**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**A FORMAÇÃO RIO CLARO E DEPÓSITOS
ASSOCIADOS: SEDIMENTAÇÃO NEOCENOZÓICA
NA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA**

Mário Sérgio de Melo

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

**SÃO PAULO
1995**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005197

**A FORMAÇÃO RIO CLARO E DEPÓSITOS
ASSOCIADOS: SEDIMENTAÇÃO NEOCENOZÓICA
NA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA**

Mário Sérgio de Melo

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

**SÃO PAULO
1995**

aos que tornaram possível este trabalho
e ao leitor
sua razão de ser

De todas as obras

*De todas as obras humanas, as que mais amo
são as que foram usadas.*

*Os recipientes de cobre com as bordas achatadas e com mossas
os garfos e facas cujos cabos de madeira
foram gastos por muitas mãos: tais formas
são para mim as mais nobres. Assim também as lajes
em volta das velhas casas, pisadas e
polidas por muitos pés, e entre as quais
crescem tufos de grama: estas
são as obras felizes.*

*Admitidas no hábito de muitos
com frequência mudadas, aperfeiçoam seu formato e tornam-se valiosas
porque delas tantos se valeram.*

*Mesmo as esculturas quebradas
com suas mãos decepadas, me são queridas. Também elas
são vivas para mim. Deixaram-nas cair, mas foram carregadas.
Embora acidentadas, jamais estiveram altas demais.*

*As construções quase em ruína
Têm de novo a aparência de incompletas
planejadas generosamente: suas belas proporções
já podem ser adivinhadas; ainda necessitam porém
de nossa compreensão. Por outro lado
elas já serviram, sim, já foram superadas. Tudo isso
me contenta.*

B. Brecht

RESUMO

A pesquisa realizada teve como objetivo o estudo da Formação Rio Claro e depósitos associados, visando contribuir para a compreensão da evolução geológica neoceno-zóica da Depressão Periférica Paulista, no centro-leste do Estado de São Paulo.

Tendo em vista o caráter descontínuo da maioria dos sedimentos neoceno-zóicos, adotou-se abordagem levando em conta, além das características faciológicas, sua relação com o relevo (níveis planálticos e perfil das vertentes das colinas).

Foram mapeados cinco níveis planálticos de extensão regional, sendo que os dois mais elevados ocorrem somente nas províncias geomorfológicas do Planalto Atlântico e Cuestas Basálticas (limitrofes com a Depressão Periférica), e os três mais jovens e rebaixados ocorrem dentro dos limites da Depressão Periférica. A associação de depósitos rudáceos e couraças ferruginosas com estes níveis planálticos é sugestiva de que eles correspondam a pediplanos elaborados durante fases de climas secos.

A Formação Rio Claro foi reconhecida na área do platô de Rio Claro, onde é mais contínua, e na borda leste da Depressão Periférica, em ocorrências descontínuas. Ocorre sobre os dois níveis planálticos principais que nivelam as colinas da região. É constituída por depósitos de sistema fluvial meandrante, formados sob clima úmido, agrupados em quatro litofácies principais: lamitos de processos gravitacionais; cascalhos e areias de fundo de canal e barras fluviais; areias de rompimento de diques marginais; e argilas de transbordamento em planície de inundação.

Na área do platô de Rio Claro a sedimentação foi controlada pela reativação neoceno-zóica de falhas com movimentação vertical na estrutura de Pitanga, alto estrutural ativo durante o Mesozóico, situado a jusante do sítio deposicional. Nas ocorrências da borda leste da Depressão Periférica, a sedimentação está mais claramente associada com barramentos litológicos (soleiras e diques de diabásio).

Além dos depósitos da Formação Rio Claro, foram identificados vários outros depósitos mais jovens na área estudada, a maior parte deles aparecendo em ocorrências pequenas e isoladas, não mapeáveis na escala 1:250.000. Eles testemunham episódios deposicionais efêmeros e restritos às calhas dos principais rios, e foram agrupados nas seguintes unidades informais: depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais separados da escarpa da cuesta; couraças ferruginosas; depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados; depósitos aluviais em rampas e terraços elevados; cascalhos aluviais em terraços elevados; depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais junto à escarpa de cuesta; depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais; cascalhos aluviais em terraços intermediários; depósitos colúvio-aluviais em baixos terraços; cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta; depósitos de fundo de boçorocas; depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas; depósitos lacustres em depressões fechadas; aluviões em planícies e baixos terraços.

Dentre estes depósitos mais jovens que a Formação Rio Claro, destacam-se, pelo alcance da área de ocorrência, as coberturas colúvio-eluviais areno-argilosas, extensas e delgadas, situadas em relevos de colinas amplas sobre substrato arenoso.

Foram identificados, nos depósitos estudados, os seguintes indicadores paleoambientais do Pleistoceno Superior e Holoceno: fragmentos de carvão vegetal nas coberturas colúvio-eluviais; conteúdo palinológico e de microcarvões das turfeiras nos aluviões em planícies e baixos terraços; conteúdo palinológico dos depósitos lacustres em depressões fechadas.

As estruturas e feições morfológicas observadas permitiram interpretar a ocorrência de quatro fases de deformações tectônicas pós-triássicas: *fase I*, jurássico-cretácea, correspondente à injeção de diques de diabásio, com estruturas principalmente WNW-ESE; *fase II*, cretácea inferior, com estruturas principalmente NE-SW e secundariamente WNW-ESE, com movimentação horizontal dominante e hidrotermalismo associado; *fase III*, paleogênica, reconhecida apenas na área do alto rio Pardo, com estruturas E-W, NE-SW e NW-SE e movimentação normal dominante, contemporânea da abertura das bacias de São Paulo e Taubaté; *fase IV*, neogênica, reconhecida apenas na área da estrutura de Pitanga, deduzida principalmente a partir de evidências morfológicas e da acumulação da Formação Rio Claro.

Os resultados da pesquisa incluem mapas geomorfológico (níveis planálticos), geológico e de estruturas da área estudada, em escala 1:250.000. É apresentada proposta de reordenamento estratigráfico das unidades litoestratigráficas neoceno-zóicas daquela porção da Depressão Periférica. São reconhecidos alguns dos principais fatores responsáveis pela sedimentação, seqüenciados numa proposta de evolução geológica.

ABSTRACT

This study dealt with the Rio Claro Formation and associated deposits, which comprise continental Neocenozoic sediments of the inner lowlands (called *Depressão Periférica*) in southeastern Brazil. These sediments are discontinuous and thin, and their interpretation and classification required the use of geomorphic concepts as well as usual lithostratigraphic concepts.

Five planation surfaces of regional extent have been recognized: the youngest three occur lower within the limits of the *Depressão Periférica*, whereas the oldest two occur higher in the neighbouring terrains. Coarse deposits and ferricretes associated with these planation surfaces suggest that they were formed by pediplanation cycles under dry climatic conditions.

The Rio Claro Formation is more continuous in its type-area (near the city of Rio Claro), and is discontinuous near the eastern border of the *Depressão Periférica*. It lies upon the two highest planation surfaces which leveled the hills of the area, and is of about the same age as these surfaces. It embraces deposits of meandering fluvial nature formed under humid climate, comprising four principal lithofacies: sandy and gravelly muds of gravity processes; gravels and sands of channel lag and channel bar deposits; sands of crevasse splay deposits; and muds of overflow in flood plains.

Four phases of Post-Triassic tectonic deformation have been recognized: 1) Jurassic-Cretaceous, with diabase dykes injection mainly along WNW-ESE structures; 2) Early Cretaceous, with subhorizontal displacements and hydrothermalism associated to NE-SW and WNW-ESE structures; 3) Paleogene, with normal fault displacements along E-W, NE-SW and NW-SE structures; 4) Neogene, with vertical displacements along NE-SW and NW-SE structures in the area of the Pitanga structural high.

In the type-area of the Rio Claro Formation accumulation was controlled by the Neogene reactivation of faults with vertical displacements in the Pitanga structural high, which had been active mainly in Mesozoic times. On the eastern border of the *Depressão Periférica* the Neocenozoic sediments show clear association with lithological barriers (diabase sills and dykes).

Large and thin colluvial-elluvial sandy-clayey covers are the most important among the other types of Neocenozoic deposits younger than the Rio Claro Formation. They contain pieces of charcoal of Holocene age, probably the remnants of fires associated with short-term dry climatic phases.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Armando Márcio Coimbra (IG-USP), Orientador, amigo e companheiro de trabalho incansável.

À FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Proc. 94/1840-0), ao Instituto de Geociências da USP e Instituto de Pesquisas Tecnológicas, que possibilitaram a realização do projeto de pesquisa que originou este trabalho.

A Gláucia Cuchierato, aluna de graduação do IG-USP e estagiária do IPT, pela dedicação e apoio inestimáveis no processamento de dados e elaboração dos mapas e tabelas.

Aos colegas do IPT Maria Cristina de Moraes, Wilson Hideo Yamamoto (estagiário) e Jairo de Sant'Anna Táddeo, pela realização de análises sedimentológicas e discussões a respeito.

Ao Professor Doutor Cláudio Riccomini, pelas sugestões durante o exame de qualificação e pela leitura crítica do texto preliminar.

Ao colega do IPT Waldir Lopes Ponçano, pelo apoio constante e leitura crítica do texto preliminar.

Aos Geólogos Jorge Hachiro (pós-graduando do IG-USP), José Eduardo Zaine (Prefeitura Municipal de Rio Claro), Marcos Massoli (IG-SMA) e Dirceu Pagotto Stein (IPT-DIGEO), pela orientação durante parte dos trabalhos de campo.

Ao Professor Doutor Max Brandt Neto, do IBILCE-UNESP (São José do Rio Preto), pelas imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura e discussões sobre argilominerais.

Ao Geólogo Mitsuru Arai (PETROBRÁS-CENPES), aos Professores Doutores Murilo Rodolfo Lima (IG-USP, *in memoriam*), Fernando Cilento Fittipaldi (IG-SMA) e Jean-Pierre Ybert (ORSTOM-UFRJ), e ao Paleontólogo Antônio Carlos S. Fernandes (Museu Nacional e UERJ), pelos estudos paleontológicos.

Ao colega Sérgio Luís Fabris de Matos (pós-graduando do IG-USP), pelo processamento de dados de paleocorrentes e preparação de ilustrações.

Ao Professor Doutor Kenitiro Suguio, pelas sugestões e discussões durante o exame de qualificação.

Aos Professores Doutores Vicente J. Fúlfaro, Paulo Milton Barbosa Landim, Jairo R. Jiménez-Rueda, Paul Edwin Potter e José Alexandre de Jesus Perinotto, do IGCE-UNESP (Rio Claro), pelas discussões e orientações sobre temas relacionados à pesquisa.

