionares quaternários, São Simão - SP.

FIGURA IV. 11a - Distribuição granulométrica de amostras representativas das fácies argila da unidade Aluvião II da bacia do Ribeirão Iwandua, São Simão - SP.

FIGURA IV. 11b - Distribuição granulométrica de amostras representativas das fácies argila da unidade Aluviao II da bacia do Ribeirão Tamanduá, São Simão - SP.

A análise do conteúdo das diferentes classes texturais das frações finas foi realizada por método indireto (pipetagem) baseado na lei de Stokes. Uma das condições para a aplicação dessa lei é a de que as partículas em decantação sejam esféricas, rígidas e maiores que $2\text{ }\mu\text{m}$. No caso das análises aqui elaboradas, a condição de partículas esféricas não é satisfeita, uma vez que os argilo-minerais presentes são na realidade formados por partículas em forma de placas ou lamelas. Portanto, essas análises devem ser consideradas com ressalvas. Contudo, a própria bibliografia disponível (Suguio 1973) apresenta, com resultados satisfatórios, a utilização desse método para o limite de até $2\text{ }\mu\text{m}$.

FIGURA IV. 12 - Distribuição granulométrica de amostras representativas da fácies argila da unidade Aluvião I (AI) e dos colúvios quaternários (C) na área de São Simão - SP.

As amostras das fácies argila da unidade Aluvião II apresentam composição granulométrica em que predominam as classes de argila ($<4\text{ }\mu\text{m}$) entre 55% e 90%, destacando-se as maiores porcentagens (entre 50% e 81%) nas frações menores que $2\text{ }\mu\text{m}$. As

porcentagens de areia, principalmente areia fina, são muito variáveis e chegam, no máximo, a 27%. A fração silte varia entre 9% e 36% (Figs. IV.11a e b).

Na unidade Aluvião I, a fácies argila é composta essencialmente (77%) por partículas menores que 2 μm (Fig. IV.12), e a feição nítida de bimodalidade, no histograma, indica contribuições de diferentes fontes para esses sedimentos ou de fontes constituídas de frações com granulometria distinta.

Nos corpos argilosos pouco expressivos do Colúvio, a fração argila compõem cerca de 40% das amostras, predominando as de dimensões menores que 2 μm (33%); a fração areia constitui entre 39% e 57% dessas fácies (Fig. IV.12), cujas características bimodais refletem, também, as diferenciações de fontes citadas anteriormente.

Como não ocorrem fácies argilosas nos arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia, foram estimadas entre 11 e 13% as porcentagens das frações menores que 4 μm (argila) contidas nesses sedimentos (Fig. IV.8). Foi constatado ainda, que as maiores quantidades de argila estão concentradas nas frações menores que 2 μm (8% a 10% da amostra total).

3.2. Características Mineralógicas

Os sedimentos que preenchem a bacia aluvial são caracterizados, em sua maior parte, por um pequeno número de produtos minerais - quartzo, opacos e argilo-minerais (frequentemente do grupo das caolinitas). Esses últimos serão objeto de considerações mais detalhadas.

3.2.1. Difração de raios-X

Por meio da observação e interpretação dos difratogramas de raios-X, foram identificadas as principais fases mineralógicas presentes nos arenitos mesozóicos e nos sedimentos quaternários. As figuras IV.13, IV.14 e IV.15 mostram alguns dos difratogramas obtidos de amostras totais, sem tratamentos prévios e com orientação preferencial.

Foi observado que todas as amostras apresentam quase que a mesma composição mineralógica, ou seja: caolinita, quartzo e mica (illita).

Nas fácies argila, os picos de caolinita são muito intensos enquanto nos difratogramas das amostras das fácies areia, das unidades Aluvião I e II, Arenitos e Colúvios, esses mesmos picos de caolinita são menos intensos. As raia correspondentes ao quartzo são mais intensas nas fácies arenosas e nos arenitos, embora sejam verificadas, com menor intensidade, nas fácies argila.

Portanto, as diferenças entre os difratogramas das figuras de IV.13 a IV.15 são marcadas pela variação textural entre os diferentes grupos de amostras (areias e argilas).

Difratogramas de raios X de amostras totais das unidades Aluvião I (AI) e Aluvião II (AII) - facies arenosas (lamina orientadas). Ca=caolinita; M= Mica; Q= quartzo.

Difratogramas de raios X de amostras totais das unidades Formação Botucatu/Pirambóia (B/P) e Colúvios arenosos quaternários (C). (lâminas orientadas). Ca=caolinita; Q=quartzo; Gb=gibbsita.

Difratogramas de raios X de amostras totais da unidade Aluviação II - fácies argila. (lâminas orientadas). 2 θ
 Ca=caolinita; M=mica; Q=quartzo.

Esses dados mostram que não existem diferenças mineralógicas significativas entre os sedimentos que preenchem a bacia do Ribeirão Tamanduá, e os das áreas fonte - representados por arenitos, colúvios e as demais formações superficiais estudadas por Gonçalves (1978), cuja assembléia mineralógica é constituída por quartzo, opacos, hidróxidos e minerais argilosos (mais comumente do grupo da caolinita, associado ou não à gibbsita).

3.2.1.1. Composição mineralógica das argilas

A figura IV.16 mostra os difratogramas obtidos em frações menores que 0,004 mm (ou 4 μ m), de amostras representativas dos arenitos, colúvios e sedimentos da bacia do Ribeirão Tamanduá (Aluvião II), difratogramas estes, realizados em amostras não orientadas.

Em todas as amostras, os picos de caolinita de maior intensidade são bem definidos - 7,13/7,15 Å e 3,57/3,56 Å (planos 001 e 002) - assim como os picos de menor intensidade - 4,46 Å; 4,36 Å; 4,17 Å e 3,85 Å, correspondentes aos planos cristalográficos 020, $1\bar{1}0$, $1\bar{1}\bar{1}$ e 02 $\bar{1}$, respectivamente (Brindley 1972). O fato de serem obtidos picos bem marcados de menor intensidade da caolinita entre os correspondentes aos planos 001 e 002, sugere a presença de caolinita com boa cristalinidade e bem ordenada, como observado por Brindley et al. (1963) em difratogramas padrões monominerálicos de caolinita. Estas características serão melhor abordadas adiante, quando apresentada a análise da cristalinidade das caolinitas.

São identificados nesses difratogramas (Fig. IV.16) picos correspondentes ao quartzo em amostras das unidades Colúvio e arenitos Botucatu/Pirambóia, e picos de muito menor intensidade ou mesmo bandas na região próxima a 10 Å indicando, portanto, a mica como o outro argilo-mineral constituinte das unidades quaternárias (Aluvião II).

É interessante verificar que, em algumas amostras dessas unidades, podem ser delineadas bandas difusas entre 12 e 16 Å, dando indícios da presença de minerais do grupo das esmectitas ou das cloritas.

Difratogramas de raios X da fração argila (< 4μm) de amostras dos arenitos mesozóicos (B/P), Colúvios (C) e da unidade Aluviação II (AII). (lâminas não orientadas). Ca=caolinita; M=mica; Q=quartzo.

Contudo, para um melhor detalhamento da composição mineralógica das argilas e para comprovação dos argilo-minerais já mencionados, foram obtidos também difratogramas de cada fração granulométrica (Figs. IV.17, IV.18 e IV.19), ou seja, das argilas grossas (entre 2 e $0,2\ \mu\text{m}$ - AG) e das argilas finas (menores que $0,2\ \mu\text{m}$ - AF), tanto dos sedimentos quaternários quanto dos arenitos mesozóicos.

Os picos correspondentes às micas ($10\ \text{\AA}$), possivelmente de illita, são mais intensos e melhor definidos nas amostras das frações de argila fina (AF) do Aluvião II, denotando sua presença em maiores proporções, nessa fração ($<0,2\ \mu\text{m}$) e nesse grupo de amostras.

Nos difratogramas das amostras SS20-1 e SS108-B, correspondentes respectivamente às unidades arenito mesozóico e Colúvio, foram verificados picos entre $4,85$ e $4,82\ \text{\AA}$, mais nítidos e intensos na fração argila fina (AF), o que sugere a presença de gibbsita nessas argilas.

Nas amostras das frações argila grossa (AG) do Aluvião II, é freqüente o pico $7,60/7,80\ \text{\AA}$, sempre acompanhado de outro de menor intensidade, de segunda ordem, a $3,80/3,90\ \text{\AA}$. Isto sugere a possível presença, neste contexto mineralógico, de argilo-mineral com camadas mistas.

Em continuidade a esses estudos, foram obtidos difratogramas de cada fração argila (AF e AG), após diferentes tratamentos como etileno-glicol e após aquecimento a $350\ ^\circ\text{C}$ e $550\ ^\circ\text{C}$, conforme os procedimentos recomendados por Robert & Tessier (1974).

Os difratogramas das amostras SS108-B (AF e AG) e SS20-1 (AF e AG), obtidos após aquecimento a $350\ ^\circ\text{C}$, são mostrados na figura IV.20. Neles foi possível observar que, após aquecimento, os picos da região entre $4,82/4,85\ \text{\AA}$ desaparecem, o que comprova a presença de gibbsita nesses sedimentos, e estão melhor caracterizados nas frações finas (menores que $0,2\ \mu\text{m}$).

Difratogramas de raios X da fração argila grossa (entre 2 e $0,2\mu\text{m}$) de amostras da unidade Aluvião II. (laminas orientadas).
Ca=caolinita; M=mica (illita).

Difratogramas de raios X da fração argila fina ($< 0,2\mu\text{m}$) de amostras da unidade Aluvião II. (lâminas orientadas).
Ca=caolinita; M=mica (illita).

Figura IV-18

Difratogramas de raios X das frações argila grossa (AG) e argila fina 2θ (AF) de amostras da Formação Botucatu/Piramboia (B/P) e dos colúvios quaternários (C). (lâminas orientadas).

Figura IV-19

Ca=caolinita; M= mica (illita); Q=quartzo; Gb= gibbsita.

Difratogramas de raios X das frações argila grossa (AG) e argila fina ^{2θ} (AF) de amostras da Formação Botucatu/Piramboia (SS20-1) e do colúvio quaternário (SS108-B), antes e após aquecimento a 350°C. Figura IV-20

Os demais difratogramas, obtidos após os diferentes tratamentos, não apresentam variações significativas (Figs. IV.21 a IV.24) que comprovem a presença de outros minerais argilosos como, por exemplo, os do grupo das esmectitas ou das cloritas, cujos picos diagnósticos ocorrem entre 18 e 10 Å. Por outro lado, foi verificado nos difratogramas de argila grossa (AG), obtidos após aquecimento a 550 °C, a permanência de uma banda entre 10 e 14 Å.

O comportamento constante do pico a 10 Å após os diversos tratamentos confirma a mica (illita) como constituinte freqüente nas frações AF desses sedimentos.

3.2.1.2. Cristalinidade das caolinitas

A cristalinidade da caolinita pode ser definida como sendo o grau de ordenamento ou regularidade de seu retículo cristalino. Essa noção corresponde à seguinte imagem: um cristal é formado de pequenos cristalitos elementares ligeiramente deslocados uns em relação aos outros por defeitos na estrutura.

Esses defeitos na estrutura alteram a periodicidade no empilhamento dos folhetos. Quanto maior a freqüência dos defeitos, menor o ordenamento e menor a espessura dos cristalitos (Thiry & Weber 1977 e Thiry 1981). Portanto, a cristalinidade é melhor nas grandes partículas, de maior espessura, do que nas pequenas.

Os defeitos na estrutura provocam um alargamento das raiais de difração de raios-X e, assim, a espessura aparente dos cristalitos que compõem um mineral pode ser obtida em difratogramas, medindo a largura da raia de difração e aplicando a fórmula de SCHERRER (*apud* Thiry & Weber 1977):

$$L = \frac{0.9 \lambda}{(A_1 - A_0) \cos \theta}$$

Difratogramas de raios X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS118-D), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).

Figura IV - 21

Difratogramas de raios X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS7-25/32), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).

Figura IV-22

Difratogramas de raios X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS9-340/345), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).

Difratogramas de raios X das frações argila de amostra da unidade Aluvião II (SS9-392/395), com diferentes tratamentos, segundo Robert & Tessier (1974).

onde:

λ = comprimento de onda da radiação utilizada (em Å);

θ = ângulo de difração da raia;

A_i = largura a meia altura da raia da amostra estudada (em radiano 2θ);

A_o = largura a meia altura da raia do cristal padrão (em radiano 2θ);

L = dimensão aparente dos cristalitos segundo a direção considerada.

Range et al. (1969) notaram que as caolinitas bem ordenadas expandem-se após tratamento com *hidrazina* ao contrário das caolinitas mal ordenadas, tipo *fire-clay*, cuja expansão é quase nula.

Decorrente dessa expansão, após tratamento com *hidrazina*, ocorre uma alteração no comportamento de caolinitas bem cristalizadas, nos difratogramas de raios-X, como apontado por Range et al. (1969). Trata-se do deslocamento da raia basal (001) de 7,15 Å para 10 Å, que, quando não ocorre, caracteriza caolinitas desordenadas ou *fire-clays*.