Aos Geólogos Percy Correa Vieira, Célia R. de Gouveia e Souza, Jair Santoro e Professor Sérgio Mezzalira (IG-SMA), pelas discussões e franquia de dados sobre as unidades estudadas.

Ao Professor Doutor René Boulet (ORSTOM - IG-USP), pelas discussões e orientações sobre temas relacionados com alterações e coberturas colúvio-eluviais.

Aos Doutores Geraldo José Zenid e João Peres Chimelo (DPFT-IPT), pela identificação de madeiras fósseis.

Ao Biólogo Gregório Cecantini (pós-graduando do Instituto de Biociências - USP), pela análise de carvões vegetais fossilizados.

À Professora Doutora Sílvia Maranca (Museu de Arqueologia e Etnologia - USP), pela orientação sobre populações pré-históricas na área estudada.

Ao Professor Doutor Thomas R. Fairchild (IG-USP), pela revisão do *abstract*.

Aos Senhores Miltoneti Soares de Araújo e Antônio Ribas Peres (motoristas do IG-USP), auxiliares dedicados e companheiros nos trabalhos de campo.

Aos colegas do IPT Elaine Vieira dos Santos (Laboratório de Sedimentologia), Ana Cândida Melo Cavani e Airton Marambaia Santa (digitalização de mapas), Luís Celso Coutinho da Silva (informática), Luiz Antônio Ribeiro, Arturo Enrique P. Ibars e Damaris Rodrigues Marins (desenho) e Débora Fiuza Figueiredo Orsi (revisão ortográfica), que se desincumbiram de muitas tarefas deste trabalho.

ÍNDICE

.....	p
RESUMO	i
ABSTRACT	iii
AGRADECIMENTOS	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE TABELAS	xii
1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	1
2 OBJETIVOS	2
3 MÉTODOS E TÉCNICAS	2
3.1 Compilação e análise da documentação preexistente	2
3.2 Levantamentos de campo	3
3.3 Análise faciológica	5
3.4 Classificação estratigráfica	6
3.5 Análise geomorfológica	8
3.6 Análise estrutural	11
3.7 Sedimentologia	11
3.8 Geocronologia	12
3.9 Paleontologia	12
3.10 Petrologia	13
3.11 Microscopia eletrônica de varredura	13
4 GEOLOGIA REGIONAL	13
4.1 Maciço de Guaxupé	14
4.2 Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande	14
4.3 Cinturões, zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes	15
4.4 Bacia do Paraná	15
4.4.1 Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana	16
4.4.2 Formação Tatui	16
4.4.3 Grupo Passa Dois	16
4.4.4 Grupo São Bento	17
4.5 Formação Itaquari	18
5 GEOMORFOLOGIA REGIONAL	18
6 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO RIO CLARO E DEPÓSITOS ASSOCIADOS	23
7 QUESTÕES SOBRE A FORMAÇÃO RIO CLARO E DEPÓSITOS ASSOCIADOS	35

7.1 Natureza e idade dos depósitos	36
7.2 Relações da sedimentação com superfícies aplainadas	36
7.3 Relações da sedimentação com fatores climáticos ou tectônicos	37
8 NÍVEIS PLANÁLTICOS	38
8.1 Nível Planáltico <i>A</i> (superfície cimeira)	38
8.2 Nível Planáltico <i>I</i> (superfície intermediária)	39
8.3 Nível Planáltico <i>B</i> (primeira superfície rebaixada)	39
8.4 Nível Planáltico <i>Bd</i> (segunda superfície rebaixada)	40
8.5 Nível Planáltico <i>R</i> (terceira superfície rebaixada)	40
8.6 Os níveis planálticos e os limites da Depressão Periférica	41
9 ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS NEOCENOZÓICOS	41
9.1 Formação Rio Claro (<i>Trc</i>)	41
9.1.1 Distribuição	43
9.1.2 Constituição	43
9.1.3 Fósseis	47
9.1.4 Sistemas deposicionais e paleoclima	57
9.1.5 Paleocorrentes	57
9.1.6 Relações estratigráficas	59
9.1.7 Associações com os níveis planálticos	59
9.1.8 Idade e correlações	60
9.1.9 Fatores associados à gênese dos sedimentos	61
9.2 Depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais separados da escarpa da cuesta (<i>TQf</i>)	64
9.3 Couraças ferruginosas (<i>TQcf</i>)	65
9.4 Depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados (<i>TQca</i>)	65
9.5 Depósitos aluviais em rampas e terraços elevados (<i>TQa</i>)	66
9.6 Cascalhos aluviais em terraços elevados (<i>TQt</i>)	66
9.7 Depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais junto à escarpa de cuesta (<i>Qf</i>)	68
9.8 Depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais (<i>Qg</i>)	70
9.9 Cascalhos aluviais em terraços intermediários (<i>Qt</i>)	70
9.10 Depósitos colúvio-aluviais em baixos terraços (<i>Qca</i>)	70
9.11 Cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta (<i>Qc</i>)	71
9.12 Depósitos de fundo de boçorocas (<i>Qb</i>)	71
9.13 Depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas (<i>Qce</i>)	73
9.13.1 Critérios de distinção e representação em mapa	73
9.13.2 Constituição e gênese	73
9.13.3 Fragmentos de carvão	76
9.13.4 Relações estratigráficas e idade	80
9.13.5 Associações com níveis planálticos e correlações	80
9.14 Depósitos lacustres em depressões fechadas (<i>Ql</i>)	82
9.15 Aluviões em planícies e baixos terraços (<i>Qa</i>)	84
10 NÍVEIS PLANÁLTICOS E SEDIMENTAÇÃO ASSOCIADA	85

11 DEFORMAÇÕES TECTÔNICAS	87
11.1 Lineamentos estruturais	92
11.2 Dados estruturais colhidos nos levantamentos de campo.....	93
11.3 Evidências de reativação tectônica neoceno-zóica na área da estrutura de Pitanga.....	98
11.4 Evolução tectônica na área da estrutura de Pitanga.....	98
12 FATORES ASSOCIADOS À GÊNESE DOS DEPÓSITOS	99
12.1 Neotectônica	99
12.2 Presença de soleiras litológicas.....	100
12.3 Presença de unidades arenosas atuando como áreas-fontes.....	100
12.4 Afeiçoamento dos níveis planálticos e terraços	100
12.5 Fases de oscilações climáticas	101
12.6 Acumulação da cobertura pedológica.....	101
13 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA NEOCENOZÓICA.....	102
14 IMPORTÂNCIA DOS DEPÓSITOS NEOCENOZÓICOS.....	104
14.1 Meio ambiente	104
14.2 Geotecnia.....	104
14.3 Recursos minerais	106
14.4 Neotectônica e sismicidade.....	106
14.5 Previsão de variações climáticas.....	107
15 CONCLUSÕES	108
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
ANEXOS	124
A - ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	125
B - ANÁLISES MINERALÓGICAS DOS PESADOS.....	130
C - CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E MINERALÓGICAS DA FRAÇÃO LEVE DOS SEDIMENTOS.....	133
D - ANÁLISES MINERALÓGICAS DA FRAÇÃO ARGILA	136
E - DADOS ESTRUTURAIS.....	139
DESENHOS	144
1 - MAPA DOS LOCAIS DE COLETA DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS	
2 - MAPA DOS NÍVEIS PLANÁLTICOS NA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA E ÁREAS ADJACENTES	
3 - MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA E ÁREAS ADJACENTES	
4 - MAPA DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA E ÁREAS ADJACENTES	

Índice de figuras

FIGURA 1 - Mapa de localização da área estudada.	4
FIGURA 2 - Distribuição esquemática das principais superfícies de aplainamento regionais, segundo diversos autores.....	9
FIGURA 3 - Significado das inserções do relevo (rupturas negativas de expressão regional), e suas relações com as superfícies aplainadas e níveis planálticos.	10
FIGURA 4 - Nivelamento das colinas da Depressão Periférica junto ao limite com as Cuestas Basálticas ao fundo.	20
FIGURA 5 - Nivelamento das colinas da Depressão Periférica junto ao limite com a Serrania de Lindóia do Planalto Atlântico, ao fundo.....	20
FIGURA 6 - Morros testemunhos e serrotes no fronte das Cuestas Basálticas.	21
FIGURA 7 - Serra da Fortaleza, elevação do relevo na área da Depressão Periférica sustentada por intrusivas básicas.....	21
FIGURA 8 - Situação dos níveis topográficos principais capeados por sedimentos neoceno-zóicos.....	25
FIGURA 9 - Área coberta pelos sedimentos da Formação Rio Claro; as flechas indicam o sentido geral do transporte.....	27
FIGURA 10 - Mapa de situação da Formação Rio Claro.....	28
FIGURA 11 - Unidades estratigráficas neoceno-zóicas representadas no mapa da PETROBRÁS.....	30
FIGURA 12 - Unidades estratigráficas neoceno-zóicas representadas nos mapas da CPRM.	31
FIGURA 13 - Unidades estratigráficas neoceno-zóicas representadas nos mapas do IPT.....	32
FIGURA 14 - Unidades estratigráficas cenozoicas mapeadas pelo DAEE-UNESP.....	33
FIGURA 15 - Formações geológicas de superfície mapeadas pelo Instituto Geológico.	34
FIGURA 16 - Proposta de organização das unidades estratigráficas neoceno-zóicas da porção centro- leste da Depressão Periférica.....	42
FIGURA 17 - Porcentagem média das classes texturais das unidades estratigráficas neoceno-zóicas da porção centro-leste da Depressão Periférica.....	44
FIGURA 18 - Parâmetros estatísticos médios da fração areia das unidades estratigráficas neoceno-zóicas da porção centro-leste da Depressão Periférica.	44
FIGURA 19 - Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes das unidades estratigráficas neoceno-zóicas da porção centro-leste da Depressão Periférica.	45
FIGURA 20 - Porcentagem média das classes texturais das litofácies da Formação Rio Claro.	46
FIGURA 21 - Parâmetros estatísticos médios da fração areia das litofácies da Formação Rio Claro.	46
FIGURA 22 - Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes das litofácies da Formação Rio Claro.....	47