Desta forma, é possível avaliar a cristalinidade das caolinitas pela taxa de expansibilidade por meio da relação entre as intensidades da raia a 7,15 Å, antes e após o tratamento com *hidrazina*:

$$I_1 = \frac{\text{Intensidade normal}}{\text{Intensidade com hidrazina}} \quad (7,15 \text{ Å})$$

quando: $I_1 < 1$ *fire-clay* ou caolinita mal ordenada

$I_1 > 1$ caolinitas melhor ordenadas

Nas 13 amostras estudadas (Tab.IV.5) é verificável que as caolinitas, de forma geral, são desordenadas tanto as que formam as fácies argila da unidade Aluvião II quanto as que ocorrem no Colúvio e na matriz dos arenitos Botucatu/Pirambóia. No entanto as caolinitas, quando estudadas separadamente nas frações mais grossas (AG) ou nas mais finas (AF), mostram características bem distintas. As caolinitas que compõem a fração grossa (AG) apresentam boa cristalinidade, verificada pelo deslocamento parcial ou integral da raia de 7,15 Å para 10 Å (Fig. IV.25),

enquanto as da fração fina (AF) mostram características mais próximas a *fire-clays*, devido ao não deslocamento ou deslocamento apenas parcial da raia 7,15 Å para 10 Å.

UNIDADE	AMOSTRA	L (espessura aparente)	I ₁	Posição da raia (001) com hidrozina (Å)
A	AA118-D	320	1,1	7,15
L	SS1-2 (AF)	170	1,0	7,15
U	SS1-2 (AG)	230	2,4	7,15 e 10,5
V	SSS7-25/32	320	1,4	7,15
I	SS9-112/115 (AF)	190	1,0	7,15
A	SS9-112/115 (AG)	320	2,3	7,15 e 10,5
O	SS9-255/258 (AF)	229	2,1	7,15 e 10,5
	SS9-255/258 (AG)	321	97,0	10,5
II	SS9-330/335	320	1,0	7,15
COLÚPIO	SS100-B	400	0,9	7,15
BOTUCATU	SS20-1	533	0,9	7,15
/	TM3-2 (AF)	267	4,3	7,15 e 10,5
PIRAMBOIA	TM3-2 (AG)	320	96,3	10,5

TABELA IV.5 - Índice de cristalinidade das caolinitas a partir de difrato - gramas de raios X em amostras tratadas com hidrazina.

Com base nos trabalhos de Lucas *et al.* (1974), Thiry & Weber (1977) e Thiry (1981) e nos difratogramas obtidos neste trabalho, acredita-se que a hipótese da presença de argilo-mineral com camadas mistas ou de interestratificados caolinita-esmectita (*fire-clays* com baixa frequência de folhetos de esmectita) nas frações de argila grossa (AG), embora não comprovadas, ainda não devem ser descartadas.

Os fatores que sugerem essa hipótese são:

- presença de picos, mesmo que pouco intensos, na região de 7,60 Å a 7,80 Å (Figs. IV.17 a IV.19), comportamento esse, explicado por Dixon (1977);
- delineamento de uma banda difusa entre 10 e 14 Å nas amostras de argila grossa (AG) após aquecimento a 550°C, comportamento este, discutido por Thiry & Weber (1977) e notado nas *fire-clays* e interestratificados (7-14Sm), estudadas por Lucas *et al.* (1974);
- manutenção das raiais a 7,15 Å em difratogramas obtidos após tratamento com hidrazina (Tab. IV.5), atribuída à presença tanto de *fire-clays* quanto de interestratificados caolinita-esmectita (7-14Sm), como discutido por Lucas *et al.* (1974), Thiry & Weber (1977) e Thiry (1981).

Difratogramas de raios X de amostras das frações argilosas, antes e após tratamento com hidrazina (lâminas orientadas). H= após hidrazina.

Figura IV-25

3.2.1.3. Distribuição mineralógica dos sedimentos

Apoiada nos dados das análises químicas totais, que serão apresentados e discutidos mais adiante, e na composição mineralógica qualitativa total, obtida por difração de raios-X, foi executada uma avaliação mineralógica semi-quantitativa dos principais componentes sedimentares das unidades da bacia do Ribeirão Tamandua, do Colúvio e da Formação Botucatu/Pirambóia, conforme apresentado na tabela IV.6.

UNIDADE	FACIES	AMOSTRA No.	QUARTZO %	CAOLINITA %	MICA (Illita) %	OUTROS NAO IDENTIFICADOS E/OU M.O. %	GIBBSITA %
ALUVIAO I	ARGILA ORGANICA	SS4-5	25	18	-	< 57	
	ARGILA ORGANICA	SS6-58/55	41	27	-	< 32	
	AREIA	SS6-148/158	87	11	-	< 2	
ALUVIAO II	ARGILA	SS1-2	5	89	2	< 4	
	ARGILA	SS118-D	15	76	5	< 4	
	ARGILA	SS3-6	8	82	5	< 5	
	ARGILA	SS3-18	6	87	3	4	
	ARGILA	SS7-25/32	6	86	4	4	
	ARGILA	SS9-112/115	29	68	3	< 8	
	ARGILA	SS9-146/149	7	82	4	< 7	
	ARGILA	SS9-288/291	17	75	5	< 3	
	ARGILA	SS9-348/345	4	89	4	< 3	
	ARGILA	SS9-392/395	32	61	2	< 5	
	ARGILA	SS18-115/128	7	82	5	< 6	
	ARGILA	SS18-353/358	18	79	3	< 8	
COLUVIO QUATERNARIO	ARGILA	SS188-B	78	27	?	< 3	tr.
	ARGILA	SS127-E	48	58	?	< 2	
FORMACAO BOTUCATU/ PIRAMBOIA	ARENITO	SS28-1	84	14	-	< 2	tr.
	ARENITO	SS28-3	76	23	-	< 1	
	ARENITO	TM3-2	73	26	-	1	

TABELA IV.6 - Resultados das análises quantitativas (relativas) dos principais componentes mineralógicos das amostras representativas das diferentes unidades sedimentares da bacia do Ribeirão Tamandua, dos Colúvios quaternários e da Formação Botucatu/Pirambóia na região de São Simão - SP.

Essa avaliação foi realizada por meio de cálculo normativo simples, com as fórmulas teóricas da caolinita e da illita. Portanto, os valores quantitativos dessa composição mineralógica devem ser considerados como estimativos.

A caolinita é o mineral predominante da fácies argila dos depósitos aluvionares. Ocorre na unidade Aluvião II, com teores geralmente entre 75% e 89%, podendo ser encontrados alguns níveis com apenas 60%. Na fácies argila, correspondente à unidade Aluvião I, a caolinita apresenta teores relativamente menores (entre 18% e 27%) que os de quartzo, mais abundantes (entre 25% e 41%).

A illita apresenta teores mais significativos nas fácies argila da unidade Aluvião II, entre 2 e 5%.

Os arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia possuem teores entre 14% e 26% de caolinita. A distribuição granulométrica desses arenitos indica que eles possuem, nas frações siltico-argilosas, uma alta concentração de caolinita e baixas porcentagens de gibbsita e illita como observado nos difratogramas de raios-X.

Nas fácies argila dos colúvios quaternários, sobre os arenitos da região, os minerais predominantes são o quartzo (48% a 70%), a caolinita (27% a 50%) e, secundariamente, a illita.

3.2.1.3. Conclusões

A assembléia mineralógica dominante nos arenitos mesozóicos e nos colúvios estudados é composta por: quartzo, caolinita e mica. As frações argilosas desses sedimentos são constituídas essencialmente por minerais do grupo estrutural das caolinitas e, secundariamente, por mica illita. O conjunto mineralógico indica que a origem desses argilo-minerais está ligada a alterações em meio ácido a ligeiramente ácido, sob condições lixiviantes, com baixas concentrações de cátions.

A gibbsita pode estar presente principalmente nos materiais que se encontram nas porções de topo dos perfis de alteração,

como, por exemplo, na amostra SS20-1. Nessa situação, as condições durante o processo de intemperismo possibilitaram a neoformação desse mineral a partir de caolinita ou mesmo de minerais primários (feldspatos), conforme é verificado em diversas seqüências de alteração de rochas em regiões intertropicais, como as estudadas por Delvigne (1965).

Da mesma forma, o Colúvio (amostra SS108-B), derivado do remanejamento e do curto transporte dos materiais superficiais das regiões próximas mais elevadas e que estiveram sujeitas a lixiviação intensa, explicam a presença de gibbsita na composição.

Nas unidades Aluvião I e Aluvião II, que compõem a bacia do ribeirão Tamandua, os constituintes maiores são o quartzo, nas fácies areia, e os minerais do grupo estrutural da caolinita, nas fácies argila.

Secundariamente, nas fácies argila, são encontradas micas (illitas), principalmente nas frações de argila fina (menores que $0,2 \mu\text{m}$). Nas frações de argila grossa (entre 2 e $0,2 \mu\text{m}$), é levantada a hipótese da presença de interestratificados (7-14Sm), com estrutura de caolinitas *fire-clays* e baixa frequência de folhetos de esmectita.

As caolinitas, nesses sedimentos, são de modo geral desordenadas (*fire-clays*); porém, as que compõem a fração argila grossa (entre 2 e $0,2 \mu\text{m}$) são bem ordenadas, com boa cristalinidade. Isto sugere, portanto, a presença de pelo menos duas gerações de caolinitas.

Os interestratificados (7-14Sm) sugerem, conforme verificado por Lucas *et al.* (1974) e Thiry & Weber (1977), origens relacionadas a transformações em meios mais concentrados, embora representem fases efêmeras por serem instabilizadas nas condições de lixiviação em meio ácido, como as esperadas nos depósitos do Ribeirão Tamandua.

Esses resultados mostram que a composição mineralógica das diferentes fácies e unidades que constituem os depósitos da bacia aluvial do Ribeirão Tamandua está relacionada principalmente à mineralogia dos materiais de alteração derivados da evolução

superficial cenozóica, das rochas básicas e dos arenitos mesozóicos.

Tais rochas estiveram submetidas, durante o período do pós-Cretáceo, à ação dos vários ciclos de intemperismo nos quais os processos de hidrólise foram muito intensos, mesmo que com certas variações, como constatado por Gonçalves (1978).

A mineralogia dos diferentes materiais de cobertura, oriundos dessas rochas básicas, guardam poucas relações com o material original, o que já foi destacado por Gonçalves (1978) quando da caracterização das formações superficiais em substratos basálticos. Essas formações são constituídas por quartzo, opacos, hidróxidos e minerais argilosos (mais comumente do grupo da caolinita, associados ou não a gibbsita).

Por outro lado, a mineralogia dos materiais oriundos dos arenitos mesozóicos não são tão variáveis em relação à rocha mãe, pois esta se constitui predominantemente de quartzo, o qual se configura - na sequência de Goldich (1938) - como um mineral estável nas condições superficiais. Porém, no caso dos arenitos da Formação Pirambóia ou da fácies torrencial da Formação Botucatu, a relação entre a rocha mãe e os produtos de alteração guardam certas variações. Segundo Fu-Tai (1981), os arenitos dessa formação contêm cerca de 9% de feldspato, que durante os processos de hidrólise deram origem a argilo-minerais e formaram, assim, perfis arenosos com uma pseudo-matriz caolínica. Pelo mesmo processo hidrolítico, as montmorilonitas, muito comuns na matriz desses arenitos (Ramos & Formoso 1976), puderam ser transformadas em caolinitas durante as alterações superficiais.

3.2.2. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O exame das micrografias eletrônicas (MEV) obtidas permitiram um melhor reconhecimento e distinção das partículas menores que 2 μ m, em especial, no caso dos minerais de argila do grupo estrutural da caolinita.

FOTO 1 - Micrografia (MEV). Caolinitas bem cristalizadas, em placas hexagonais associadas aos arenitos alterados da Formação Botucatu/Piramboia. (10.000 X)

FOTO 2 - Micrografia (MEV). Caolinitas bem cristalizadas, em "acordeon" associadas aos arenitos alterados da Formação Botucatu/Piramboia. (6.000 X)

FOTO 3 - Micrografia (MEV).

Caolinitas com formas pseudo-hexagonais e hexagonais dos depósitos da unidade Aluvião II. (10.000 X).

FOTO 4 - Micrografia (MEV).

Caolinitas com formas pseudo-hexagonais e hexagonais dos depósitos da unidade Aluvião II. (10.000 X).

FOTO 5 - Micrografia (MEV).

Caolinitas em forma de "acordeon" dos depósitos da unidade Aluvião II. (10.000 X).

As fotos 1 e 2 foram obtidas em amostras de arenitos alterados (subarcósios) da Formação Botucatu/Piambóia. Mostram partículas representadas por placas euhédricas, com perfil hexagonal razoavelmente bem desenvolvido, com poucas irregularidades e diâmetros em torno de 1 μm . Na foto 2, essas placas encontram-se empilhadas formando feições tipo "acordeon", com até 10 μm de espessura e 7 μm de largura. A morfologia dessas placas é característica da caolinita e, quando têm estas últimas feições, são conhecidas como caolinitas vermiculares.

As fotos 3, 4 e 5 foram obtidas em amostras das fácies argila da unidade Aluvião II, da bacia do Ribeirão Tamanduá. As fotos 3 e 4 evidenciam a presença de partículas de tamanhos heterogêneos, placas com diâmetros em torno de 1 μm e placas bem menores, de 0,2/0,3 μm ou menos. Suas formas são irregulares, com bordos pouco arredondados e corroídos, embora as placas de diâmetros maiores (1 μm) mantenham formas euhedrais. Essas características indicam que são caolinitas de origens diferentes.

Na foto 5 é possível verificar a disposição das placas maiores de caolinita (1 μm) em feições tipo "acordeon" (caolinitas vermiculares), como as verificadas nos arenitos alterados.

3.2.2.1. Conclusões

As caolinitas que compõem os arenitos mesozóicos alterados possuem diâmetros com cerca de 1 μm ou maiores, têm formas hexagonais a pseudo-hexagonais bem definidas e feições vermiculares.