FIGURA 23 - Predominância de litofácies <i>Trcc</i> da Formação Rio Claro.....	48
FIGURA 24 - Litofácies <i>Trcl</i> , <i>Trcc</i> , <i>Trca</i> e <i>Trcm</i> da Formação Rio Claro.....	49
FIGURA 25 - Clastos imbricados de depósitos de canal da litofácies <i>Trcc</i> da Formação Rio Claro, indicando paleocorrente para a esquerda da foto.	50
FIGURA 26 - Areias e areias conglomeráticas de barras de pontal da litofácies <i>Trcc</i> da Formação Rio Claro.	50
FIGURA 27 - litofácies <i>Trcc</i> , <i>Trcm</i> e <i>Trcl</i> da Formação Rio Claro.....	51
FIGURA 28 - Conglomerado basal da Formação Rio Claro, em contato sobre siltito da Formação Corumbataí.....	52
FIGURA 29 - Lamito da litofácies <i>Trcl</i> da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica.	52
FIGURA 30 - Litofácies <i>Trcc</i> , <i>Trca</i> e <i>Trcm</i> da Formação Rio Claro.....	53
FIGURA 31 - Areias finas (litofácies <i>Trca</i>) e argilas (litofácies <i>Trcm</i>) da Formação Rio Claro com deformação por sobrecarga (diápíro).	55
FIGURA 32 - Argilas da litofácies <i>Trcm</i> da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica.	55
FIGURA 33 - Impressão de folha (gênero <i>Maytenus</i>) em argilas da litofácies <i>Trcm</i> da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica.....	56
FIGURA 34 - Pista de provável crustáceo anostráceo de água doce em argilas da litofácies <i>Trcm</i> da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica.	56
FIGURA 35 - Caulinita detrítica e neoformada em depósitos da litofácies <i>Trcl</i> da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica.	58
FIGURA 36 - Caulinita detrítica em depósitos da litofácies <i>Trcm</i> da Formação Rio Claro na sua área-tipo.....	58
FIGURA 37 - Depósitos da Formação Rio Claro (litofácies <i>Trca</i> e <i>Trcm</i>) recobertos por depósitos de fundo de boçorocas (<i>Qb</i>), por coberturas colúvio-eluviais (<i>Qce</i>) e por turfeira (<i>Qa</i>).	59
FIGURA 38 - Relações dos depósitos da Formação Rio Claro com as estruturas e feições geomorfológicas mais importantes.	62
FIGURA 39 - Depósitos rudáceos da unidade <i>TQf</i> , com clastos de quartzo e quartzito arredondados e fragmentos de crosta limonítica dispostos caoticamente.	67
FIGURA 40 - Lamito da unidade <i>TQca</i> , com clastos angulosos e arredondados de quartzo em matriz argilo-arenosa.....	67
FIGURA 41 - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados (<i>TQca</i>) recobertos por depósitos colúvio-eluviais (<i>Qce</i>).	68
FIGURA 42 - Lamito da unidade <i>Qg</i> cortando depósitos da unidade <i>Tqca</i>	69
FIGURA 43 - Cascalhos da unidade <i>TQt</i> , com clastos predominantemente de quartzo, quartzito e sílexito das formações paleozóicas da Bacia do Paraná, em matriz areno-argilosa.	69
FIGURA 44 - Cascalhos da unidade <i>Qt</i> , com clastos de quartzo e quartzito em matriz arenosa.....	72

FIGURA 45 - Areias da unidade <i>Qb</i> (depósitos de fundo de boçorocas) com estruturas de escape de fluidos.	72
FIGURA 46 - Porcentagem das classes texturais das amostras da unidade <i>Qce</i> (depósitos colúvio-eluviais) e de regolito da porção centro-leste da Depressão Periférica e áreas adjacentes.	74
FIGURA 47 - Parâmetros estatísticos da fração areia das amostras da unidade <i>Qce</i> (depósitos colúvio-eluviais) e de regolito da porção centro-leste da Depressão Periférica e áreas adjacentes.	74
FIGURA 48 - Caulinita de aspecto detrítico envolvendo grãos arredondados de quartzo em depósitos <i>Qce</i> (coberturas colúvio-eluviais areno-argilosas).	75
FIGURA 49 - Depósitos da unidade <i>Qce</i> (coberturas colúvio-eluviais areno-argilosas).	75
FIGURA 50 - Nível de cascalhos próximo à base de depósitos da unidade <i>Qce</i> , com incipiente orientação de clastos.	77
FIGURA 51 - Fragmento de carvão pouco desmantelado, situado 1,7 m abaixo da superfície, em depósitos da unidade <i>Qce</i>	77
FIGURA 52 - Distribuição do número de amostras de carvão datadas por ^{14}C no intervalo de tempo 3.500-9.000 anos AP.	80
FIGURA 53 - Depósitos aluviais em baixos terraços (<i>Qa</i>) recobertos por depósitos colúvio-eluviais (<i>Qce</i>) e por turfeira (<i>Qa</i>).	81
FIGURA 54 - Aluviais em baixos terraços (<i>Qa</i>) recobertos por depósitos colúvio-eluviais (<i>Qce</i>) e por aluviões com turfa associada (<i>Qa</i>).	82
FIGURA 55 - Caulinita e esmectita detríticas em sedimentos da unidade <i>Ql</i> (depósitos lacustres em depressões fechadas) (local RC-93).	84
FIGURA 56 - Perfil esquemático E-W da Depressão Periférica, com as principais associações entre níveis planálticos e sedimentação neoceno-zoica.	86
FIGURA 57 - Principais alinhamentos estruturais da área da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo.	91
FIGURA 58 - Estruturas das fases de deformações tectônicas pós-triássicas da área estudada.	94
FIGURA 59 - Superfície de falha com evidências de hidrotermalismo, cortando rochas básicas do magmatismo Serra Geral.	95
FIGURA 60 - Nontronita fibrosa deformada sobre cristal de piroxênio fraturado na superfície de falha da FIGURA 59.	95
FIGURA 61 - Cascalhos da unidade <i>Qc</i> (cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta) sobre siltitos da Formação Tatui, com estruturas apresentando discreta movimentação de suposta origem atectônica.	97
FIGURA 62 - Argilas da unidade <i>Ql</i> (depósitos lacustres em depressões fechadas) cortados por estruturas de suposta origem atectônica.	97

Índice de tabelas

TABELA 1 - azimuth da paleocorrente de sedimentos da Formação Rio Claro.	57
TABELA 2 - resultados de datações radiométricas em sedimentos neocenozóicos da Depressão Periférica Paulista.	78

1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A pesquisa proposta dá continuidade a estudos relacionados com a evolução geológica cenozóica da faixa costeira do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Sudeste do Brasil. Tais estudos têm visado a conhecer os principais fatores geológicos (neotectônicos, paleoclimáticos) responsáveis pela gênese da paisagem atual e pela distribuição de processos e fenômenos endógenos (sismicidade) e exógenos (dinâmica superficial) atuantes na região.

O esclarecimento dos fatores geológicos neoceno-zóicos tem permitido aperfeiçoar modelos evolutivos locais e regionais. Estes modelos constituem suporte para aplicação do conhecimento geológico nas áreas de sismicidade e previsão de risco sísmico, estruturação de maciços rochosos (geotecnia e hidrogeologia), acumulação de sedimentos cenozóicos (geotecnia e recursos minerais) e compartimentação do relevo e dos processos da dinâmica externa (colapsos, erosão e assoreamento).

Os estudos sistemáticos sobre a evolução neoceno-zóica na área da Depressão Periférica Paulista têm revelado que as evidências dessa evolução, na maioria das vezes, são discretas, difíceis de identificar e interpretar, refletindo propagação atenuada, para o interior do Estado, dos processos atuantes na faixa costeira. Por outro lado, as acumulações sedimentares neoceno-zóicas, ainda que nem sempre associadas a processos neotectônicos, têm se mostrado expressivas, levando-se em consideração que a Depressão Periférica caracteriza-se como uma área com franco predomínio dos processos erosivos.

Nesse contexto, a Formação Rio Claro e depósitos associados representam uma possibilidade de interpretação dos fatores geológicos regionais, constituindo-se nos depósitos correlativos da evolução neoceno-zóica da porção centro-leste da Depressão Periférica, preservados da erosão por particularidades morfológicas locais.

Esses depósitos são o mais expressivo registro conhecido da evolução neoceno-zóica de porção afastada da faixa costeira do Estado, mas os dados geológicos são relativamente escassos e antigos, e as interpretações controvertidas e precárias. Apesar de sua importância e de já conhecidas e descritas há três décadas, trata-se de unidades pouco compreendidas.

A Depressão Periférica Paulista tem apresentado marcante caráter erosivo desde seu afeiçoamento como grande compartimento geomorfológico do Estado de São Paulo. A sedimentação neoceno-zóica é localizada, descontínua e delgada, o que dificulta os estudos de classificação, correlação e associação com fatores de expressão regional. Isto tem determinado a utilização de métodos de trabalho alternativos, como a associação da sedimentação com as formas de relevo, recurso adotado também neste trabalho.

2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo o estudo da Formação Rio Claro e depósitos associados, visando contribuir para a compreensão da evolução geológica neocenozoica da Depressão Periférica Paulista, no centro-leste do Estado.

A área estudada da Depressão Periférica Paulista é delimitada pelos paralelos 21°30' e 23°00' de latitude sul e meridianos 46°50' e 48°00' de longitude oeste (FIGURA 1), abrangendo cerca de 20.000 km².

Os temas envolvidos na pesquisa compreendem: geomorfogênese, paleoclimas, neotectônica e, principalmente, a sedimentação associada a esses fatores, representada pela Formação Rio Claro e depósitos tidos como sendo dela correlatos.

Estes temas foram integrados no sentido da interpretação da evolução geológica neocenozoica, hierarquizando a importância dos fatores atuantes, e suas implicações nos processos das dinâmicas interna e externa atuais.

3 MÉTODOS E TÉCNICAS

Reativação miocênica, originada por processos de natureza global, marca o início de período em que se definiram condições tectônicas semelhantes às vigentes até hoje na Placa Sul-Americana (FÚLFARO & SUGUIO 1974). Este marco tem sido considerado para definir o limite mais antigo da "neotectônica" da América do Sul (HASUI 1990), e é aqui também adotado como limite inferior do intervalo de tempo referido pelo termo Neocenozoico. Este termo abrange, pois, o Quaternário e o Sistema Neógeno do Terciário, com limite inferior em 23 Ma (COWIE & BASSETT 1989).

Resumidamente, os métodos e etapas de trabalho envolvidos no estudo dos depósitos neocenozoicos da Depressão Periférica Paulista foram:

- a) compilação e análise da bibliografia existente;
- b) interpretação de produtos de sensoriamento remoto (imagens de satélite, mosaicos de radar, fotografias aéreas);
- c) mapeamento geológico de superfície;
- d) análises laboratoriais (sedimentologia, petrologia, paleontologia, geocronologia);
- e) processamento de dados estratigráficos, morfológicos e estruturais;
- f) elaboração do documento final.

Estas etapas apóiam-se em temas, apresentados em seus aspectos relevantes a seguir, não necessariamente na mesma ordem das etapas.

3.1 Compilação e análise da documentação preexistente

Compreendeu um levantamento bibliográfico convencional dos temas de interesse para o assunto, tais como:

- a) Formação Rio Claro e depósitos associados;
- b) paleoclimas cenozóicos na região e áreas adjacentes;
- c) níveis planálticos na região;
- d) evidências de atividade neotectônica;
- e) análise faciológica dos depósitos.