A existência de caolinitas vermiculares confirma que a origem das caolinitas, nos arenitos, está associada aos processos de lixiviação e transformação dos feldspatos e das micas dos subarcósios da Formação Botucatu/Pirambóia, análogas às mostradas por Keller (1978) em diversas micrografias de caolins residuais da América do Norte e Europa.

Os argilo-minerais das fácies argila, dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamanduá, são constituídos predominantemente por

caolinitas distribuídas em duas classes texturais distintas: uma, formada por partículas pseudo-hexagonais de 1 μm , outra, formada por partículas de formas irregulares e de contornos mal definidos menores que 0,2/0,3 μm . As partículas maiores podem, ainda, apresentar-se na forma de caolinitas vermiculares, mas em menores proporções que as verificadas nos arenitos alterados.

Tais características morfológicas, somadas às observações mineralógicas de Gonçalves (1978 e 1987) sobre a composição dos materiais derivados da alteração das rochas básicas da região, sugerem duas hipóteses para a origem das caolinitas da bacia aluvial do Ribeirão Tamandua.

Na primeira hipótese, as caolinitas das duas classes texturais identificadas nas aluviões seriam detríticas. Esta hipótese comprovadamente é a mais importante e seria responsável pela formação da maior quantidade de argilo-minerais. As caolinitas maiores, hexagonais, seriam provenientes dos arenitos alterados e as menores e irregulares, das alterações das rochas básicas. Nesta hipótese, a ocorrência de caolinitas vermiculares nestes sedimentos quaternários pode estar ligada ao transporte das argilas como grãos na forma de micro-agregados, como reforçado por Keller (1978), mantendo assim essa feição que é muito instável durante qualquer remobilização (Glass *et al.* 1956 e Kulbicki & Millot 1961).

Na segunda hipótese, parte das caolinitas seriam formadas por neogênese no próprio ambiente de sedimentação. Esta hipótese não deve ser totalmente descartada pois poderia explicar a formação de certas argilas vermiculares, nas aluviões, por pseudomorfose de minerais primários (feldspatos ou micas), previamente transportados ao sítio deposicional, ou por neoformação (agradiação) em meio ácido e desprovido de cátions básicos a partir de um folheto de mica, conforme descreveram Kulbicki (1953 e 1954), Glass *et al.* (1956) e Kulbicki & Millot (1961). Esta hipótese poderia, também, explicar a formação das partículas menores que teria ocorrido a partir da degradação das caolinitas maiores, detríticas, provenientes dos arenitos alterados, como evidenciado por Oberlin & Tchoubar (1957), Oberlin *et al.* (1962) em trabalhos experimentais e por Novikoff (*apud* Cerri 1974), Cerri (1974) e Gastuche *et al.* (*apud* Chatelin

1974), na caracterização de seqüências de alteração em climas tropicais.

3.3. Características Químicas

3.3.1. Química total

A composição química total das unidades Aluvião I, Aluvião II, Colúvio e arenito é mostrada na tabela IV.7.

Nas fácies areia e arenitos alterados, os valores de SiO_2 são superiores a 80%, e estão relacionados à presença predominante de quartzo (frações areia e silte). Nas fácies argila, os valores de SiO_2 são inferiores a 50% e o de Al_2O_3 está entre 30% e 36%. Mineralogicamente, essas fácies são compostas por caolinita, cuja composição teórica é 46,5% de SiO_2 , 39,5% de Al_2O_3 e 14% de H_2O , e por quartzo, secundariamente.

Tanto os sedimentos aluvionares da bacia quanto os arenitos e Colúvio possuem muito baixos teores em CaO , Na_2O , MnO_2 e P_2O_5 (abaixo de 0,1%); porém, os valores de MgO e K_2O , nos sedimentos aluvionares, são mais elevados, o que pode ser justificado pela presença, em pequenas porcentagens, de minerais do grupo das micas (illita), detectados nas análises por difração de raios-X.

Nos sedimentos argilosos da unidade Aluvião I, os valores de $\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}$ variam entre 0,77% e 1,53% (de 0,24% a 0,62% para K_2O e de 0,19% a 0,98% para MgO); nos da unidade Aluvião II, esses valores vão de 0,53% a 0,91%, predominando significativamente o MgO (0,45% a 0,85%).

Com referência aos arenitos e Colúvio, as porcentagens de $\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}$ são inferiores e estão entre os valores de 0,34% e 0,45% (de 0,26% a 0,39% para MgO , e de 0,06% a 0,14% para K_2O). Porém, os colúvios apresentam maiores porcentagens de K_2O (0,12% a 0,14%) que os arenitos (0,06%).

AMOSTRAS	FACIES	COR	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
N.		(amostra natural)	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
ARENITOS MESOZOICOS																
TM3-2	ARENITO ALTERADO	castanho rosado	84.6	10.1	1.20	0.29	0.06	<0.05	0.39	<0.01	0.06	0.05	0.05	3.00	0.13	2.99
SS20-1	ARENITO ALTERADO	castanho rosado	90.8	5.5	0.78	0.29	0.10	<0.05	0.28	<0.01	0.07	0.02	<0.05	2.06	0.15	1.65
SS20-3	ARENITO ALTERADO	castanho rosado	86.4	9.1	0.78	0.29	0.06	<0.05	0.28	<0.01	0.06	0.03	<0.05	3.01	0.17	2.61
COLUVIOS QUATERNARIOS																
SS100-B	ARGILA	castanho amarelado	83.0	10.6	0.81	0.44	0.62	<0.05	0.28	0.01	0.12	<0.01	0.06	4.10	0.80	4.04
SS127-E	ARGILA	castanho amarelado	71.0	19.8	0.50	0.29	0.51	0.09	0.26	0.01	0.14	<0.01	0.09	7.26	1.06	6.49
ALUVIAO I																
SS4-S	ARGILA ORGANICA	preto	33.5	7.2	<0.10	0.33	1.10	0.05	0.06	<0.01	0.05	0.01	0.07	56.98	6.26	23.55
SS6-50/55	ARGILA ORGANICA	preto	53.9	10.8	<0.10	0.58	1.80	0.05	0.45	0.02	0.07	<0.01	0.07	32.04	4.19	15.51
SS6-140/150	AREIA	cinza amarelado	91.9	4.5	<0.10	0.44	0.82	<0.05	0.66	0.01	0.03	<0.01	<0.05	1.62	0.49	1.65
ALUVIAO II																
SS118-0	ARGILA	cinza claro	52.5	32.1	0.28	0.74	0.92	0.07	0.75	0.02	0.62	<0.01	0.09	11.79	1.07	10.36
SS1-2	ARGILA	cinza amarelo claro	47.5	36.1	0.98	0.29	0.76	<0.05	0.88	0.02	0.24	<0.01	0.09	13.11	1.38	12.79
SS3-6	ARGILA	castanho claro cinza	48.2	34.1	1.50	0.29	0.88	0.06	0.98	0.02	0.55	0.01	0.09	13.15	1.15	11.78
SS3-10	ARGILA	cinza claro	47.5	35.4	<0.10	1.00	1.20	0.13	0.71	0.02	0.38	<0.01	0.09	13.48	1.05	12.36
SS7-25/32	ARGILA	cinza claro	48.1	35.4	0.34	0.59	0.81	0.05	0.68	0.02	0.50	<0.01	0.09	13.39	1.14	12.12
SS9-112/115	ARGILA	cinza	57.5	24.5	<0.10	0.77	0.78	0.58	0.82	0.02	0.30	<0.01	0.09	14.97	0.91	11.38
SS9-146/149	ARGILA	cinza	47.2	33.9	<0.10	0.88	0.95	0.06	0.54	0.07	0.45	<0.01	0.09	15.80	1.09	12.02
SS9-208/291	ARGILA	cinza claro	54.0	31.3	0.34	0.59	1.00	<0.05	0.19	0.03	0.54	0.01	0.08	11.89	0.91	9.74
SS9-340/345	ARGILA	branco	47.6	36.7	0.47	0.44	0.90	0.05	0.31	0.02	0.46	<0.01	0.09	12.93	0.99	11.63
SS9-392/395	ARGILA ARENOSA	amarelo claro	61.8	25.0	1.20	0.29	1.20	<0.05	0.93	0.02	0.24	0.02	0.09	9.18	1.22	6.76
SS10-115/120	ARGILA	cinza claro	47.5	34.3	0.44	0.59	0.88	0.07	0.73	0.05	0.58	<0.01	0.08	14.11	1.21	12.18
SS10-353/358	ARGILA	cinza claro	48.3	32.1	<0.10	1.50	1.70	0.14	0.31	0.02	0.30	0.02	0.09	15.49	1.64	12.45

TABELA IV.7 - Resultados das análises químicas totais de amostras representativas das diferentes unidades da bacia do Ribeirão Tamandua, dos Colúvios quaternários e da Formação Botucatu/Pirambaio, São Simão - SP.

A tabela IV.7 mostra que os teores do TiO_2 são variáveis entre as unidades estudadas. Nas unidades aluvionares (Aluvião I e II), esses teores são, em média, de 1,0% (variam de 0,76% a 1,80%); nos arenitos, oscilam entre 0,06% e 0,1% - cerca de 10 vezes menores do que nos sedimentos aluvionares - e nos colúvios, o TiO_2 ocorre com teores intermediários (de 0,5% a 0,6%).

O ferro está presente nas amostras com teores que variam de 0,40% a 1,79%; nos sedimentos da unidade Aluvião I se encontram os menores teores (inferiores a 0,60%). As diferenças entre as variações na porcentagem de ferro (II ou III) podem ser obtidas pela relação Fe_2O_3/FeO . Os sedimentos da unidade Aluvião I possuem relação Fe_2O_3/FeO muito baixas, em torno de 0,2 e 0,3; os sedimentos da unidade Aluvião II tem, para essa relação, valores também baixos entre 0,1 e 1,0. Porém, para as amostras SS1-2, SS3-6 e SS9-392/395, a relação é maior que 1. Na unidade Colúvio, a relação é da ordem de 1,7, e na unidade Arenito, eleva-se a valores maiores que 2,5.

Outro valor importante verificado na composição química total dessas amostras, é a porcentagem correspondente a perda ao fogo (P.F.), cuja distribuição acompanha a dos argilo-minerais presentes (caolinitas e micas) e a do conteúdo em matéria orgânica (esta refletida na cor dessas amostras - pretas ou cinzas escuras, quando associadas aos maiores teores em M.O., e brancas ou cinzas claras, quando aos menores teores). A P.F. apresenta valores significativos nas fácies argila da unidade Aluvião I (32% a 56%) decrescendo para as fácies argila da unidade Aluvião II (12% a 16%) e muito pouco representativas nos arenitos alterados (2% a 3%) e Colúvio (4% a 7%).

3.3.2. Complexo Absorvente

Os resultados das análises referentes ao estado do complexo absorvente das amostras dos arenitos mesozóicos, colúvios e aluviões (I e II) estão reunidos na tabela IV.8.

AMOSTRA	FÁCIE	P.F. %	p.H. (calc.)	BASES TROCAVEIS			S (soma das bases)	Al ³⁺ + H ⁺	T (S + Al ³⁺ + H ⁺)	V % 100.S T
				K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺				
				meq / 100 g						
ARENITOS MESOZOICOS										
SS28-1	arenito alterado	2,86	4,8	0,82	0,2	0,1	0,3	1,6	1,9	1,6
COLÚVIO										
SS188-B	argila	4,18	4,1	0,86	0,2	0,1	0,4	1,8	2,2	18
ALUVIÃO I										
SS6-35/48	argila turfosas	32,86	3,9	0,15	1,7	0,4	2,3	31,3	33,6	7
SS6-178/188	areia argilosa	1,62	4,2	0,12	1,3	0,3	1,7	1,6	3,3	52
ALUVIÃO II										
SS118-B	argila	11,79	3,6	0,19	1,4	1,1	2,7	9,9	12,6	21
SS3-9	argila organica		3,6	0,19	7,7	2,0	9,9	42,9	52,8	19
SS7-33/38	argila	13,39	3,5	0,89	0,6	0,2	0,9	12,1	13,0	7
SS18-115/128	argila	14,11	3,8	0,28	1,4	0,8	2,4	3,8	6,2	39

TABELA IV.8 - Resultados da análise do complexo absorvente, onde: P.F. = perda ao fogo; S = soma das bases; T = capacidade de troca de cátions (CTC); V = saturação em bases; $Al^{3+} + H^+$ = acidez titulável.

A caracterização desse complexo é definida pela determinação quali-quantitativa dos cátions trocáveis presentes e pelo seu estado de saturação.

Dentre os cátions que saturam as amostras estudadas, o Ca^{2+} é o elemento trocável dominante constituindo quase sempre mais da metade dos cátions trocáveis da amostra (Tab. IV.8). Porém, o teor de Ca^{2+} é, de modo geral, baixo e varia entre 0,2 e 7,7 meq/100g. Desses valores, os correspondentes às amostras dos arenitos mesozóicos e Colúvio, são os mais baixos (0,2 meq/100g) e os correspondentes às amostras da fácies argila orgânica os mais altos (7,7 meq/100g).

Os teores de Mg^{2+} , variam entre 0,1 e 2 meq/100g, representando menos de 1/3 da soma de bases trocáveis, com os

menores valores correspondentes às amostras dos arenitos mesozóicos e Colúvios (0,1 meq/100g). Os maiores valores estão associados às amostras do Aluvião II (em torno de 1 meq/100g).

Em todas as amostras, a relação Ca/Mg é superior a 1, de tal forma que a variação da distribuição do Mg^{2+} acompanha a do Ca^{2+} .

Os teores de K^+ são muito baixos, entre 0,02 e 0,20 meq/100g, com os menores valores correspondentes às amostras dos arenitos mesozóicos e Colúvio (0,02 e 0,06 meq/100g), refletindo, assim, a intensa lixiviação desse elemento nos sedimentos.

A capacidade de troca (CTC), resultante da soma de cátions trocáveis (K^+ , Ca^{2+} e $Mg^{2+}=S$) mais o $Al^{3+} + H^+$, varia entre 1,9 e 52,8 meq/100g. Nos arenitos e Colúvio, os valores de CTC estão em 1,9 e 2,2 meq/100g. Nas amostras das unidades Aluvião I e II, os valores de CTC são mais elevados e chegam a atingir, nas fácies argila turfosa e argila orgânica, valores de 33,6 e 52,8 meq/100g.

Desta forma, a maior capacidade de troca catiônica (CTC) está relacionada à presença da matéria orgânica nos sedimentos quaternários (Aluvião I e II).

Esse complexo é, ainda, melhor caracterizado pela taxa de saturação (V), uma vez que ela depende tanto de S quanto de T. Com exceção à amostra da fácies areno-argilosa da unidade Aluvião I, com valor $V > 50\%$, as demais apresentam valores de 7% a 39%, tanto nas áreas de alteração quanto nos depósitos quaternários, o que as caracteriza, segundo Melfi & Pedro (1977), como materiais que se encontram em meio muito dessaturado.

3.3.3. Matéria Orgânica

Foram realizadas análises sobre o conteúdo de carbono nos diferentes compostos que constituem a matéria orgânica ou a turfa presentes nos depósitos das unidades Aluvião I e II.

Essas análises foram realizadas em amostras argilosas com porcentagens de silte + areia inferiores a 25% e de cores escuras

(preta ou cinza escuro), de forma a caracterizar o tipo de matéria orgânica presente.

Os resultados das análises encontram-se na tabela IV.9, cuja distribuição horizontal segue, da esquerda para a direita, a dificuldade crescente de extração dos diversos compostos de matéria orgânica, ou seja, da insolubilidade crescente.

AMOSTRA	MAT. ORG.	AC. FULVICO	AC. FULVICO	AC. HUMICO	AC. FULVICO	AC. HUMICO	HUMINA	SOMA	CARBONO
	Livre	Livre	Piro	Piro	Soda	Soda			TOTAL
	X CARBONO								
	ALUVIÃO I								
SS4-60/70	0.15	0.10	1.58	7.18	1.92	6.99	19.40	37.32	33.50
SS6-20/25	0.12	1.00	2.70	8.80	1.84	3.74	6.10	24.30	22.15
SS9-45/51	0.98	0.16	1.70	2.81	3.22	6.77	37.00	52.64	53.60
SS9-65/71	0.38	0.11	1.74	6.24		7.28	16.60	31.53	27.10
	ALUVIÃO II								
SS118-325	0.22	0.07	0.98	5.17	0.66	9.44	13.70	30.24	29.30
SS9-207/213	0.64	0.08	0.18	0.39	1.82	3.58	29.80	36.49	32.40
SS9-306/312	0.03	0.07	0.33	0.78	0.66	2.39	12.50	16.76	14.70
SS10-164/170	0.22	0.13	0.37	0.57	1.05	1.69	7.56	11.59	10.50
SS10-195/199	0.02	0.26	0.33	0.74	0.93	1.45	10.00	13.71	12.73
SS10-321/326		0.09	0.17	0.57	0.36	0.63	4.79	6.61	6.67
SS10-381/386	0.09	0.21	0.61	1.91	1.61	4.37	20.60	29.40	24.70

Insolubilidade Crescente →

TABELA IV.9 - Resultados das análises da matéria orgânica dos sedimentos representativos das unidades Aluvião I e II da bacia do Ribeirão Tanandua, São Simão - SP.

Os teores de carbono total variam entre 6,67% e 53,60% - os maiores correspondem às amostras da unidade Aluvião I (22,15% a 53,60%) e os menores às amostras da unidade Aluvião II (6,67% a 32,4%).

As maiores porcentagens de carbono concentram-se, de forma geral, na fração humina, de maior insolubilidade e que representa mais da metade dos valores de carbono nas amostras - exceção feita à amostra (SS6-20/25), mais próxima à superfície, cujas maiores porcentagens de carbono são encontradas nos ácidos húmicos, nas diferentes fases de extração. Nos demais compostos, o carbono atinge valores mais significativos nos ácidos extraídos com pirofosfato e soda, embora estejam distribuídos de forma muito variável.

Os totais de carbono em ácidos solúveis (ácido fúlvico livre) são muito baixos e de distribuição também muito variável.

Isso indica uma imobilização ativa dos compostos orgânicos ou uma lenta formação de compostos solúveis.

Considerando os resultados das análises da tabela IV.9 e as informações de Duchoufour (1977) e Dixon (1977), foi verificado que:

- os compostos solúveis, mais ácidos e com partículas de menores dimensões (ácidos fúlvicos), são mais freqüentes nas amostras da unidade Aluvião I do que nas da unidade Aluvião II, apresentando, portanto, um caráter relativamente mais ácido e possivelmente de menor maturidade.
- os compostos medianamente insolúveis ou mesmo os insolúveis, menos ácidos e com partículas de maiores dimensões (ácidos húmicos), são mais freqüentes nas amostras da unidade Aluvião II do que nas da unidade Aluvião I, indicando um caráter relativamente menos ácido e possivelmente mais maturo.

A composição geral da matéria orgânica dos sedimentos da bacia do Ribeirão Tamanduá, dominada por compostos de difícil extração, sugere a presença de processos ativos de insolubilização da matéria orgânica cujas origens, no caso em meio ácido (caracterizado pelo complexo absorvente), podem estar relacionadas a presença de ferro livre, alumínio amorfo, bases (principalmente o Ca^{2+}), argilo-minerais finamente divididos e transformações microbianas, como explicado por Duchoufour (1977).

3.3.4. Conclusões

De uma forma geral, a composição química total reflete o conteúdo mineralógico das amostras estudadas, assim como as características do complexo absorvente refletem as condições do meio em que se encontram.

Nos arenitos mesozóicos alterados e colúvios predomina o quartzo e, como mineral secundário, a caolinita. Pelas características do meio, fortemente dessaturado ($V = 18\%$) e com baixo conteúdo de cátions trocáveis ($T = 2\text{meq}/100\text{g}$), a caolinita torna-se instável e o meio oferece, então, condições para a formação de gibbsita, como foi observado nos difratogramas de

raios-X e conforme os processos descritos por Millot (1964), Delvigne (1965), entre outros.

Nas fácies argila dos sedimentos aluvionares, os valores de SiO_2 e Al_2O_3 confirmam a caolinita como mineral predominante e, os teores de K_2O atestam a presença de mica (illita), em menores proporções.

O complexo absorvente das amostras desses sedimentos argilosos indica uma elevação da capacidade de troca catiônica (T), principalmente associada à presença da matéria orgânica (amostras SS6-35/40 e SS3-9), conforme já verificado por Souza Santos & Santini (1968), embora o meio mantenha-se muito dessaturado, com exceção das fácies arenosa (SS6-170/180) onde a dessaturação atinge valores médios.

Quanto aos teores de MgO , relativamente mais elevados nas unidades Aluvião I e II, e considerando o conjunto mineralógico identificado, a presença desse elemento deve estar relacionada, principalmente, à matéria orgânica, formando complexos pouco solúveis (Souza Santos & Santini 1968). É possível, também, que pequenas porcentagens de magnésio ocupem posições como substituto isomórfico nas camadas octaédricas da caolinita e/ou da mica.

Os teores de TiO_2 , relativamente mais elevados nas amostras das unidades Aluvião I e II do que nas correspondentes aos arenitos mesozóicos alterados, indicam os basaltos como possíveis fontes de contaminação dos sedimentos aluvionares.

Os teores de ferro, identificados nas análises químicas; devem estar presentes como óxidos amorfos (na forma de Fe_2O_3), uma vez que nas análises mineralógicas não foram identificados minerais primários que pudessem conter ferro em sua composição.

A diminuição dos teores de Fe_2O_3 nas amostras dos arenitos mesozóicos para as dos sedimentos aluvionares está relacionado às condições mais confinadas do ambiente aluvionar que propiciou a redução do Fe III para Fe II. Porém, em algumas amostras (SS3-6 e SS9-392/395), os valores de Fe III são mais significativos, evidenciando condições oxidantes temporárias, observáveis pela formação de linhas sub-horizontais amareladas nos sedimentos, e associadas à variação do nível do lençol freático.

Portanto, nesses sedimentos aluvionares (Aluvião I e II), o ferro se encontra predominantemente na forma de FeO , observado pela relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ menor que 1. Assim como nos arenitos, não foram identificadas formas cristalinas com ferro II em sua constituição (análises mineralógicas). Além disso, informações obtidas nos trabalhos de Souza & Souza Santos (1964), Souza Santos & Souza Santos (1969) e Souza Santos (1975) mostram que as argilas destes sedimentos apresentam cores brancas e/ou cinzas após a queima, o que sugere a ausência de ferro e mesmo de titânio na estrutura dos argilo-minerais. Evidentemente, o ferro II (FeO), nos sedimentos Aluvião I e II, está associado à presença da matéria orgânica.

As características da matéria orgânica das amostras estudadas mostram uma composição formada por substâncias de difícil extração, insolúveis a medianamente insolúveis - característica esta que, como explicado por Duchaufour (1977), pode estar relacionada à formação de compostos organo-metálicos, com a complexação do ferro livre, de compostos com Ca^{2+} , encontrados como cátions trocáveis nesses sedimentos, e associada aos argilo-minerais finamente divididos.

3.4. Aspectos Cronológicos

A tabela IV.10 mostra as idades obtidas por meio de datações radiométricas ^{14}C em amostras ricas de matéria orgânica. A distribuição desses dados nos sedimentos da bacia do Ribeirão Tamanduá pode ser visualizada na figura IV.26.

Os sedimentos que compõem a unidade Aluvião II têm idade que varia entre 32.910 e 10.430 anos BP (final do Pleistoceno), e os da unidade Aluvião I possuem idade mais recente, a partir de 6.210 anos BP (Holoceno). Isto denota que a superfície erosiva, reconhecida durante as observações de campo, formou-se entre 10.430 e 6.210 anos BP. Esses dados concordam com aqueles propostos por Suguio *et al.* (1989), que indicam um evento erosivo significativo em torno de 7.000 anos BP na região sudeste do Brasil. Os dados também registram que o início do preenchimento da bacia do Ribeirão ocorreu em épocas anteriores a 33.000 anos BP.

UNIDADE	AMOSTRA	IDADE anos BP
ALUVIÃO I	Br-26	5.180 (± 100)
	Br-27	5.650 (± 140)
	SS9-53/56	5.680 (+300/-290)
	SS122-199/201	32.910 (+2.090/-1.660)
ALUVIÃO II	SSM-2	13.090 (± 150)
	SS3-184/199	15.790 (+700/-650)
	SS3-245/264	19.400 (+1.70/-940)
	SS3-306/322	29.920 (+1.070/-1.590)
	SS4-120/137	29.110 (+2.290/-1.780)
	SS9-89/96	10.430 (+340/-330)
	SS9-222/228	14.180 (+740/-680)
	SS10-164/170	16.430 (+630/-590)
	SS10-324/330	16.510 (+840/-760)
	SS34-A	15.920 (± 550)
	SS35-A	15.570 (± 200)
	SS122-199/201	32.910 (+2.090/-1.660)

TABELA IV.10 - Resultados das datações por radiocarbono (^{14}C) de amostras dos sedimentos da bacia do Ribeirão Tamandua, São Simão, - SP.

A figura IV.26, elaborada com os dados cronológicos obtidos para os sedimentos da fácies argila orgânica, sugere uma fase erosiva entre os sedimentos das unidades Aluvião I e Aluvião II, interpretada pela existência de um hiato de datações no período de 6.400 a 10.100 anos BP. Porém, nessa mesma figura, é interessante observar que, durante o período de 20.400 a 27.300 anos BP, não foram registradas idades radiométricas. Algumas hipóteses podem ser levantadas para explicar este fato:

- deposição lenta, propiciando a formação de finas camadas com grandes diferenças de idade.
- fase erosiva na qual as camadas ricas em matéria orgânica não foram conservadas ou mesmo depositadas

A seqüência litológica descrita na sondagem S3 reforça a primeira hipótese, pois o intervalo entre as amostras datadas com idades de 19.400 e 29.900 anos BP neste perfil, é ocupado por sedimentos extremamente argilosos.

FIGURA IV. 26 - Distribuição das idades obtidas por radiocarbono (^{14}C) das amostras dos depósitos da bacia do Ribeirão Tamandua, no período de 0 a 35.000 anos BP.

Nas sondagens descritas, não foram observadas discordâncias erosivas nítidas, referentes ao intervalo 27.000 e 20.000 anos BP. Porém, isto não descarta a possibilidade de uma fase erosiva nesse período, devido a essas superfícies (erosivas) não terem sido facilmente detectadas pelo tipo de testemunhagem realizada. Portanto, a hipótese da ocorrência de uma fase erosiva entre 20.400 e 27.300 anos BP ainda não deve ser excluída.

CAPÍTULO V

CONSIDERAÇÕES FINAIS

1. GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

A região nordeste do Estado corresponde a uma área de borda de bacia em que a subsidência, durante o período Mesozóico, foi lenta em relação às regiões mais ao sul, e onde, os processos erosivos foram mais intensos (Soares 1973).