A análise realizada com os títulos levantados buscou, inicialmente, definir as principais características relacionadas com os depósitos neocenozóicos da área: constituição, gênese, idade, relação com níveis planálticos, evidências de paleoclimas e de atividade neotectônica.

Em seguida, buscou-se verificar a coerência das hipóteses dos diversos autores com as evidências conhecidas, de modo a propor, quando necessário, hipóteses de trabalho alternativas, a serem testadas nos estudos subsequentes.

3.2 Levantamentos de campo

A área estudada (FIGURA 1) é aquela que abrange, nos mapas preexistentes, a Formação Rio Claro e depósitos tidos como correlatos. Esta escolha implicou na necessidade de estudar uma área muito grande, adotando-se assim escala de trabalho de 1:250.000.

Esta escala de trabalho tem a vantagem de permitir o estudo comparado das diversas unidades tidas como correlatas da Formação Rio Claro, propiciando conclusões quanto à validade destas correlações, e quanto aos fatores regionais associados à sedimentação.

Por outro lado, mostrou-se uma escala demasiado pequena para permitir detalhamentos indispensáveis para precisar certas características dos depósitos, como variações faciológicas, e sistematização de evidências de atividade neotectônica. Estes detalhamentos deverão ser objeto de estudos complementares sobre estas unidades neocenozóicas.

Os levantamentos de campo foram realizados de forma a contemplar tanto a Formação Rio Claro senso estrito, que ocorre na área aplainada nas proximidades desta cidade (platô de Rio Claro), quanto as unidades tidas como correlatas (formações Piraçununga, Santa Rita do Passa Quatro e outras coberturas). Isto obrigou enfocar depósitos com características muito diferentes quanto à constituição, situação geomorfológica, idade e gênese.

Foram visitados afloramentos em cortes de estrada, boçorocas, cavas de minerações e áreas de empréstimo, e exposições naturais (DESENHO 1). Os sedimentos foram descritos quanto às suas características faciológicas (composição, textura, estruturas sedimentares, geometria dos corpos, presença de fósseis e indicações de paleocorrentes). Quando oportuno, foram confeccionadas seções colunares e perfis geológicos, tomadas amostras de sedimentos e fósseis, e fotografias de aspectos relevantes. Foram também coletados dados estruturais e geomorfológicos.

Baseado em Ponçano et al. (1981).

Fig.1— mapa de localização da área estudada.

3.3 Análise faciológica

O sentido moderno do termo *fácies* foi introduzido por GRESSLY (1838, *apud* READING 1986 e WALKER 1992), para se referir a um corpo rochoso com determinadas características. READING (1986) aponta que o termo tem sido empregado com conotações distintas: 1) com base em características observáveis da rocha (litofácies); 2) com base nos supostos processos que geraram a rocha (fácies genéticas); 3) com base nos supostos ambientes onde se formou uma rocha ou um conjunto de rochas (também fácies genéticas); 4) com base nos supostos fatores genéticos tectônicos que geraram a rocha (tectofácies). Entretanto, aquele autor expressa a opinião de que a definição de fácies deve ser objetiva, baseada em características observáveis, e se possível mensuráveis. Opinião muito semelhante expressa WALKER (1983).

Para READING (1986), "uma fácies deveria idealmente ser uma rocha distinta, formada sob certas condições de sedimentação, refletindo um processo ou ambiente" (READING 1986, p.4).

WALKER (1983 e 1992) afirma que a subdivisão de um corpo rochoso em fácies é em parte um procedimento de classificação, e que o detalhamento da subdivisão é governado pelo objetivo do estudo realizado.

Visto que o estudo de fácies pressupõe interpretação final de ambientes, a chave para a interpretação é a análise da associação de fácies, em contexto (WALKER 1983 e 1992). A seqüência em que as fácies ocorrem é que permite a dedução dos ambientes, e não o estudo isolado das fácies.

WALKER (1983 e 1992) apresenta a análise faciológica como um processo de estabelecimento de modelos de fácies (*facies models*), característicos dos ambientes sedimentares, estes subdivididos de acordo com os processos físicos, químicos e biológicos atuantes e com as características morfológicas. Os modelos de fácies são estabelecidos a partir da "destilação" de exemplos locais, até reduzi-los (pela eliminação de variações locais) à "essência" do ambiente (síntese das características comuns). Os modelos de fácies devem ainda preencher quatro outras funções:

- a) constituir *norma*, com a qual exemplos individuais possam ser comparados, e as condições locais possam ser compreendidas e destacadas, e o modelo possa ser aperfeiçoado;
- b) constituir um arcabouço, um guia para orientar observações futuras;
- c) permitir previsões em situações geológicas desconhecidas;
- d) constituir base para a interpretação do sistema deposicional representado.

ALLEN (1983), FRIEND (1983) e MIALl (1985) desenvolveram o conceito de *análise de elementos de arquitetura* (*architectural-element analysis*), uma metodologia de análise faciológica e interpretação paleoambiental de depósitos fluviais fundada no reconhecimento de elementos básicos, definidos por: 1) natureza das superfícies limitantes (superior e inferior); 2) geometria externa dos corpos; 3) escalas (espessura, extensão lateral); 4)

geometria interna (litofácies, seqüência vertical, descontinuidades secundárias, paleocorrentes, relação da estrutura interna com as superfícies limitantes).

No caso das unidades sedimentares neocenozóicas da Depressão Periférica Paulista, o objetivo principal da análise faciológica é, num primeiro instante, distinguir unidades muito diferentes, resultantes de processos e ambientes distintos, mas que têm sido consideradas correlatas, cogenéticas e contemporâneas, na literatura geológica. Neste caso, a classificação faciológica deve permitir a descrição, distinção e interpretação das unidades da área, de modo a estabelecer uma estratigrafia mais adequada do que a atualmente proposta.

A maior parte dos sedimentos neocenozóicos da Depressão Periférica Paulista é representada por depósitos de origem fluvial, cujos modelos de fácies encontram-se detalhadamente estudados (SUGUIO & BIGARELLA 1979, REINECK & SINGH 1980, MIALl 1982, WALKER & CANT 1983, COLLINSON 1986, MIALl 1992, RICCOMINI & COIMBRA 1993, entre outros).

Alguns depósitos de leques aluviais também são encontrados na área, e sua interpretação baseou-se principalmente nos modelos de fácies de BULL (1972 e 1977), MIALl (1982), RUST (1983), NILSEN (1985) e COLLINSON (1986).

3.4 Classificação estratigráfica

O estudo de unidades sedimentares neocenozóicas coloca algumas dificuldades representadas, sobretudo, pela descontinuidade lateral dos depósitos, falta de datações e fósseis, relativa escassez de relações estratigráficas nítidas, e repetição de produtos sedimentares semelhantes de ciclos distintos, repetitivos, principalmente no Quaternário.

Por outro lado, estes depósitos apresentam estreita relação com a geomorfologia, a qual fornece um critério adicional de classificação estratigráfica. FREYE & WILLMAN (1962) propuseram a criação de unidades informais, denominadas *morfoestratigráficas*, "definidas como compreendendo um corpo de rocha que é identificado primeiramente pela forma que ele^{se} apresenta em superfície; ele pode ou não ser litologicamente distinguível das unidades contíguas; ele pode ou não transgredir linhas de tempo através de sua extensão" (FREYE & WILLMAN, 1962, p.7). A definição original aplicou-se a depósitos glaciais quaternários, mas os autores citam depósitos de terraços fluviais como exemplo de unidades morfoestratigráficas.

MEIS & MOURA (1984) sugeriram que o conceito de unidade morfoestratigráfica fosse restrito às situações em que existe relação genética direta entre o depósito e a feição morfológica. Posteriormente, (MOURA & MEIS 1986) reconheceram que o enfoque morfoestratigráfico subordina demais a estratigrafia à percepção das formas de relevo.

Alguns depósitos da Depressão Periférica Paulista podem ser classificados como unidades morfoestratigráficas, na acepção de MEIS & MOURA (1984). É o caso, por exemplo, de acumulações de cascalhos de composição muito semelhante, observadas em pelo menos dois níveis de terraços fluviais. Entretanto, segundo o Código Brasileiro de Nomenclatura

Estratigráfica (PETRI *et al.* 1986a), tais cascalhos poderiam também ser considerados unidades cronoestratigráficas distintas, baseando-se, no caso, em evidências geomorfológicas.

Recentemente, ganhou certo destaque no estudo do Quaternário continental do Sudeste do Brasil o emprego da classificação aloestratigráfica, introduzida pelo Código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica (NACSN 1983), conforme segue: "uma **unidade aloestratigráfica** é um corpo estratiforme mapeável de rocha sedimentar que é definido e identificado com base nas discontinuidades que o limitam" (NACSN 1983, p.865). A aloestratigrafia objetiva distinguir depósitos de natureza similar, mas separados por discontinuidades, representando, pois, produtos sedimentares de eventos diácronos. Tem tido grande aplicação no estudo de unidades sedimentares marinhas e costeiras, formadas sob influência das variações eustáticas.

No estudo do Quaternário continental do Sudeste do Brasil, a aloestratigrafia tem sido empregada sobretudo em áreas de relevo enérgico do Planalto Atlântico, onde os registros sedimentares superpostos de vários ciclos são muito comuns (v.g. MOURA *et al.* 1989, MOURA & MELLO 1991, entre outros).

MELLO (1992) parte de uma visão integrada, abrangendo conceitos de fácies sedimentares, elementos de arquitetura, morfoestratigrafia e aloestratigrafia para interpretação de sedimentos de leques aluviais holocênicos do médio vale do rio Paraíba do Sul.

Esta visão integrada parece indispensável para a interpretação mais adequada das unidades neocenozóicas. Nela, os modelos de fácies permitem a compreensão dos ambientes formadores e produtos sedimentares, e do significado das discontinuidades observadas, no que concorre o emprego da análise de elementos de arquitetura. Os conceitos da morfoestratigrafia e da aloestratigrafia, por sua vez, apóiam a identificação de unidades com constituição semelhante, mas separáveis por critérios morfológicos ou com base nas discontinuidades significativas presentes.

A proposta de classificação das unidades sedimentares neocenozóicas da Depressão Periférica Paulista aqui apresentada (DESENHO 3) baseia-se, sempre que possível, em critérios litoestratigráficos, seguindo os preceitos do Guia de Nomenclatura Estratigráfica (PETRI *et al.* 1986b). Algumas vezes, como no caso dos cascalhos em terraços fluviais e depósitos colúvio-aluviais e corridas de lamas associadas, foi necessário lançar mão dos conceitos da morfoestratigrafia e da aloestratigrafia para alcançar classificação que reflita adequadamente a sucessão de eventos que gerou os depósitos.

A escala adotada ante os objetivos do presente estudo (1:250.000) é ^ademasiado pequena para permitir o mapeamento de muitas das unidades neocenozóicas identificadas, que se caracterizam pela falta de continuidade lateral. Por esta razão, as unidades não cartografáveis na escala 1:250.000 são apresentadas como unidades informais, até que estudos de maior detalhe possam verificar se são mapeáveis.

O esquema de organização cronológica dos eventos e depósitos neocenozóicos apresentado (FIGURA 16), reunindo unidades formais e informais, deve ser encarado como preliminar. Reflete um esforço de organização dos sedimentos reconhecidos até o momento na região, num arcabouço esquemático que possa orientar o desenvolvimento de estudos futuros, a partir de uma visão integrada dos eventos neocenozóicos.

3.5 Análise geomorfológica

Conforme discutido anteriormente, a interpretação e classificação dos depósitos neocenozóicos têm se baseado, além dos critérios estratigráficos usuais, também em critérios geomorfológicos. A análise geomorfológica realizada consistiu basicamente na compartimentação do relevo em níveis planálticos, com o objetivo de apoiar a interpretação da seqüência de eventos geradores de produtos sedimentares, e a proposição de organização cronológica dos eventos e depósitos neocenozóicos para a área.

Adotou-se para a Depressão Periférica Paulista a delimitação apresentada pelo IPT (1979), reproduzida depois em PONÇANO *et al.* (1981) (FIGURA 1). Para esta área, a necessidade de apoiar os estudos de sedimentação neocenozóica num arcabouço geomorfológico, representado sobretudo por uma compartimentação em níveis aplainados, tem sido atestada em diversos estudos (BJORNBERG & LANDIM 1966, SOARES & LANDIM 1976, PENTEADO 1976, ZAINÉ 1994).

MORAES REGO (1932), discutindo a geomorfologia do Estado de São Paulo, reconheceu a existência de um "peneplano" (no sentido de ciclo de erosão de W. M. Davis) eocênico, aplainando topos de serras.

MARTONNE (1943) relacionou quatro "superfícies de erosão", também identificadas com o sentido de peneplano de Davis.

KING (1956) considerou que o elemento fundamental do cenário brasileiro é uma vasta superfície de peneplanação, produzida entre o Cretáceo Inferior e Terciário Médio, denominada "peneplanação Sul Americana". Reconheceu ainda outros ciclos erosivos mais jovens, que não chegaram a desenvolver aplainamentos generalizados.

ALMEIDA (1964) denominou "superfície Japi" ao aplainamento resultante de pediplanação neocretácea.

BIGARELLA & ANDRADE (1965), adotando os princípios da geomorfologia climática lançados entre nós por TRICART (1959), reconheceram três pediplanos de extensão regional e dois pedimentos neles embutidos, elaborados durante fases de climas semi-áridos intercaladas com fases de climas úmidos.

PONÇANO & ALMEIDA (1993) apresentaram uma revisão das principais idéias sobre as superfícies aplainadas do leste paulista (FIGURA 2). Concluíram que, se por um lado há concordância geral de que ao fecho da sedimentação cretácea iniciou-se a configuração de vasta

superfície, cuja elaboração ter-se-ia estendido ao Terciário Inferior, sob condições dominantes de semi-aridez, por outro lado nada se pode afirmar sobre os níveis de planaltos mais baixos.

No caso da Depressão Periférica Paulista, e do Planalto Atlântico, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental dentro da área enfocada, vários autores têm ressaltado a organização do relevo em níveis planálticos, e sua provável relação com a acumulação dos sedimentos cenozóicos (ALMEIDA 1964, BJORNBERG & LANDIM 1966, PENTEADO 1976, SOARES & LANDIM 1976, OKA-FIORI 1987, ZAINÉ 1994, entre outros).

Os trabalhos pioneiros na cartografia dos níveis planálticos em área que abrange o limite leste da Depressão Periférica Paulista são aqueles do IPT (1992a e 1992b). Nestes trabalhos, adotou-se um método de delimitação dos níveis planálticos a partir do reconhecimento de "inserções" de expressão regional, reconhecidas em imagens de satélite e mosaicos de radar em escala 1:250.000, e em cartas topográficas em escala até 1:50.000. Estas inserções são equivalentes às rupturas de declive negativas, que traduzem o limite de desenvolvimento de um nível planáltico inferior nas vertentes do relevo remanescente de níveis planálticos mais elevados (FIGURA 3). O resultado, no caso em escala 1:250.000, é uma representação simplificada da organização do relevo em níveis planálticos, pois as faixas de relevo de transição entre dois níveis, que correspondem a setores mais ou menos desfeitos dos níveis mais elevados, são sempre incorporadas aos limites dos níveis mais elevados.

	MORAES REGO (1932)	MARTONNE (1943)	FREITAS (1951)	KING (1956)	ALMEIDA (1964)	BIGARELLA & ANDRADE (1965)	AB'SÁBER (1969c, 1972)
Holoceno	Soerguimento		Ciclo Quaternário	Ciclo Paraguau		Paleopavimentos Pedimentos P2, P1 Pediaplano Pd1	Paleopavimentos
Pleistoceno							
Plioceno	Peneplanação Abaixamento	↑ Superfície Neogênica	Soerguimento	↑ Ciclo Velhas	Diversas superfícies ao longo de vales, originadas por erosão de vertentes, sem planação lateral	↑ Pediaplano Pd2	Diversas superfícies intormontanas, originadas predominantemente por pediplanação
Mioceno	↑ Soerguimento						
Oligoceno	Soerguimento	↑ Superfície das Cristas Médias	Peneplano Terciário ou nível A	Soerguimento	Falhamentos	↓ Pediaplano Pd3	↑ Superfícies Cimeiras
Eoceno	Peneplanação	Superfície dos Campos		↑ Peneplanação Sul-Americana	Superfície Japi		
Paleoceno		↓ Superfície dos Campos	Soerguimento e Falhamentos	↓ Sup. Pós- Gondwana	↓ Superfície Itaguá		↓ Superfícies Cimeiras
Cretáceo				Sup. Gondwana			
Jurássico							
Triássico				Sup. Desértica			
Permiano							
Carbonífero		Superfície Pré-Permiana		Superfície Fóssil			
Devoniano					Superfície Itapeva		

FIGURA 2 - Distribuição esquemática das principais superfícies de aplainamento regionais, segundo diversos autores (PONÇANO & ALMEIDA 1993).

Os trabalhos do IPT reconheceram quatro níveis planálticos regionais, cada um referido a uma superfície erosiva, conforme segue:

- a) planaltos nivelados pela superfície cimeira (*A*), correspondente à superfície Paleogênica (MARTONNE 1940), ou Japi (ALMEIDA 1964) ou pediplano Pd₃ (BIGARELLA & ANDRADE 1965);
- b) planaltos subnivelados por superfície intermediária (*I*), correspondente à superfície Intermediária (MARTONNE 1940) ou ao pediplano Pd₂ (BIGARELLA & ANDRADE 1965);
- c) primeiro nível de planaltos rebaixados (*B*);
- d) segundo nível de planaltos rebaixados (*Bd*), que, juntamente com o nível *B*, situa-se na posição da superfície Neogênica de MARTONNE (1940) ou pediplano Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965).

Para o estudo das relações entre sedimentação e geomorfogênese na área da Depressão Periférica Paulista, esta estruturação do relevo em níveis planálticos pareceu satisfatória (DESENHO 2). Assim, procurou-se estender para o restante da Depressão Periférica os níveis reconhecidos em seu limite leste pelo IPT (1992a e 1992b), independentemente da incerteza sobre a idade absoluta destes níveis, e de peculiaridades sobre sua gênese. Além da documentação básica utilizada pelo IPT (1992a e 1992b), foi necessário utilizar também fotografias aéreas em escala 1:60.000 (USAF, 1965) para a delimitação dos níveis planálticos.

FIGURA 3 - Significado das inserções do relevo (rupturas negativas de expressão regional), e suas relações com as superfícies aplainadas e níveis planálticos.

3.6 Análise estrutural

A análise estrutural realizada consistiu no estudo de lineamentos interpretados em mosaicos de radar e imagens de satélite, integrado com o estudo das deformações observadas nos levantamentos de campo. Tais estudos objetivaram reconhecer possíveis influências tectônicas na acumulação e preservação dos sedimentos neoceno-zóicos.

A interpretação de lineamentos estruturais em mosaicos de radar do Projeto RADAMBRASIL e imagens MSS do satélite Landsat (ambos em escala 1:250.000) seguiu procedimento visual convencional, conforme descrito por LIU (1984 e 1987). Foi construído diagrama azimutal ("rosácea") com intervalos de 10° (número de lineamentos e comprimento acumulado) para análise das distribuições médias dos lineamentos (DESENHO 4). A correlação entre os principais feixes de lineamentos e estruturas medidas no campo orientou o reconhecimento da extensão, natureza e idade das principais estruturas da área.

O estudo das deformações observadas no campo (ANEXO E) compreendeu a medida de juntas (descontinuidades sem evidências de movimentação relativa de blocos), falhas (descontinuidades com evidências de movimentação, tais como estriamento e deslocamento de feições preexistentes) e basculamento (inclinação de origem tectônica) de camadas. Procurou-se estabelecer cronologia relativa entre as deformações observadas, a partir da idade das unidades deformadas, da relação com fases de hidrotermalismo, e das relações das estruturas de deformação entre si.

A partir das populações de falhas, procurou-se interpretar a mecânica das deformações, baseando-se em modelos de distensão ou cisalhamento puro e dedução de eixos locais de esforços (ARTHAUD 1969, ANGELIER & MECHLER 1977), ou em modelos de cisalhamento simples (rotacional), e interpretação dos binários rotacionais e estruturas relacionadas (v.g. MILANI 1991, para síntese sobre o tema).

O reconhecimento das principais estruturas da área e da mecânica das deformações objetivou identificar as fases de deformações tectônicas, e sua relação com a sedimentação neoceno-zóica.

3.7 Sedimentologia

A caracterização e a classificação dos sedimentos neoceno-zóicos, e das unidades mais antigas que lhes deram origem, foram realizadas com o apoio de análises sedimentológicas compreendendo análises granulométricas por peneiramento e pipetagem (ANEXO A), análise mineralógica dos pesados e dos leves (através de microscópio e lupa petrográficos) (ANEXOS B e C) e da fração argilosa (através de difratometria de raios X) (ANEXO D).

As análises sedimentológicas objetivaram apoiar a classificação das unidades sedimentares neoceno-zóicas, a interpretação dos processos genéticos, ambientes, paleoclimas, transformações diagenéticas, áreas-fontes, remanejamentos e paleocorrentes.

As análises sedimentológicas foram realizadas pelo Agrupamento de Tecnologia de Rochas da Divisão de Geologia do IPT, e seguiram procedimentos convencionais, descritos, por exemplo, em SUGUIO (1973 e 1980).