Pelo mapa de isopacas de Soares (1973), foi notado que os sedimentos mesozóicos que compõem a região situam-se em borda de bacia. Por isso, a analogia com os ciclos deposicionais, como os propostos por Soares (1973) para a porção centro-leste da Bacia do Paraná, deve ser efetuada sob ressalvas. E a leste ou mesmo a sul, onde as isópacas são mais espessas, que as unidades Botucatu e Pirambóia (os dois membros) são melhor identificadas.

No Mesozóico, a sedimentação se deu em condições áridas, com ventos dominantes de N e NNE - de orientação preferencial S30W - (Soares 1973). Portanto, é no nordeste do Estado que se encontram as fácies proximais do evento deposicional mesozóico.

As partes marginais dos desertos apresentam depósitos formados por águas correntes. Raras chuvas de pequena duração, mas de alta intensidade, geram rios intermitentes de alto gradiente, sob a forma torrencial, responsáveis por abundantes estruturas de corte e preenchimento. Estas torrentes carregam, em aportes sucessivos, material de granulação grossa, matacões, seixos, areias e lamas, mal selecionados. O material é carregado pelos wadis, a partir das áreas circunvizinhas mais altas, e levado para a bacia de sedimentação; o deslocamento cessa nas planícies de dunas. Os depósitos são então retrabalhados pelo vento, com a eliminação dos finos (deflação), e por novas enxurradas, até serem protegidos por pavimentos de cascalho. Restam, então, depósitos de areias conglomeráticas desprovidas de clásticos finos, correspondentes à fácies torrencial, ou extensos planos de cascalho, com denominações como *serir* (na Líbia) ou *reg*

(na Argélia). Muitas vezes, há recorrência com depósitos aquosos (Medeiros *et al.* 1971, Reineck & Singh 1975 e Brookfield 1984).

Os arenitos subarcosianos, aqui denominados de arenitos da Formação Botucatu/Pirambóia, que ocorrem na área de estudo, têm baixa maturidade textural, relativa maturidade mineralógica e estratificações cruzadas de médio a grande porte, e podem perfeitamente representar essa fácies torrencial, com retrabalhamento fluvial e associada às porções marginais do deserto "Botucatu". As características mineralógicas desses arenitos classificados como subarcósios (com quartzo e fragmentos de quartzitos, principalmente, e feldspatos em menores proporções) devem estar relacionadas a uma área fonte rica em litologias contendo esses minerais, como as rochas que ocorrem na região do Arco da Canastra e/ou rochas sedimentares preexistentes.

No final do Mesozóico (J-K), quando as condições climáticas ainda eram áridas, ocorreu vulcanismo básico, com a formação de derrames e os *sills* ou diques da Formação Serra Geral.

Dando sequência à evolução geológica da região, são encontrados os depósitos do final do Cretáceo e início do Cenozóico, formados por arenitos conglomeráticos ferruginizados associados a Formação Itaqueri, os quais estão preservados nas superfícies mais elevadas da área (topo da Serra de Canaã). Tais depósitos estariam correlacionados ao soerguimento da Serra do Mar e ao início do esculpimento da Depressão Periférica (Soares & Landim 1973 e Melo & Ponçano 1983).

Apesar das poucas evidências, mas seguindo a proposta de Melo & Ponçano (1983) e procurando localizar a área de estudo num contexto regional, a superfície aplainada no topo da Serra de Canaã pode estar correlacionada não só à estrutura tabular dos derrames basálticos como também à Superfície Japi (Ponçano *et al.* 1982), do Eoceno, ligada ao ciclo geomorfológico Sul-Americano de King (1956), ou mesmo ligada à Superfície Neogênica, do Plioceno, conforme proposto por Ab'Saber (1969a e 1969b).

Os solos provenientes da alteração dos arenitos Botucatu/Pirambóia, encontrados sob cascalheiras, indicam as

condições mais úmidas do final do Terciário (Plio-Pleistoceno) a que a região esteve submetida.

Eventos subseqüentes de morfogênese mecânica, em condições semi-áridas durante o Plio-Pleistoceno, seriam responsáveis pela formação dos depósitos coluvionares representados por cascalheiras, com certa imaturidade mineralógica devido ao curto arraste e provenientes de fontes próximas, situadas em cotas mais elevadas, e formações superficiais areno-argilosas e argilo-arenosas, caracterizadas por Gonçalves (1978) e associadas aos níveis de 650 a 750 m. As cascalheiras se encontram em locais restritos, associadas a vales de drenagem de primeira e segunda ordem ou sopés de elevações (como tálus) e recobertas por areais de caráter colúvio/eluvionar, com grande expressão regional.

A formação dos areais que recobrem as ocorrências de cascalhos e dos arenitos alterados da Formação Botucatu/Pirambóia foi possível graças ao papel das soleiras, representadas pelos basaltos da Serra Geral (levemente basculados para W, segundo Soares 1973). Tais areais são formados por areias inconsolidadas, porosas e permeáveis, sem estruturas sedimentares e que têm localmente, na base, linhas de seixos formadas por quartzo, quartzito e fragmentos de arenitos ferruginizados. Os areais também podem recobrir os arenitos mesozóicos. Com essas características sedimentares, é possível supor que tais depósitos sejam colúvio/eluvionares, formados durante o Pleistoceno em período de oscilação de climas semi-áridos e úmidos.

A evolução mais recente da região está ligada à formação e ao preenchimento da bacia aluvial do Ribeirão Tamandú.

No final do Pleistoceno inicia-se o reentalhamento da drenagem, motivado pela movimentação tectônica e/ou pela variação climática, com mudanças do nível de base (Melo & Ponçano 1983).

A sedimentação quaternária, associada à bacia do Ribeirão Tamandú, é iniciada um pouco antes de 33.000 anos BP, em condições que propiciaram a formação de depósitos arenosos, com intercalações de lentes argilosas de espessura e extensão variadas, relacionadas às fácies de transbordamento de rios e ao preenchimento de canais abandonados - estes últimos, com significativa carga de fundo (corpos arenosos). Nessas fácies

argilosas ligadas a planícies de inundação de rios, possivelmente meandranes, houve condições para o desenvolvimento de vegetação, o que é indicado pelos níveis ricos em matéria orgânica entre essas fácies.

Essa sedimentação é verificada até pelo menos 28.000 anos BP, após essa idade os registros datáveis (entre 27.000 e 20.000 anos BP) não foram conservados ou depositados. A sedimentação que se seguiu, entre 20.000 e 10.000 anos BP, foi idêntica à primeira, em termos litológicos texturais e estruturais, o que levou este pacote sedimentar a ser denominado de Aluvião II.

Considerando a composição litológica, sua distribuição, e as estruturas sedimentares do Aluvião II, a forma da bacia aluvial, com centenas de metros de largura e uma dezena de metros de profundidade, e o baixo gradiente ao longo do perfil longitudinal do vale, é possível supor que a formação do depósito esteve condicionada ao forte aporte de sedimentos das vertentes e ao escoamento longitudinal torrencial.

É importante destacar que as feições meandranes do sistema deposicional e a conseqüente condição para a deposição de materiais argilosos pode ter sido controlada pela presença de soleiras de rochas básicas (diques ou *sills* de diabásio) locais, formadas pela erosão diferencial durante a instalação da drenagem. Essas soleiras condicionaram represamentos setorizados, propiciando a decantação das cargas em suspensão nas fases de transbordamento.

Com os dados disponíveis pouco se pode avançar sobre o clima dominante na região durante a deposição da unidade Aluvião II. No entanto, a predominância de seqüências arenosas sobre as argilosas e a quase inexistência da fração argila nas seqüências arenosas, com significativa presença de grânulos e seixos, levam a crer que o clima não teria sido tipicamente úmido. Durante o período de 13.000 e 18.000 anos BP, condições de semi-aridez foram mencionadas por Damuth & Fairbridge (1970), Ab'Saber (1977 e 1979) e Suguio *et al.* (1989) no Brasil Sudeste,

O período entre 28.000 e 20.000 anos BP, no qual não foram registrados dados cronológicos, pode ser explicado por diferentes hipóteses:

- interrupção da deposição de sedimentos pela sensível diminuição no aporte de materiais das áreas fonte;
- deposição lenta, composta por sedimentos predominantemente finos ligados ao aporte mais significativo de materiais em suspensão;
- evento erosivo que tenha levado para fora da bacia os sedimentos depositados.

Considerando que no intervalo imediatamente acima dos sedimentos datados de 29.000 anos BP e abaixo dos sedimentos argilosos com idade de 19.000 anos BP ocorrem, freqüentemente, sedimentos argilosos (perfis S3 e S10 da Fig. IV.5), que não puderam ser datados pela ausência de material orgânico, e verificando que esses sedimentos não apresentam descontinuidades nítidas que possam indicar a presença de superfícies erosivas, levou à dedução de que dentro das possibilidades mencionadas, a hipótese de deposição lenta, originada por maior aporte de materiais em suspensão, parece mais plausível. Essas condições deposicionais podem ter sido geradas por fases regionais mais úmidas durante esse período. No caso desta hipótese corresponder ao clima dominante na região, encontra correlação com o trabalho de Van Der Hammen (1974) e Martin *et al.* (1982) que sugere um clima mais úmido para as latitudes intertropicais da América do Sul, no período entre 30.000 e 20.000 anos BP.

Um evento erosivo significativo teve lugar entre 6.000 e 10.000 anos BP, após a deposição da unidade Aluvião II. Esse evento foi também verificado por Suguio *et al.* (1989), em diferentes depósitos, na região sudeste do Brasil e datado em torno de 7.000 anos BP, caracterizando, assim, um evento erosivo mais regional. Essa erosão corresponde à diminuição no aporte de sedimentos, provavelmente ligada ao aumento ou densificação da vegetação arbórea da região. O escoamento superficial, ainda intenso, contribuiu, então, para a formação de canais que cortaram o depósito anterior formando, assim, o que se denominou nestes estudos de Terraço 2.

A seqüência desse evento nas zonas mais baixas, nos canais esculpidos durante a erosão, criou condições para a deposição de areias argilosas orgânicas, provavelmente ligadas à elevação do nível de lençol freático, até o período úmido atual.

2. CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DOS ARGILO-MINERAIS NOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

As rochas das áreas fonte, dos depósitos quaternários, estiveram submetidas a ciclos de intemperismo e erosão, como foi constatado nos estudos de gênese e evolução desses depósitos.

Durante esses ciclos, os minerais primários constituintes das rochas (basaltos e arenitos), sofreram alterações e transformações, por processos hidrolíticos, originando produtos secundários. Processos de neogênese, durante essas fases, deram origem a argilo-minerais mais estáveis nas condições superficiais que lhes foram impostas.

Nos materiais superficiais estudados, sobre arenitos mesozóicos, foi verificada ausência total de minerais primários alteráveis (feldspatos e micas, principalmente), exceção feita ao quartzo, que ocorre como mineral residual. Também, nas formações superficiais sobre as rochas básicas, esse fato foi marcado por Gonçalves (1978). Isso indica que condições extremas de intemperismo devem ter perdurado por longo tempo, para permitir a alteração de todos os constituintes primários das rochas (exceção feita ao quartzo, mais resistente), gerando a constituição mais argilosa dos materiais secundários, no caso daqueles derivados de rochas básicas, e areno-argilosa, nos derivados de arenitos mesozóicos.

Estes arenitos alterados conservam a estrutura sedimentar original da rocha; porém, sua composição mostra presença visível de produtos secundários. São compostos por cerca de 12% de fração argila (menor que 4 μ m), constituída essencialmente de caolinita. Nas análises mineralógicas e do complexo absorvente, foi verificado que essas caolinitas formaram-se a partir de pseudomorfoses sobre feldspatos e possivelmente sobre micas (constituintes primários dessas rochas), sob ação das águas percolantes, em meio ferralítico com intensa lixiviação de cátions, passando por uma fase intermediária amorfa, segundo processos de alteração já bastante descritos na literatura (Delvigne 1965, Melfi 1967, Eswaran & De Connick 1971, Sieffermann 1973, Gonçalves 1987, entre outros).

Nos casos extremos de lixiviação, como no topo das seqüências de alteração, em meio fortemente dessaturado, a alteração dos feldspatos deu origem a gibbsita - mesmo a caolinita pode ter se instabilizado e formado a gibbsita.

As caolinitas, na base dos perfis de alteração do arenito, provenientes da pseudomorfose sobre feldspatos, apresentam-se dispostas na forma vermicular com placas da ordem de 1 μm ou mais de diâmetro. Para o topo desses perfis de alteração, a caolinita perde tal disposição e passa a formar uma pseudo-matriz sem organização definida, cimentada por óxidos de ferro porém mantendo as dimensões em torno de 1 μm . As caolinitas apresentam-se nesses arenitos em placas hexagonais a pseudo-hexagonais, com boa cristalinidade, correspondendo a teores entre 14% e 26%.

Nas Formações Superficiais Espessas, sobre as rochas básicas da região, Gonçalves (1978) caracterizou a presença de caolinita desordenada em porcentagens que variam de 33% a 37%, e de gibbsita (33% a 43%). Em estudo subsequente, Gonçalves (1987) verificou que as caolinitas originaram-se, nesses materiais, a partir de transformações de plagioclásios e piroxênios das rochas básicas, com conseqüente evolução para plasma de composição caolinitica. Esses produtos foram formados por alteração ferralítica, determinada por forte drenagem interna, conforme já demonstrado por Delvigne (1965) em perfis de alteração de regiões tropicais. Nesses plasmas, que compõem tais formações superficiais, a caolinita encontra-se em frações finas, menores que 0,1 μm ou muito finas, menores que 0,05 μm , com baixa cristalinidade a qual está relacionada ao meio relativamente saturado em que se desenvolveu e à presença marcante do Fe que, segundo Gonçalves (1978 e 1987), pode ser encontrado em substituições isomórficas do Al na camada octaédrica, ou na forma de microinclusões.