3.8 Geocronologia

Os estudos geocronológicos consistiram de datações por radiocarbono (^{14}C), realizadas em quatro tipos de materiais:

- a) fragmentos de carvão vegetal (madeira carbonizada resultante da combustão parcial de estruturas lenhosas da antiga cobertura vegetal) em coberturas colúvio-eluviais; parte destas coberturas tem sido atribuída, na literatura geológica, à Formação Rio Claro e unidades tidas como correlatas (formações Piraçununga e Santa Rita do Passa Quatro);
- b) madeira preservada em sedimentos aluviais;
- c) "turfa" associada a sedimentos fluviais;
- d) argila orgânica associada a depósitos lacustres em depressões fechadas.

As datações por radiocarbono, realizadas no Beta Analytic Inc. (Miami, Florida), objetivaram:

- a) caracterizar e datar eventos geológicos quaternários de diferentes naturezas, com processos e produtos sedimentares distintos (coluvionamento, aluviões, turfeiras e depósitos lacustres pré-atuais);
- b) caracterizar a distribuição desses eventos em área e em níveis planálticos e situações topográficas distintas;
- c) identificar possíveis ciclos em alguns processos (principalmente a geração dos fragmentos de carvão vegetal contidos nas coberturas colúvio-eluviais);
- d) avaliar a duração de processos e eventos, e taxas de sedimentação.

O exame de fragmentos de carvão vegetal visando distinguir troncos e galhos de raízes foi realizado pelo Biólogo Gregório Cecantini, Pós-Graduando do Instituto de Biociências da USP.

A identificação dos fragmentos de madeira preservada de sedimentos aluviais foi realizada no Laboratório de Anatomia e Identificação de Madeiras da Divisão de Produtos Florestais e Têxteis do IPT.

3.9 Paleontologia

Os estudos de paleontologia compreenderam análise palinológica de sedimentos terciários e quaternários, da taoflora (impressões de caules e folhas) e de pistas de prováveis artrópodes. Tais estudos objetivaram fornecer subsídios para a datação dos depósitos neoceno-zóicos, e para a interpretação dos paleoclimas vigentes.

As análises palinológicas de sedimentos supostos terciários (Formação Rio Claro senso estrito) foram realizadas pelo Prof. Murilo Rodolfo de Lima, do IG-USP (em 1994), e pelo

Geólogo Mitsuru Arai, da PETROBRÁS-CENPES. Estas análises resultaram infrutíferas, embora tenham indicado sedimentos potencialmente portadores de pólen.

As análises palinológicas de sedimentos quaternários foram realizadas pelo Prof. Jean-Pierre Ybert, da ORSTOM, alocado no Instituto de Botânica da UFRJ.

O estudo da taoflora foi realizado pelo Dr. Fernando Cilento Fittipaldi, do Instituto Geológico da SMA-SP.

O estudo de pistas fósseis foi realizado pelo Prof. Antônio Carlos Sequeira Fernandes, da UERJ e do Museu Nacional, do Rio de Janeiro.

3.10 Petrologia

Os estudos de petrologia consistiram da análise, em lâmina delgada, de sedimentos paleozóicos e de rochas intrusivas básicas mesozóicas com hidrotermalismo associado.

Tais estudos visaram, sobretudo, apoiar a interpretação da gênese e idade de deformações estruturais destas rochas (superfícies estriadas), relacionando-as com características internas dos sedimentos, e com hidrotermalismo ao longo das superfícies estriadas.

As análises petrográficas foram realizadas no Agrupamento de Tecnologia de Materiais Rochosos da Divisão de Geologia do IPT.

3.11 Microscopia eletrônica de varredura

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) consistiu da obtenção de imagens da forma e arranjo interno (trama) dos microconstituintes dos sedimentos neoceno-zóicos.

A partir do hábito e da forma apresentada pelos argilominerais, além da sua mineralogia, é possível também deduzir a natureza (detritica ou diagenética), e assim apoiar interpretações sobre condições paleoambientais vigentes durante a sedimentação.

A MEV permitiu também conhecer a estrutura interna (trama) dos sedimentos neoceno-zóicos, propriedade muito importante no caso das coberturas areno-argilosas com altos índices de porosidade natural, suscetíveis de processos de colapso.

As análises de MEV foram realizadas pelo Prof. Max Brandt Neto, do Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas da UNESP de São José do Rio Preto.

4 GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada situa-se sobre a porção nordeste da Bacia do Paraná, no limite com as rochas de seu embasamento, representadas pelo Maciço de Guaxupé e Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande. Estas duas unidades geotectônicas principais do embasamento são separadas pelo cinturão de cisalhamento de Ouro Fino.

4.1 Maciço de Guaxupé

Foi definido por ALMEIDA *et al.* (1976). Na área estudada, compreende as rochas do embasamento situadas a norte do cinturão de cisalhamento de Ouro Fino. É constituído por rochas policíclicas e polideformadas de alto grau metamórfico e natureza predominantemente alóctone, distinguindo-se as seguintes unidades:

Complexo Alfenas-Guaxupé (Arqueano a Proterozóico Superior), definido por CAMPOS NETO (1985), incluindo hiperstênio-gnaisses charnockíticos, ortognaisses oclares sieníticos a graníticos, hornblenda-piroxênio-granitóides;

Complexo Caconde (Proterozóico Inferior a Médio), definido por CAMPOS NETO (1985), incluindo biotita e/ou hornblenda-gnaisses, com termos a granada e intercalações metassedimentares, anfibolíticas, quartzitos feldspáticos e quartzoxistos;

Complexo Pinhal (Proterozóico Superior a Eopaleozóico), proposto originalmente como Grupo Pinhal por WERNICK & PENALVA (1973), inclui migmatitos de estruturas diversas, granitóides indiferenciados, gnaisses, hornblenda-biotita-granitos e granodioritos porfiríticos.

As rochas do Maciço de Guaxupé apresentam uma fase mais antiga de deformação regional em regime de cisalhamento dúctil, responsável pela geração de persistente foliação milonítica de baixo ângulo. A ela se associa o sistema de cavalgamentos responsável pelo caráter alóctone e conformação em cunha do Maciço de Guaxupé. Fases dúctil-rúptil e rúptil superimpuseram-se às estruturas antigas, gerando estruturas de natureza transcorrente de alto ângulo.

4.2 Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande

Foi definida por HASUI & OLIVEIRA (1984), compreendendo as rochas situadas a sul do cinturão de cisalhamento de Ouro Fino. Margeia o Maciço de Guaxupé, apresentando, na área estudada, direção geral NE-SW. É constituída por rochas policíclicas de médio grau metamórfico, distinguindo-se as seguintes unidades:

Complexo Amparo (Arqueano a Proterozóico Inferior), definido originalmente como Gnaiss Amparo (WERNICK 1967) e Grupo Amparo (EBERT 1967 e 1968), inclui migmatitos a biotita e/ou hornblenda, ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, rochas granitóides equigranulares e com feições blastomiloníticas;

Grupo Itapira (Proterozóico Médio), definido por EBERT (1971), inclui moscovita-biotita-paragnaisses, paragnaisses quartzosos, quartzitos feldspáticos, quartzoxistos, ocorrências de gonditos, micaxistos e quartzitos;

Suítes Graníticas (Proterozóico Superior), incluindo o Granito Jaguariúna (hornblenda-biotita-granitóides porfiróides com enclaves charnockíticos e granulíticos locais, e biotita-gnaisses foliados) e o Granito Morungaba (biotita-monzogranito porfirítico); o Granito Morungaba é tido como uma intrusão polidiapírica sin a tarditectônica, enquanto o Granito Jaguariúna é tido como pós-tectônico (WERNICK & PENALVA 1978).

4.3 Cinturões, zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes

Várias zonas de falhas transcorrentes de idade proterozóica superior a eopaleozóica cortam as rochas da Faixa Alto Rio Grande, e separam-na do Maciço de Guaxupé. As principais destas estruturas são:

Cinturão de Cisalhamento de Ouro Fino (CAVALCANTE *et al.* 1979), incluindo a Falha de Jacutinga; apresenta direção geral ENE-WSW, e as mais largas faixas de rochas milonitizadas na área; estende-se sob a Bacia do Paraná como o lineamento crustal de Jacutinga (IPT 1989);

Falha de Campinas, de direção NNE-SSW a NE-SW;

Zonas de Cisalhamento de Valinhos e Socorro, de direção NNE-SSW a ENE-WSW.

Estas zonas de falhas transcorrentes desenvolveram faixas com larguras variáveis de milonitos, ultramilonitos, protomilonitos, milonito-gnaisses, blastomilonitos e cataclasitos associados, com foliação cataclástica verticalizada.

4.4 Bacia do Paraná

A área enfocada pelo presente estudo abrange parte da Bacia do Paraná, situada à sua borda nordeste, com limites erosivos sobre as rochas do embasamento. Suas camadas acunham-se em direção à flexura de Goiânia, estrutura de direção NW-SE ativa diferencialmente durante o Paleozóico. Assim é que não afloram na área estudada as camadas silurianas e devonianas; o Subgrupo Itararé interdigita-se lateralmente com a Formação Aquidauana, ambos repousando sobre relevo suavemente ondulado, com elevações para nordeste; o Subgrupo Irati termina em cunha ao se avizinhar do vale do rio Moji-Guaçu; as formações Serra Alta e Teresina do Grupo Passa Dois, tão extensas nas porções da bacia a sudoeste do rio Tietê, descaracterizam-se, transformando-se lateralmente na Formação Corumbataí.

As unidades da Bacia do Paraná que ocorrem na área enfocada (DESENHO 3) são descritas a seguir.

4.4.1 Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana

Os sedimentos glaciais da unidade Tubarão foram originalmente denominados "Série Itararé" (OLIVEIRA 1916, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984), sendo posteriormente denominados formação, subgrupo ou grupo. O termo subgrupo foi proposto originalmente por PETRI (1964). A unidade Aquidauana foi inicialmente descrita como "arenite vermelho" (LISBOA 1909, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984) e posteriormente também recebeu as denominações de série, grupo, formação e subgrupo. O IPT (1980) considerou a Formação Aquidauana como fácies marginal do Itararé.

O Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana afloram em toda a faixa leste da Bacia do Paraná na área estudada, jazendo sobre o embasamento pré-cambriano. Admite-se interdigitação lateral entre as duas unidades, predominando os depósitos avermelhados da Formação Aquidauana a norte do rio Moji-Guaçu.

O Subgrupo Itararé inclui depósitos glaciais continentais, glácio-marinhos, fluviais, deltaicos, lacustres e marinhos, compreendendo principalmente arenitos de granulação variada, imaturos, passando a arcóseos, conglomerados, diamictitos, tilitos, siltitos, folhelhos e ritmitos. A Formação Aquidauana inclui depósitos continentais, predominantemente arenitos vermelho-arroxeados, médios a grossos, feldspáticos, e subordinadamente arenitos finos, conglomerados, siltitos, folhelhos rítmicos e diamictitos.