Embora existam diferenças entre as formações superficiais identificadas e caracterizadas por Gonçalves (1978) e as que ocorrem em situações correlacionáveis às da área em estudo, são as Formações Superficiais Espessas, argilo-arenosas e/ou argilosas, as que apresentam as mesmas características das caolinitas descritas acima.

Os colúvios arenosos, foram formados durante o Pleistoceno, possuem pequenas e irregulares intercalações argilo-arenosas cuja composição mineralógica é marcada por altas porcentagens de quartzo (48% a 70%) e valores entre 27% a 55% de caolinita, com diâmetros em torno de 1 μm . A composição dos colúvios não difere daquelas encontradas nos arenitos alterados da Formação Botucatu/Pirambóia, sugerindo, assim, sua proveniência a partir dessas rochas, por processos de curto e rápido transporte (colúvios/alúvios).

Nos depósitos quaternários, as fácies argila tem composição essencialmente caolinitica (75% a 89%). As caolinitas estão distribuídas em dois grupos texturalmente distintos: em um, as caolinitas apresentam-se com boa cristalinidade, em placas pseudo-hexagonais de diâmetro de 1 μm e, em outro, as caolinitas estão sob a forma de pequenas plaquetas, com diâmetros menores que 0,2/0,3 μm e baixa cristalinidade. Em menores proporções, foram detectadas micas (illitas), nas frações inferiores a 0,2 μm , e quartzo (4% a 15%), nas frações silte. Nas fácies areia desses depósitos, as pequenas porcentagens das frações argila (<2 μm) são constituídas de caolinita com as mesmas características das encontradas nas fácies argila.

A composição mineralógica e as características granulométricas e morfológicas dos argilo-minerais dos depósitos quaternários, somadas às características dos arenitos mesozóicos alterados e dos materiais derivados da alteração das rochas básicas da região (Gonçalves 1978 e 1987), indicam duas hipóteses para a origem das caolinitas da bacia do Ribeirão Tamanduá.

A primeira considera que a principal fonte das argilas está associada à origem detrítica. O curto transporte e imediata deposição das partículas argilosas, formadas durante os processos pleistocênicos de alteração dos arenitos subarcosianos da Formação Botucatu/Pirambóia, teriam contribuído de forma predominante para com a acumulação das caolinitas de maiores dimensões e de melhor cristalinidade; as argilas derivadas das rochas básicas contribuíram para a acumulação das caolinitas de menores dimensões e de menor cristalinidade.

A segunda hipótese admite origem secundária, que estaria associada às neogêneses no meio deposicional das argilas. Parte

das partículas maiores e melhor cristalizadas de caolinitas estariam relacionadas à pseudomorfose de minerais como os feldspatos e as micas, previamente transportados ao sítio deposicional; ou então à neoformação em meio ácido e fortemente dessaturado, a partir de folheto de mica. Parte das partículas menores de caolinita com baixa cristalinidade estaria relacionada à transformação das caolinitas maiores, em meio ácido (acidez proveniente da matéria orgânica).

A composição mineralógica e química dos materiais de alteração sobre os arenitos mesozóicos indica a participação de processos de hidrólise parcial, monossilitização em meio dessaturado, ácido e sob condições de forte lixiviação de cátions básicos, caracterizando, assim, uma evolução ferralítica importante (Melfi & Pedro 1978). A presença marcante de quartzo nessas rochas poderia ter impedido os processos de hidrólise total - alitização - conferindo um papel importante à composição mineralógica original das rochas sob efeito de forte intemperismo.

De forma análoga, os processos de alteração, caracterizados por Gonçalves (1978 e 1987), responsáveis pela formação das coberturas superficiais mais espessas sobre as rochas básicas, indicam as mesmas condições de intemperismo, porém, dando origem a produtos de constituição diferente. São formações argilo-arenosas, com presença marcante de caolinitas cristalograficamente mal desenvolvidas e com elevadas porcentagens de gibbsita em meio de saturação em cátions básicos pouco mais elevado que nos arenitos.

No depósito quaternário do Ribeirão Tamanduá, o meio caracterizado por uma forte dessaturação de cátions básicos e extremamente ácido - induzido pela presença de ácidos orgânicos - sugere a ação de mecanismos acidolíticos de alteração. Nessas condições, os edifícios de caolinita estariam instáveis. Contudo, o tempo de permanência dos argilo-minerais nesse meio deve ter sido suficiente, apenas, para provocar a degradação incompleta de parte das caolinitas (as de melhor cristalinidade), transformando-as em *fire-clays* (caolinitas desordenadas).

Nos materiais de alteração foi verificado que o ferro está presente, principalmente, na forma de óxidos amorfos, de acordo

com as características de uma evolução ferralítica; nos sedimentos quaternários, em meio confinado, ele foi reduzido e imobilizado formando compostos organo-ferro, conferindo, assim, cores claras (brancas) aos sedimentos. Porém, em níveis mais oxidantes e em função da oscilação do lençol freático, o ferro pode oxidar e formar linhas amareladas ou avermelhadas, relacionadas à presença de óxidos amorfos.

Os teores de titânio nas argilas destes depósitos indicam uma contaminação relacionada aos materiais derivados das rochas básicas, uma vez que, nos arenitos mesozóicos alterados, sua presença é muito pouco significativa (10 vezes menor que nos materiais derivados dos basaltos). Isto vem de encontro com a hipótese de a origem das argilas estar associada também às alterações dos basaltos da região.

3. AS ARGILAS DE SÃO SIMÃO

A gênese do depósito das argilas de São Simão está relacionada a uma associação de fatores que interagiram no tempo e no espaço. Esses fatores foram:

- Predomínio de fontes com porcentagens significativas de minerais primários sílico-aluminosos e baixas porcentagens de minerais primários ferro-magnesianos, e altas porcentagens de quartzo (sílica livre). A contribuição de rochas básicas ocorre, porém é reduzida.
- Intemperismo em condições tropicais/subtropicais que possibilitou uma alteração ferralítica profunda e por tempo suficiente para promover a transformação completa dos minerais primários sílico-aluminosos em caolinita, através de processos de hidrólise parcial, monossilicificação, e em meios diluídos, próprios de regiões com arenitos.
- Erosão mecânica e transporte do manto de intemperismo por ação de chuvas e deposição em sistema fluvial meandrante.

Para a deposição dessas argilas, é fundamental a existência de um sítio deposicional adequado, que possibilite a separação de sedimentos finos (argilosos) dos sedimentos mais grossos (arenosos). Essa condição foi encontrada num sistema fluvial meandrante, formado por cursos d'água com baixa declividade e

sub-bacias deposicionais semi-represas por soleiras locais. Nos depósitos de transbordamento associados a esse sistema, concentraram-se os sedimentos finos (argilas) e, nos depósitos de canal, os sedimentos arenosos.

Composição das argilas de São Simão

Os principais componentes das argilas de São Simão são caolinita, quartzo, pequenas quantidades de mica (illita) e matéria orgânica.

As caolinitas, constituindo de 60% a 90% dos argilo-minerais presentes, estão distribuídas em dois grupos granulométricos distintos: um, constituído de caolinitas bem cristalizadas com 1 μm de diâmetro, e outro, constituído de caolinitas cristalograficamente mal desenvolvidas com diâmetro de 0,2/0,3 μm , ou menos.

As illitas finamente divididas estão dispersas nessas argilas em pequenas quantidades (inferiores a 5%) e representam o mineral micáceo presente.

A matéria orgânica, muito freqüente nessas argilas, é provavelmente originária de vegetação tipo gramíneas (evidenciada pelos tipos de restos vegetais encontrados, com quase ausência de troncos) que se instalou durante o Quaternário nas planícies de inundação do sistema fluvial. É formada principalmente por compostos insolúveis a medianamente insolúveis, predominando os ácidos húmicos e húmicos.

As argilas são caracterizadas, ainda, por baixos teores de cátions alcalinos e de ferro que, quando presentes, estão associados à formação dos compostos orgânicos pouco solúveis.

Características das argilas de São Simão

As baixas porcentagens de ferro, associado principalmente à matéria orgânica, contribuem com a cor clara (branca) após a queima, conforme os ensaios de Souza & Souza Santos (1964) e Souza Santos e Souza Santos (1969).

Os ácidos húmicos presentes nessas argilas exercem um efeito significativo sobre a resistência a verde das mesmas, conforme já mencionado por Grim (1962) e Souza Santos (1975).

A pequena quantidade de mineral micáceo presente (principalmente illitas dispersas nas argilas) pode afetar a resistência a verde, a plasticidade e a contração na secagem, de forma a elevar a qualidade dessas argilas (Grim 1962). West & Lawrence (1959), West et al. (1960) e Wilson (1983) associam essas propriedades mais à presença de montmorilonita que à de illita.

A capacidade de troca de cátions (CTC) das argilas, por sua vez, tem relação estreita com as propriedades plásticas do sistema argila + água, conforme explicado por Grim (1962 e 1968).

No caso das argilas de São Simão, os baixos teores de ferro e de magnésio e a relativa cristalinidade da caolinita, sugerem baixas taxas de substituição isomórfica desses elementos nas folhas octaédricas da caolinita. Isso acarreta apenas pequeno deslocamento de cargas, que afeta de forma menos eficiente algumas propriedades das argilas como, por exemplo, sua capacidade de troca de cátions (CTC) (Grim 1962 e 1968).

Entretanto, como verificado neste trabalho e por Souza Santos e Santini (1968), a CTC das argilas de São Simão torna-se mais elevada do que o esperado normalmente para as caolinitas de boa cristalinidade (CTC entre 6 e 52 meq/100g). Isso se deve à presença da matéria orgânica (ácidos húmicos) a qual determina melhores condições para a elevação da CTC.

Portanto os valores de CTC encontrados nas argilas de São Simão são devidos mais a presença de ácidos húmicos, ao passo

que, nas *ball clay* inglesas são devidos a presença de montmorilonita e de ácidos húmicos.

4 - AS ARGILAS DE SÃO SIMÃO SÃO *BALL CLAY* ?

De acordo com a definição de *ball clay* da ASTM (1968), foi possível verificar que - com os resultados deste trabalho somados às informações de caráter tecnológico de Souza Santos e Souza Santos (1966), Souza Santos & Santini (1968) e Angelieri *et al.* (1975) - as argilas de São Simão são secundárias, isto é, transportadas e encontradas em bacias sedimentares, caracterizadas pela presença de matéria orgânica, alta plasticidade, alta resistência a seco, cor clara quando queimada e possuem, com frequência, mais de 70% em peso de partículas de diâmetro inferior a 2 μm . Portanto, segundo esta definição, as argilas de São Simão são *ball clay*.

Porém, considerando os aspectos composicionais, responsáveis pela elevada plasticidade e resistência, que caracterizam as *ball clay* inglesas e americanas, é verificável que as argilas de São Simão possuem algumas diferenças em relação às estrangeiras.

As argilas da bacia do Ribeirão Tamanduá são constituídas predominantemente por caolinitas de baixa granulometria (menores que 2 μm de diâmetro); no entanto, estão distribuídas em pelo menos dois grupos granulométricos distintos: um, com tamanhos equivalentes a 1 μm e outro, com tamanhos menores que 0,2 μm .

As caolinitas são formadas por placas extremamente finas, com formas distintas em função da granulometria: as maiores (com 1 μm) têm formas hexagonais bem definidas e, nas menores (inferiores a 0,2 μm) as formas são muito mal definidas.

Nas micrografias (MEV) obtidas por Keller (1978), é possível verificar que as *ball clay* americanas e inglesas possuem, de modo geral, formas pouco a mal definidas - o que também foi constatado por Souza Santos (1966). Além disso, segundo Keller (1978), essas argilas estão fortemente compactadas e se distribuem em feições tipo "turbilhão" (*swirl*) resultantes de movimento, ocorrido

durante o empacotamento e perda d'água, que as orientou face-a-face.

Nas argilas de São Simão, a orientação face-a-face pode ser observada; porém, as micrografias não mostram feições de compactação como nas descritas por Keller (1978).

A matéria orgânica está presente nos depósitos de São Simão formando camadas turfosas negras e associadas às partículas argilosas, ou formando compostos com ferro ou cálcio. Os ácidos húmicos que constituem essa matéria orgânica, assim como aqueles associados às *ball clays* inglesas e americanas, agem de forma positiva nas propriedades de plasticidade destas argilas, como explicado por Holdridge (1956), Worral (1956), Grim (1962 e 1968), Phelps (1972), Souza Santos (1975), Murray (1982) e Wilson (1983).

As tabelas V.1 e V.2, compostas com os dados de Holdridge (1963) e Olive & Finch (1969) e com os obtidos neste trabalho, mostram diferenças químicas e mineralógicas entre as *ball clays* inglesas e americanas e as argilas de São Simão.

Os teores de álcalis nas *ball clays* estrangeiras são relativamente mais altos, superiores a 1,2%, enquanto nas argilas de São Simão são bem menores, em média 0,48%. Os argilo-minerais 2:1 presentes (illita, montmorilonita e clorita) ocorrem em porcentagens mais significativas nas *ball clays* estrangeiras (entre 5% e 40%) que nas argilas de São Simão (entre 2% e 5% de illita, apenas), conseqüentemente, os teores menos elevados de álcalis nestas argilas são explicados pelas menores porcentagens de illitas presentes.

Segundo West & Lawrence (1959), West et al. (1960) e Grim (1962 e 1968), as micas finamente divididas, adsorvidas às faces laterais das partículas de caolinitas, exercem importante papel nas propriedades plásticas das *ball clays*. Wilson (1983) destaca, ainda, que é o tipo do mineral micáceo presente, mais do que a caolinita, que acarreta a alta resistência mecânica de algumas argilas, como é o caso das *ball clays*. Uma pequena quantidade de montmorilonita perfeitamente dispersa confere alta resistência e alta plasticidade a toda a argila, enquanto o mesmo número de camadas de uma mica illítica é bem menos eficiente.

AMOSTRAS	SiO ₂ (%) media	Al ₂ O ₃ (%) media	Alcalis (%) media (K,Na,Li) ₂ O	TiO ₂ / Fe ₂ O ₃
* Ball clays americanas	53,96	29,85	1,21	1,84
* Ball clays inglesas (geral)				
1ª serie	53,43	38,55	2,42	—
2ª serie	53,52	38,68	2,11	—
- Norte de Devon				
1ª serie	68,82	26,78	2,58	} 1,76
2ª serie	68,67	25,85	2,41	
- Sul de Devon				
1ª serie	51,19	31,83	2,29	} 1,26
2ª serie	58,81	32,41	1,92	
- Dorset				
1ª serie	51,58	31,84	2,54	} 8,84
2ª serie	52,57	31,48	2,15	
Argilas de S. Simão	58,64	32,57	8,48	8,91

(*) extraído do trabalho de Holdridge 1963

TABELA V.1 - Comparação entre os principais componentes químicos das ball clays inglesas, americanas e as argilas de São Simão, SP.

	Caolinita (%)	Illita, Montmorillonita, clorita (%)	Quartzo (%)
* Ball clays americanas			
- Fm. Claiborne	47-72	8-29	4-35
- Fm. Wilcox	36-41	22-31	33-37
** Ball clays inglesas			
- 1ª qualidade	68-98	5-38	8-28
- 2ª qualidade	38-68	15-48	18-45
Argilas de São Simão	61-89	2-5	4-29

* - Extraído do trabalho de Olive & Finch (1969)

** - Extraído do trabalho de Holdridge (1963)

TABELA V.2 - Comparação entre os constituintes minerais das ball clays inglesas e americanas e das argilas de São Simão, SP.

Portanto, no caso das argilas de São Simão, essas propriedades não estão relacionadas à presença desses argilo-minerais. Desta forma, é provável a hipótese de que a matéria orgânica, nestas argilas, exerça um papel mais eficiente em suas propriedades plásticas.

Com esses dados, é verificado que as argilas de São Simão, embora possuam propriedade similares às *ball clays* estrangeiras, não apresentam características composicionais que as classifiquem como *ball clays* verdadeiras, ou seja, semelhantes às inglesas e americanas.

E por isso que, neste trabalho, tais argilas são consideradas como do "tipo *ball clay*" e não "*ball clay*".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. 1967. *Dominios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil*. São Paulo, IGEOG/USP. p.45-48 (Orientação 3).
- AB'SABER, A.N. 1969a. Ritmo da Epirogênese pós-cretácica e Setores das superfícies neogênicas em São Paulo. *IGeogr/USP, Geomorfologia* (13):1-20.
- AB'SABER, A.N. 1969b. Formações Quaternárias em áreas de reverso de cuestas em São Paulo. *IGeogr/USP, Geomorfologia* (16):1-11.
- AB'SABER, A.N. 1977. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais Quaternários. *IGeogr/USP, Paleoclimas* (3):1-19.
- AB'SABER, A.N. 1979. Os mecanismos de desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno. *IGeogr/USP, Paleoclimas* 8:1-11.
- ANGELIERI, F.B.; CHRISTINO, J.A. & FRIAS, M.C. 1975. Caracterização de argilo-minerais para indústria de louças sanitárias. São Paulo, *Cerâmica* 21(82):85-99, abr./jun.
- ASTM - American Society for Testing and Materials 1968. Terms relating to ceramic whitewares and related products. ASTM Designation: C 242-60, In: ASTM. 1968 *Book of ASTM Standards. Part 13 - Refractories; Glass; Ceramic Materials; Manufactured Carbon and Graphite Products*. Philadelphia, Pa. ed ASTM. p. 204-206.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. & STOLFA, D. 1983. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalt to Rhyolite Sequences of the Southern Parará Basin (Brazil). *An. Acad. Bras. Cienc.* 55(4):355-383.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J. & DA ROIT, P. 1988. Mineral Chemistry of continental stratoid Volcanics and Related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. ed. *The Mesozoic flood Volcanism of the Paraná basin*. São Paulo, IAG/USP. p.73-92.
- BEUTELSPACHER, H. & VAN DER MAREL, H.W. 1968. *Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures: a picture atlas*. Amsterdam, Elsevier. 333p.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. & SILVA, J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia* 16/17:117-152.

- BOOKFIELD, M.E. 1984. Eolian Sands. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. Geoscience Canada. 2nd ed. p.91-103. (Reprint Series I).
- BREWER, R. 1976. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. 2nd ed. New York, Robert E. Krieger Publishing Company Huntington. 482p.
- BRINDLEY, G.W. 1972. Kaolin, Serpentine and Kindred Minerals. Chap. II., In: BROWN, G. *The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*. 2nd ed, London, Mineralogical Society, p.51-131. (Clay Minerals Group).
- BRINDLEY, G.W.; SOUZA SANTOS, P. & SOUZA SANTOS, H. 1963. Mineralogical studies of kaolinite-halloysite clays: Part I. Identification Problems. *Am. Mineral.* 48:897-910. Jul./aug.
- BROWN, G. 1972. *The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals*. 2nd ed, London, Mineralogical Society, 544p. (Clay Minerals Group).
- CALIL, S.F. & SOUZA SANTOS, P. 1974. Estudos sistemáticos de argilas e caulins utilizados em cerâmica branca. *Cerâmica* 20(80):347-386, out/dez.
- CAMARGO, A.P. 1963. Clima do Cerrado, In: SIMPOSIO SOBRE O CERRADO, 1963.
- CERRI, C.C. 1974. *Contribuição ao estudo das areias graníticas - Caracterização mineralógica e química de uma topossequência da região de Itu, SP.* São Paulo, 130 p. (Dissertação de mestrado, IG/USP). (inédito).
- CHATELIN, Y. 1974. Les sols ferrallitiques, In: ORSTOM Tome III, *L'altération*. Série initiation. Doc. tech. Paris. 140 p.
- CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. 1967. Basaltic rocks of the Paraná basin. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GONDWANA STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY, 1, Mar del Plata, 1967. *Proceedings...* "Problems in Brazilian Gondwana Geology". Curitiba, Inst. de Geoc. da Universidade Federal do Paraná. p. 207-231.
- DAEE - DEPARTAMENTO DE AGUA E ENERGIA ELETRICA. 1974. *Mapa Geológico da Região 6, São Paulo. Escala 1:250.000*, São Paulo.
- DAMUTH, J.E. & FAIRBRIDGE, R.W. 1970. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-Age aridity in tropical south America. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 81:189-206.
- DELVIGNE, J. 1965. *Pédogenèse en zone tropicale*. Paris, ORSTOM. 177 p. (Memoires 15).

- DIXON, B. 1977. Kaolinite and Serpentine group minerals, In: DIXON, B. & WEED, S.B. ed *Minerals in soil Environments*. Madison, Soil Science Society of America. p.357-403.
- DUCHAUFOUR, P. 1977. *Pédogenèse et classification. Les processus physico-chimiques de la pédogenèse*. Paris, ed. Masson. 167 p.
- DURANTE, A. 1966. Agua Subterrânea em São Simão e Luiz Antonio. São Paulo, Rev. O IGG 18(1):41-57, jan à mar.
- EDWARDS, R.A. 1976. Tertiary sediments and structure of Bovey Basin. South Devon. London, *Proceedings of the Geologists Association*, 87:1-26 (Part 1).
- ESWARAN, H. & DE CONINCK, F. 1971. Clay mineral formations and transformations in basaltic soils in tropical environment. *Bull. Soc. Belge de Pedalogie* XXI(2):181-210.
- FU-TAI, W. 1981. *Minerais Pesados das seqüências arenosas Paleozóicas e Mesozóicas no centro-leste do Estado de São Paulo*. São Paulo (Dissertação de mestrado, IG/USP). (inédito).
- GLASS, H.D.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1956. Clay mineralogy of some basal pennsylvanian sandstones, clays and shales. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 40:750-754.
- GOLDICH, S.S. 1938. A study in rock - Weathering. *Journ. Geol.* 46:17-23.
- GONÇALVES, N.M.M. 1978. *Estudo dos materiais superficiais da região de Ribeirão Preto, SP, e suas relações com elementos morfológicos da Paisagem*. São Paulo, 177p. (Dissertação de mestrado, IG/USP). (inédito).
- GONÇALVES, N.M.M. 1987. *Transformações mineralógicas e estruturais relacionadas à alteração hidrotermal e intempérica de rochas vulcânicas básicas da bacia do Paraná Setentrional (Região de Ribeirão Preto, SP, Brasil)*. São Paulo, 212p. (Tese de Doutorado, IG/USP). (inédito).
- GONÇALVES, N.M.M.; SINELLI, O. & SOUZA, A. 1979. Geologia dos depósitos argilosos dos Rios Pardo, Mogi e Tietê (SP). In: SIMP. REG. DE GEOL., 2, Rio Claro, 1979. Atas... Rio Claro, SBG. v. 1, p. 305-319.
- GRIM, R.E. 1962. *Applied clay mineralogy*. New York, MacGraw Hill Book Company, Inc., 442 p.
- GRIM, R.E. 1968. *Clay mineralogy*. New York, MacGraw Hill Book Company, Inc., 384 p.

- HOLDRIDGE, D.A. 1959. Composition variation in ball-clays. *Trans. Brit. Ceram. Soc.* 58(11):645-659.
- HOLDRIDGE, D.A. 1963. The mineralogy of some american (U.S.) ball-clays. *Trans. Brit. Ceram. Soc.* 62(10):857-875.
- IGG - INSTITUTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO DO ESTADO DE SAO PAULO 1974. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:1.000.000.* São Paulo.
- INSTITUTO GEOLOGICO DO ESTADO DE SAO PAULO - IG 1986. *Folha Geológica de Luis Antonio - Formações Geológicas de Superfície. Escala 1:50.000.* São Paulo.
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS DO ESTADO DE SAO PAULO 1981a. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo.* São Paulo, IPT. 2 vol. (Monografia 5).
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS DO ESTADO DE SAO PAULO 1981b. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo.* São Paulo, IPT. 2 vol. (Monografia 6).
- KELLER, W.D. 1964. Processes of origin and alteration of clay minerals. In: *Soil Clay Mineralogy*, ed Chapel Hill (N.C.), p. 3-76.
- KELLER, W.D. 1978. Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. *Clays and Clay Minerals*, 26(1): 1-20.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Rio de Janeiro, *Rev. Bras. Geogr.*, 18(2):147-265.
- KULBICKI, G. 1953. Sur les conditions des cristallisation des minéraux kaoliniques dans le siderolithique d'Aquitaine. *Compte Rendu Acad. Sci. Fr.* 237: 194-196.
- KULBICKI, G. 1954. Phénomène de diagenèse dans les sédiments argileux. *Clay Min. Bull.*, 2:183-188.
- KULBICKI, G. & MILLOT, G. 1961. Diageneses of clays in sedimentary and petrol series. *Clays and Clay Minerals*, 10th Nat. Conf.: 329-332.
- LEVI, F. & MELFI, A.J. 1972. Geochemical and Mineralogical studies on the first stages of weathering of basic and related rocks. Part II- Geochemical study. *Rev. Bras. Geoc.* 2(1):1-7.

- LUCAS, J.; TRAUTH, N. & THIRY, M. 1974. Les minéraux argileux des sédiments paléogènes du Bassin de Paris, Evolution des smectites et des interstratifiés (7-14sm). *Bull. Groupe franç. Argiles*, t. XXVI, p. 245-262.
- MARTIN, L; MORNER, N.A.; FLEXOR, J.M. & SUGUIO, K. 1982. *Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário*. São Paulo, IG/USP. 154p. (Publicação Especial CTCQ/SBG).
- MEDeiros, R.A.; SCHALLER, H. & FRIEDMAN, G.M. 1971. *Fácies Sedimentares: análises e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais*. (Trad. por Carlos W.M. Campos) ed CENPES/DIPOP - PETROBRAS. Rio de Janeiro, 123p.
- MELFI, A.J. 1967. *Intemperismo de granitos e diabásios no Município de Campinas e arredores, Estado de São Paulo*. São Paulo, 186p. (Tese de Doutorado, FFCL/USP). (inédito).
- MELFI, A.J. & LEVI, F. 1971. Geochemical and mineralogical study on the first stages of weathering of basic and related rocks. Part I- Mineralogical Study. *Rev. Bras. de Geoc.* 1(1):22-28.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. 1977. Estudo Geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1 - Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. *Rev. Bras. Geoc.* 7(4):271-286.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. 1978. Estudo Geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil Parte 2 - Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 8(1):11-22.
- MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M. & NARDY, A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin-an Introduction, In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. ed *The Mesozoic flood Volcanism of the Paraná basin*. São Paulo, IAG-USP. p.1-14.
- MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. 1983. *Gênese, Distribuição e Estratigrafia dos Depósitos Cenozóicos no Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT. 74p. (Monografia 9).
- MILLOT, G. 1964. *Géologie des Agiles*. Paris, ed. Masson. 499p.
- MINE & QUARRY 1987. Ball clay mining and quarrying. Mine & Quarry reports on the ball clay production activities of Watts Balke Bearne & Co PLC. *Mine & Quarry*, 16(5):11-16.
- MONIZ, A.C. 1975. *Elementos de Pedologia*. São Paulo, ed. Polígono, EDUSP. 459p.
- MONIZ, A.C.; NASCIMENTO, A.C. & PAIVA NETO, J.E. 1973. Mobilidade dos constituintes de Rochas Básicas de São Paulo durante o Intemperismo. *Rev. Bras. Geoc.* 3(3):201-213.