4.4.2 Formação Tatuí

Constitui a primeira unidade pós-glacial (pós-Subgrupo Itararé) no Estado de São Paulo, tendo sido inicialmente referida em relatório da COMISSÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA DE SÃO PAULO (1917, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984) como "camadas Tatuhy". Inclui depósitos marinhos costeiros com estratificação plano-paralela, predominando siltitos, arenitos finos em parte concrecionados, com calcários e sílex, com coloração avermelhada na parte inferior e esverdeada na parte superior da unidade.

4.4.3 Grupo Passa Dois

Foi originalmente definido como "série" por WHITE (1906, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984). A concepção atual de "grupo", incluindo as unidades Irati, Serra Alta, Teresina e, no Estado de São Paulo, Corumbataí, é de SCHNEIDER *et al.* (1974).

A Formação Irati foi recentemente redefinida como Subgrupo (HACHIRO *et al.* 1993), incluindo a Formação Taquaral (basal), constituída de folhelhos silticos a siltitos com níveis conglomeráticos restritos na base, e a Formação Assistência, constituída de folhelhos argilosos betuminosos, calcários dolomíticos, e alternâncias destes dois termos, com calcários dolomíticos silicificados, para o topo. O Subgrupo Irati é atribuído a sedimentação em vasta área de plataforma coberta por mar interno do tipo epicontinental, com três ciclos transgressivo-

regressivos de menor ordem, subordinados à transgressão pós-glacial na Bacia do Paraná (HACHIRO 1991).

A Formação Serra Alta foi originalmente definida como "membro" basal da Formação Estrada Nova (GORDON JR. 1947, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984). Ocorre somente no canto sudoeste da área estudada, para além da margem esquerda do rio Tietê, com pequena espessura. É constituída de depósitos essencialmente marinhos, incluindo siltitos, folhelhos e argilitos cinza-escuros a pretos, com laminação plano-paralela. A Formação Teresina foi originalmente definida como "grupo" (MORAES REGO 1930, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984). O *status* de "formação" dentro do Grupo Passa Dois é devido a SCHNEIDER *et al.* (1974). É constituída de folhelhos e argilitos cinza-escuros a esverdeados ou avermelhados, finamente laminados, em alternância com siltitos cinza-claros e arenitos muito finos, com presença de restritas lentes de calcários oolíticos e sílex. Trata-se de depósitos interpretados como provavelmente marinhos em planícies de maré.

A Formação Corumbataí, definida originalmente como "série" por SILVA & ANDRADA (1827, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984), ocorre por extensa faixa da Depressão Periférica na área estudada, constituindo-se na principal unidade subjacente à Formação Rio Claro na área-tipo desta. A Formação Corumbataí encerra o episódio sedimentar da "segunda Bacia do Paraná" (ZALÁN *et al.* 1991), tendo sido formada em condições de planície de maré. É constituída por argilitos, folhelhos e siltitos finos arroxeados ou avermelhados, com intercalações de bancos carbonáticos e sílexíticos.

4.4.4 Grupo São Bento

Compreende as formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, e intrusivas básicas tabulares (soleiras e diques) associadas ao magmatismo Serra Geral.

A Formação Pirambóia, originalmente definida por PACHECO (1927, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984) engloba depósitos de origem aquosa (planícies aluviais e pequenos lagos), e também eólica, constituídos de arenitos finos a médios rosados a avermelhados, siltico-argilosos, com estratificação cruzada ou plano-paralela, com intercalações de níveis de folhelhos e arenitos argilosos de cores variadas, e raras intercalações areno-conglomeráticas (COTTAS *et al.* 1986, CAETANO-CHANG *et al.* 1991, CAETANO-CHANG & WU 1992).

A Formação Botucatu, originalmente definida por GONZAGA DE CAMPOS (1889, *apud* BAPTISTA *et al.* 1984), engloba depósitos fluviais na base e eólicos no topo (COTTAS *et al.* 1986), com transição entre o Pirambóia e o Botucatu, o que dificulta a separação entre as duas unidades. A Formação Botucatu é constituída de arenitos eólicos avermelhados de granulação fina a média com estratificação cruzada de médio a grande porte, e de depósitos fluviais restritos, de natureza areno-conglomerática e camadas localizadas de siltitos e argilitos lacustres.

A Formação Serra Geral é constituída por derrames basálticos, predominantemente toleíticos, com variações químicas. Na área estudada, os derrames ocorrem na província geomorfológica das Cuestas Basálticas (serras do Itaqueri, São Pedro e platô de São Carlos).

RICCOMINI (1995) arrolou referências à ocorrência de dois pacotes de derrames na região, um situado entre as formações Pirambóia e Botucatu (usualmente considerado como uma soleira de diabásio, intrusiva), e outro situado acima da Formação Botucatu. ALMEIDA & BARBOSA (1953) assinalaram 13,80 m de espessura total de derrames no pacote inferior em sondagem em Itirapina, e 140 m no pacote superior, na serra de São Pedro, onde FÚLFARO *et al.* (1967) mencionaram 117 m de rochas basálticas, em quatro derrames.

Além dos derrames, muitas soleiras e diques de diabásio associadas ao magmatismo Serra Geral ocorrem na área da Depressão Periférica Paulista. Destacam-se as soleiras intercaladas nas unidades Irati e Tatuí, que ultrapassam 130 m de espessura na cidade de Piracicaba (ALMEIDA & BARBOSA 1953).

Chama a atenção, na área da estrutura de Pitanga, o aparecimento de possantes soleiras de diabásio no seu flanco leste, as quais praticamente desaparecem, ou ficam muito reduzidas, no seu flanco oeste. Isto é sugestivo de que a estrutura já existia à época do magmatismo Serra Geral, constituindo um obstáculo para a intrusão do diabásio, pelo truncamento das unidades encaixantes dos corpos de rochas básicas.

4.5 Formação Itaqueri

Foi considerada inicialmente como basal da "série" Bauru (ALMEIDA & BARBOSA 1953). A tendência mais recente é de considerá-la paleogênica (COTTAS & BARCELOS 1981, PONÇANO *et al.* 1982, BRANDT NETO 1984), apesar de datação palinológica de depósitos a ela atribuídos indicar idade cretácea superior (LIMA *et al.* 1986). Entretanto, os depósitos datados, já descritos por MEZZALIRA (1974 e 1981), diferem dos depósitos da Formação Itaqueri, e devem corresponder a sedimentos do Grupo Bauru. Isto revela que no platô de São Carlos podem existir tanto coberturas paleogênicas da Formação Itaqueri quanto remanescentes do Grupo Bauru, e que sua separação ainda depende de mapeamentos em escala adequada na área.

A Formação Itaqueri na região das serras de São Pedro, Itaqueri e platô de São Carlos é representada principalmente por depósitos rudáceos (conglomerados com clastos derivados predominantemente de rochas básicas do magmatismo Serra Geral), arenitos e lamitos, atribuídos a leques aluviais, desenvolvidos provavelmente sob condições de clima árido, durante a elaboração da Superfície do Japi, de idade eocênica (PONÇANO *et al.* 1982). Microscopia eletrônica de varredura em sedimentos da Formação Itaqueri mostra argilas esmectíticas detríticas, compatíveis com sedimentação sob condições de aridez.

5 GEOMORFOLOGIA REGIONAL

A área estudada abrange a porção centro-leste da Depressão Periférica Paulista (FIGURA 1), e porções adjacentes do Planalto Atlântico (Planalto de Jundiá e Serrania de

Lindóia) a leste, Cuestas Basálticas e pequena porção do Planalto Ocidental a oeste, segundo a divisão geomorfológica do Estado de São Paulo de PONÇANO *et al.* (1981).

A Depressão Periférica, denominação empregada pela primeira vez por MORAES REGO (1932), tem sido subdividida em setores morfologicamente diferenciados, tendo em vista que a área drenada pelo rio Tietê mostra relevo mais profundamente erodido e diversificado que as áreas vizinhas, estas com relevo colinoso, mais suave (DEFFONTAINES 1935, ALMEIDA 1964).

ALMEIDA (1964) subdividiu a Depressão Periférica em três zonas: do Paranapanema, do Médio Tietê e do Moji-Guaçu, delimitadas pelos divisores d'água destes rios. A área enfocada no presente estudo abrange parte da zona do Médio Tietê e a maior parte da zona do Moji-Guaçu. Tal região caracteriza-se pela maior expressão das intrusivas básicas do magmatismo Serra Geral (encaixadas nas unidades paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná) e de estruturas (falhas, altos estruturais), ativas principalmente no Mesozóico.

Estes dois fatores (presença de soleiras de rochas básicas e estruturas constituindo barramentos da drenagem; relevo menos erodido e maior preservação das formas e sedimentos associados) determinaram a acumulação e preservação de coberturas sedimentares neoceno-zóicas relativamente expressivas na área enfocada.

A Depressão Periférica Paulista caracteriza-se na área por predominância de relevo suave, colinoso, sustentado pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (FIGURAS 4 e 5). Relevo mais acidentado, de morrotes, morros e mesmo algumas serras isoladas, aparece nas regiões de intrusão de rochas básicas do magmatismo Serra Geral, sobretudo na faixa Rio das Pedras-Piracicaba-Rio Claro-Araras-Piraçununga (FIGURA 7). Morros e serrotes testemunhos podem aparecer no fronte das cuestas (FIGURA 6).

Os principais rios que drenam a Depressão Periférica são o Pardo, Moji-Guaçu, Piracicaba e Tietê. São rios no geral com caráter conseqüente em relação às camadas da Bacia do Paraná, com sentido médio de fluxo de SE para NW. Os desvios deste sentido médio obedecem a controle litoestrutural, como é o caso do rio Moji-Guaçu, que se desvia de WNW-ESE para NNW-SSE e acumula extensos aluviões a montante da faixa de soleiras de diabásio associadas às unidades Tatuí e Irati.

O rio Corumbataí, afluente da margem direita do Piracicaba e sentido médio de fluxo de norte para sul, é considerado como um rio subsequente por SOARES & LANDIM (1976), ou como um rio "post-cedente a falhamentos ou reativamentos de falhas que afetaram a região após a deposição do Grupo Bauru até épocas modernas" (PENTEADO 1976, p.24). Seu traçado apresenta forte controle litoestrutural, pois se desenvolve em área a jusante (oeste) da principal faixa de ocorrência de soleiras de diabásio, onde se definem marcantes estruturas geológicas (sistemas lineares de falhas e estrutura de Pitanga) (DESENHO 4).

As altitudes da Depressão Periférica na área estudada variam de um mínimo de 530 m nos leitos dos rios Pardo e Moji-Guaçu e 450 m nos leitos dos rios Piracicaba e Tietê, até cerca

FIGURA 4 - Nivelamento das colinas da Depressão Periférica junto ao limite com as Cuestas Basálticas ao fundo (Serra de São Pedro) (local SP-05, sul de São Pedro, visada rumo 320).