- MURRAY, H.H. 1982. Clay resources of the midwest states. *Mining Engineering*, 34(1):68-71.
- NILSEN, T.H. 1982. Alluvial Fan Deposits, In: SCHOLE, P.A. & SPEARING, D. ed. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. p. 49-86. (Memoir 31).
- OBERLIN, A. & TCHOUBAR, C. 1957. Etude en microscopie électronique de l'altération des cristaux de kaolinite. *Compte Rendu Acad. Sci. Fr.* 244:1524-1526.
- OBERLIN, A.; TCHOUBAR, C.; SCHILLER, C.; PEZERAT, H. & KOVACEVIK, S. 1962. Etude du fireclay produit par la altération de la kaolinite et de quelques fireclays naturels, In: COLL. INTERN. CNRS, 1962. *Genèse et Synthèse des Argiles*. 105:45-57.
- OLIVE, W.W. & FINCH, W.I. 1969. Stratigraphic and mineralogic relations and ceramic properties of clay despoits of Eocene Age in the Jackson Purchase region, Kentucky, and in adjacent parts of Tennessee. Washington, *Geol. Surv. Bull.* 1282, 35p.
- OLIVEIRA, J.B. & MENK, J.R.F. 1984. Latossolos Roxos do Estado de São Paulo. *Bol. Tec. do Inst. Agron. Campinas*, n. 82, 132p.
- OLIVEIRA, J.B. & PRADO, H. 1987. Levantamento Pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo: Quadricula de Ribeirão Preto - II Memorial Descritivo. Campinas, IAC. *Bol. Cient. Inst. Agron.* n. 7, 133 p.
- OLIVEIRA, J.B.; MENK, J.R.F.; BARBIERI, J.L.; ROTTA, C.L. & TREMOCOLDI, W. 1982. Levantamento pedológico semi-detalhado do Estado de São Paulo. Quadricula de Araras. *Bol. Tec. Inst. Agron. Campinas*, n. 71, 180p..
- PEDRO, G. 1969. A alteração das rochas em condições superficiais (perimorfismo) - Caracterização Geoquímica dos processos fundamentais. Campinas, *Not. Geomorfol.* 9(17):3-17.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1972. *Sand and Sandstone*. New York, Springer-Verlag. 618p.
- PHELPS, G.W. 1972. A química coloidal de argilas cerâmicas. *Cerâmica* 18(69):3-16.
- PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, ed Instituto Astronômico e Geofísico/USP. 600p.
- PONÇANO, W.L.; STEIN, D.P.; ALMEIDA, F.F.M.; ALMEIDA, M.A. & MELO, M.S. 1982. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo, In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v.4, p.1339-1350.

- RAMOS, A.N. & FORMOSO, M.L.L. 1976. Clay Mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 6(1):15-42.
- RANGE, K.J.; RANGE, A. & WEISS, A. 1969. Fire-clay type kaolinite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloysite minerals, In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, Tokyo, 1969, *Proceedings...* Tokyo, Japan. v. 1, p. 3-13.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.R. 1975. *Depositional Sedimentary Environments*. New York, ed Springer Verlag. 439p.
- RICCI, N. & PETRI, S. 1965. *Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica*. São Paulo, ed Cia Edit. Nac. 266p. (Bibl. Univ. Ser. 4, v.2).
- ROBERT, M. 1975. Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons-X. Paris, *Ann. Agron.*, 26(4):363-399.
- ROBERT, M. & TESSIER, D. 1974. Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. Paris, *Ann. Agron.* 25(6):859-882.
- ROBINSON, P.C. 1965. The origin of english ball-clays. *Ceramics*, 16(197):8-21, July.
- RUEGG, N.B. 1969. *Aspectos geoquímicos, mineralógicos e petrográficos de rochas basálticas da Bacia do Paraná*. São Paulo, 172 p. (Tese de Doutorado, FFCL/USP). (inédito)
- RUEGG, N.R. 1975. *Modelos de Variação Química na Província Basáltica do Brasil Meridional - características de teor, distribuição geográfica e diferenciação*. São Paulo, v.1, 215p. (Tese de Livre Docência, IG/USP). (inédito).
- RUEGG, N.R. & BERENHOLC, M. 1971. Distribuição de alguns elementos traços em rochas basálticas da Bacia do Paraná, América do Sul, In: CONGRESSO HISPANO-LUSO-AMERICANO DE GEOLOGIA ECONOMICA, 1, Madrid/Lisboa, 1971. *Anais...* Madrid/Lisboa, Seção G - Geofísica, Geoquímica e Geologia Submarina. p.389-397.
- RUEGG, N.R. & DUTRA, C.V. 1965. Short note on the trace element content of undifferentiated basaltic rocks of the State of São Paulo, Brazil. Rio de Janeiro, *An. Acad. Bras. Ci.*, 37(3/4):491-496.
- SCOTT, A. 1929. Ball Clays. Special Reports on the Mineral Resources of Great Britain. *Mem. Geol. Surv.*, v.31, 73p.

- SECRETARIA DE ECONOMIA E PLANEJAMENTO DO ESTADO DE SÃO PAULO - SEPLAN 1973. *Diagnósticos. 6ª Região Administrativa*. São Paulo, v.6.
- SETZER, J. 1960. Identificação de sills de diabásio decompostos. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 9(1):65-70.
- SIEFFERMANN, G. 1973. *Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun*. França, ORSTOM. 93p. Thèse Sc. Strasbourg. (Memoire 66).
- SOARES, P.C. 1973. *O Mesozóico Gonduânico no Estado de São Paulo*. Rio Claro, SP (Tese de Doutorado, FFCL/UNESP). (inédito).
- SOARES, P.C. 1975. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* 5(4):229-251.
- SOARES, PC. & LANDIM, P.M.B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste, In: CONGR. BRAS. de GEOL., 27, Aracajú, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG, v.1, p.243-256.
- SOARES, P.C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNIK, E.; SOUZA, A. & CASTRO, P.R.M. 1973. Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo, In: CONGR. BRAS. de GEOL., 27, Aracajú, 1973. *Anais...* Aracajú, SBG, v.1, p. 209-228.
- SOUZA, J.V. & SOUZA SANTOS, P. 1964. Considerações sobre a aplicação de análise térmica diferencial no estudo de argilas cerâmicas do Brasil. *Cerâmica* 10(39):2-27.
- SOUZA SANTOS, H. 1966. Microscopia eletrônica de argilas brasileiras utilizadas na indústria cerâmica de São Paulo. *Cerâmica* 12(47/48):173-202.
- SOUZA SANTOS, P. 1961. Situação atual dos estudos sobre argilas e caulins no Brasil. *Cerâmica* 7(27):20-49.
- SOUZA SANTOS, P. 1975. *Tecnologia de Argilas*. São Paulo, ed Edgard Blücher Ltda. 2 vol.
- SOUZA SANTOS, P. & CRUZ, P.E.N. 1971. Áreas específicas de algumas argilas plásticas brasileiras usadas em cerâmica branca. *Cerâmica* 17(66):162-169.
- SOUZA SANTOS, P. & SANTINI, P. 1968. Efeito da matéria orgânica em algumas propriedades de argilas plásticas para cerâmica branca. *Cerâmica* 14(53):197-205.
- SOUZA SANTOS, P. & SOUZA SANTOS, H. 1966. Desenvolvimentos de argilas brasileiras para diversos usos tecnológicos. *Cerâmica* 11(46):53-71.

- SOUZA SANTOS, P. & SOUZA SANTOS, H.L. 1969. Estudos sobre a composição mineralógica de caulins primários e secundários do Brasil. *Cerâmica* 15(57/58):21-133.
- SOUZA SANTOS, P.; KAPEL, I.B. & SOUZA SANTOS, H.L. 1962. Características físico-químicas e cerâmicas de argilas e caulins do Nordeste usados na indústria de cerâmica branca de Pernambuco. *Cerâmica* 8(31):3-22.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo, ed. Edgard Blücher Ltda. EDUSP. 317p.
- SUGUIO, K. 1980. *Rochas Sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica*. São Paulo, ed. Edgard Blücher, EDUSP. 500p.
- SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. 1979. *Ambiente Fluvial*. Curitiba, ed. Univ. Fed. Paraná, Assoc. Dif. Educ. Ambiental (ADEA). 185p.
- SUGUIO, K.; TURCQ, B.; SERVANT, M.; SOUBIES, F. & FOURNIER, M. 1989. Holocene fluvial deposits in southeastern Brazil: Chronology and palohydrological implications. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, São Paulo, 1989. *Special Publication...n. 1*, São Paulo, ABEQUA/INQUA. p. 70-74.
- THIRY, M. 1981. *Sédimentation Continentale et altérations associées: calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris*. Strasbourg, France. Sciences Geologiques, IG/ULP. 173 p. (Memoire 64).
- THIRY, M. & WEBER, F. 1977. Convergence de comportement entre les interstratifiés kaolinite-smectite et les fire-clays. *Clay Minerals*, 12: 83-91.
- UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA, INSTITUTO DE GEOCIENCIAS E CIENCIAS EXATAS 1982. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Folha de Ribeirão Preto. Escala 1:250.000*. Rio Claro, UNESP/DAEE.
- VAN DER HAMMEN, T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography*, 1:3-26.
- VERBEKE, R. 1969. Sur un procédé de fabrication de lames minces dans rochs peu cimentées et des sols. *Bull. de la Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, Tomo XI(3):426-433.
- VISHER, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sed. Petrol.*, 39(3):1074-1106.

- WEST, R.R. & LAWRENCE, W.G. 1959. The plastic behavior of some ceramic clays. *Amer. Ceram. Soc. Bull.*, 38(4):135-138.
- WEST, R.R.; GOULD, R.E.; COFFIN, L.B. & LUX, J.F. 1960. A method for high-intensity dispersion of clay. *Amer. Ceram. Soc. Bull.*, 39(1):1-6.
- WILSON, I.R. 1983. "Ball clays" inglesas: origens, propriedades e usos em cerâmica. *Cerâmica*, 29(165):217-238.
- WORRAL, W.E. 1956. The organic matter in clays. *Trans. Brit. Ceram. Soc.* 55:689-705.
- WORRAL, W.E. & GREEN, C.V. 1953. The organic matter in ball-clays. *Trans. Brit. Ceram. Soc.* 52:526-553.

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

LEGENDA

CENOZÓICO

- Sedimentos aluvionares inconsolidados (cascalhos, areias e argilas)
- Sedimentos coluvionares (derivados da alteração de basaltos e arenitos)
- Sedimentos correlacionáveis a Formação Itaqueri (arenitos conglomeráticos polimíticos c/cimento ferruginoso)

MESOZÓICO

- Intrusivas básicas (diques e/ou "sills" de diabásio)
- Basaltos toleíticos
- Formação Botucatu (arenitos edólicos de granulação fina a média com estratificações cruzadas de médio a grande porte)
- Formação Botucatu/Pirambóia (arenitos argilosos de granulação média a grossa com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte passando para o topo a coberturas arenosas formadas por processos de intemperismo)

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato litológico definido
- Contato litológico indefinido
- Perfis descritos

CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível, equidistância de 100m
- Rios e cursos d'água perene
- Estrada pavimentada
- Vias sem pavimentação
- Ferrovia
- Cidade

ESCALA 1:50 000

BASE CARTOGRÁFICA Folhas topográficas 1:50 000 (IBGE 1972) de LUIS ANTONIO e CRAVINHOS simplificada

BACIA ALUVIAL DO RIBEIRÃO TAMANDUÁ SEÇÕES TRANSVERSAIS

- ESTRATIGRAFIA**
- Qa1 ALUVIÃO I
 - Qa2 ALUVIÃO II
 - Cz COLÚVIOS CENOZÓICOS
 - R ARENITO BOTUCATU/PIRABÓIA
- CONTATOS**
- SUPERFÍCIE EROSIVA OBSERVADA
 - - - SUPERFÍCIE EROSIVA INFERIDA
 - ⚡ CONTATOS LITOLÓGICOS
- LITOLOGIA**
- [Pattern] TURFA SUPERFICIAL
 - [Pattern] ARGILA BRANCA
 - [Pattern] ARGILA ORGÂNICA (NEGRA)
 - [Pattern] AREIAS ARGILOSAS
 - [Pattern] AREIAS FINAS E MÉDIAS
 - [Pattern] CONGLOMERADOS ARENOSOS
 - [Pattern] AREIAS COLUVIONARES INCONSOLIDADAS
 - [Pattern] ARENITOS MESOZÓICOS
- CONVENÇÕES**
- S2 SONDAGENS "VIBROCORES"
 - SS34 CAVAS DE MINERAÇÃO
 - ▽T1 TERRAÇO 1 (ZONA BAIXA)
 - ▽T2 TERRAÇO 2 (ZONA ELEVADA)