FIGURA 5 - Nivelamento das colinas da Depressão Periférica junto ao limite com a Serrania de Lindóia do Planalto Atlântico, ao fundo (local MG-337, leste de Moji-Guaçu, visada rumo 140).

FIGURA 6 - Morros testemunhos e serrotes no fronte das Cuestas Basálticas (local CR-426, oeste de Corumbataí, visada rumo 195).

FIGURA 7 - Serra da Fortaleza, elevação do relevo na área da Depressão Periférica sustentada por intrusivas básicas (local IB-501, sudoeste de Piracicaba, visada rumo 340).

de 790 m, no divisor entre as bacias do Piracicaba e Moji-Guaçu, e nas proximidades do limite com o Planalto Atlântico, a leste.

O subnívelamento de topos na área da Depressão Periférica é feição marcante, tendo sido denominado superfície Neogênica (MARTONNE 1943), embora vários autores reconheçam, na verdade, vários subnívelamentos de topo (v.g. ALMEIDA 1964, AB'SÁBER 1969b, MODENESI 1974, PENTEADO 1976), englobados na superfície Neogênica.

AB'SÁBER (1969c) considerou a gênese da Depressão Periférica e escarpas das Cuestas Basálticas como consequência unicamente da erosão associada à evolução morfoclimática ("circundesnudação periférica"), discordando das hipóteses de origem tectônica para as cuestas. Vários autores têm feito referência à atividade de falhas normais para a origem da escarpa da Serra Geral (v.g. FÚLFARO *et al.* 1967, FÚLFARO & SUGUIO 1968, FREITAS *et al.* 1979, BRANDT NETO *et al.* 1981, VIEIRA 1982b). PENTEADO (1976), confrontando as opiniões, até aquela época, apoiando ou origem tectônica, ou origem erosiva, abordou a questão da propriedade do emprego do termo "cuesta", que se refere a escarpas de erosão em relevo de estrutura monoclinal. Embora a escarpa da Serra Geral na Depressão Periférica Paulista possa apresentar condicionamento estrutural local, a tendência é de se reconhecer que a feição resulte de processos predominantemente erosivos, sendo portanto adequada a denominação "cuesta".

Na área do Planalto Atlântico limítrofe com a Depressão Periférica na região estudada predominam relevos acidentados, de morros e montanhas, com forte controle das rochas do Maciço de Guaxupé e Faixa Alto Rio Grande, com elevações que chegam a 1.067 m. Estes relevos também apresentam organização em níveis planálticos mais ou menos desfeitos (IPT 1992a e 1992b, item 8).

Na área das Cuestas Basálticas a escarpa da Serra Geral é sustentada em grande parte por rochas básicas do magmatismo Serra Geral, interpretadas como derrames e às vezes como soleiras, com arenitos mesozóicos intercalados. As altitudes máximas atingem 1.068 m na Serra de Itaqueri (a norte de Charqueada), 1.058 m na Serra do Cuscuzeiro (a norte de Analândia) e 989 m na Serra do Córrego Fundo (a nordeste de Santa Rita do Passa Quatro), verificando-se desníveis escarpados com até 350 m.

O relevo na área das Cuestas Basálticas é caracterizado pelas imponentes escarpas de frente de cuesta, e por setores suaves, colinosos, no reverso da cuesta, com inclinação geral e drenagem para NW, conseqüente em relação às camadas da Bacia do Paraná. As Cuestas Basálticas também apresentam organização em níveis planálticos, em alguns casos notavelmente preservados, correlacionáveis aos níveis reconhecidos no Planalto Atlântico (item 8).

Destaca-se na área das Cuestas Basálticas, nas cercanias da cidade de Itirapina, nas nascentes do rio Jacaré-Guaçu, um setor relativamente deprimido (altitude máxima de 892 m) de orientação geral NW-SE, situado entre o platô de São Carlos a norte (1.058 m) e as serras de Itaqueri e São Pedro a sul (1.068 m). O platô de Itirapina mostra forte controle litológico, encontrando-se acima do pacote inferior de rochas básicas do magmatismo Serra Geral que

ocorre na área. Alguns autores já sugeriram hipótese de origem tectônica para o platô de Itirapina (v.g. FÚLFARO *et al.* 1967). Aliás, tal platô apresenta estreita relação com os alinhamentos estruturais do rio Tietê (COIMBRA *et al.* 1977) e de São Carlos-Leme (RICCOMINI 1995, FIGURA 57). Entretanto, o platô de Itirapina associa-se a nível planáltico extenso na área das Cuestas Basálticas (DESENHO 2), de gênese aparentemente erosiva.

6 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A FORMAÇÃO RIO CLARO E DEPÓSITOS ASSOCIADOS

MORAES REGO (1932) talvez tenha sido o pioneiro na referência às "camadas terciárias... situadas nos arredores do Rio Claro" (p.13). MORAES REGO (1933) citou a "existencia de alguns depositos terciarios abaixo do planalto, como os que se observam nos arredores da cidade de Rio Claro, caracterizados pela finura do material depositado" (p.254). Citou também "espesso manto de areia que forma os *areiaes*" (p.264) sobre as camadas de arenito das formações mesozóicas, incluindo-os entre "depositos pleistocenicis terrigenos não fossiliferos".

ALMEIDA & BARBOSA (1953), descrevendo a geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, referiram-se a "terraços antigos" com areias e cascalhos, elevados até 80 metros sobre o leito atual dos rios, atestando seu traçado pretérito. Admitiram idade pleistocênica para tais terraços, mas não os indicaram nos mapas, por considerá-los de extensão insignificante.

MEZZALIRA (1961/62), relatando ocorrências de vegetais fósseis em depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo, descreveu restos de prováveis monocotiledôneas em delgadas lentes argilosas incluídas em areias, situadas na rodovia Washington Luiz próximo a Rio Claro. A espessura dos depósitos cenozóicos observados atingia 10 metros, assentados sobre a Formação Corumbataí.

BJORNBERG *et al.* (1964a) descreveram os "depósitos modernos" da área do platô de Rio Claro, com 20 a 30 metros de espessura máxima, constituídos de alternância de camadas argilosas e arenosas, com estratificações cruzadas e níveis de seixos, interpretados como resultantes de sedimentação fluvial. Os autores apontaram a presença de restos vegetais "carbonizados" e de magnetita em grande proporção, esta última característica considerada como critério útil de distinção entre os "sedimentos modernos" e o Arenito Botucatu intemperizado.

BJORNBERG *et al.* (1964b) constataram a semelhança entre pecíolos e folhas dos vegetais fósseis encontrados nos "sedimentos modernos", identificados como pertencentes às famílias Nymphaeaceae, Potamogetonaceae (?) ou Alismataceae (?) (Helobiae) e formas viventes. A intercalação das argilas fossilíferas em areias grossas com estratificação cruzada, de canais fluviais, e a relativa preservação dos fósseis levaram os autores a supor sedimentação em lagoas, "resultantes do estrangulamento ou abandono da drenagem pretérita em planície de inundação" (BJORNBERG *et al.* 1964b, p.45).

BJORNBERG (1965) apresentou extenso trabalho sobre os sedimentos modernos (ou "pós-cretácicos") de grande parte da região leste do Estado de São Paulo. A classificação estratigráfica adotada refere-se unicamente a "depósitos de terraços" e "depósitos de rios", ambos amplamente distribuídos por toda região estudada. A referência a estrutura sedimentar "maciça" ou "em camadas" indica terem sido estudados tanto depósitos fluviais (recentes e antigos), incluindo-se entre eles os sedimentos da região de Rio Claro, quanto coberturas inconsolidadas sem estruturação. Na área da Depressão Periférica, as análises sedimentológicas realizadas indicaram herança de atributos do Arenito Botucatu, e aporte de sedimentos mais imaturos, pelos principais rios atuais. O autor interpretou uma tectônica moderna transcorrente (de idade incerta, a partir do Mesozóico), com esforço compressivo dominante orientado segundo N60E, responsável pelas muitas superfícies de falhas com estrias subhorizontais em diabásios, algumas afetando minerais tidos como de intemperismo (calcita, limonita, pirolusita, argila). Entretanto, admitiu que "na orla cristalina o diastrofismo parece ter agido com maior intensidade do que na área dos sedimentos estudados, não intervindo pois nesta última como fator importante nos processos deposicionais" (BJORNBERG 1965, p.114). Finalmente, descartado o fator tectônico, concluiu por imposições climáticas para a geração dos sedimentos encontrados, e admitiu a possibilidade de que teria predominado clima semi-árido.

MEZZALIRA (1965) descreveu depósitos supostos pleistocênicos, constituídos de arenitos, areias, cascalhos e argilas com vegetais fósseis, e representou-os na área do platô de Rio Claro a Ajapi, na folha geológica de São Carlos em escala 1:100.000 (MEZZALIRA 1966). Os contornos desta primeira cartografia dos depósitos correspondentes à Formação Rio Claro são muito próximos dos contornos admitidos atualmente nesse platô. Entretanto, aquele autor descreveu a ocorrência de "areições" que constituem "cerrados" nas regiões de Piraçununga, Porto Ferreira, Conchal, Vargem Grande do Sul e Aguaí, considerando-os do mesmo tipo dos depósitos supostos pleistocênicos da região de Rio Claro (MEZZALIRA 1965).

BJORNBERG & LANDIM (1966) identificaram três níveis topográficos principais capeados por sedimentos neoceno-zóicos na área da Depressão Periférica e Cuestas Basálticas próxima a Rio Claro (FIGURA 8):

- a) o mais alto, entre 900 e 1.000 metros, sobre o qual se situa o sítio urbano de São Carlos;
- b) o intermediário, entre 800 e 900 metros, correspondente à Serra de Santana e área da cidade de Itirapina;
- c) o inferior, entre 600 e 800 metros, sobre o qual se encontra a cidade de Rio Claro.

Propuseram a designação de Formação Rio Claro somente para os sedimentos situados sobre este nível topográfico inferior, com espessura máxima de 30 metros. Estenderam a área de ocorrência dos sedimentos da Formação Rio Claro por vasta região (FIGURA 9). À semelhança de BJORNBERG (1965), incluíram sedimentos maciços (de "escoamento planar") e estratificados (de planícies de inundação) na Formação Rio Claro, e descartaram fatores

tectônicos para a acumulação. Concluíram pela associação dos sedimentos com fenômenos paleoclimáticos, formando-se os sedimentos maciços durante épocas semi-áridas, nas quais teriam sido elaborados os pediplanos de BIGARELLA & ANDRADE (1965), e os sedimentos estratificados em épocas mais úmidas, responsáveis também pelo aprofundamento da drenagem e organização do relevo em patamares escalonados.

FIGURA 8 - Situação dos níveis topográficos principais capeados por sedimentos neoceno-zóicos (BJORNBERG & LANDIM 1966).

FÚLFARO & SUGUIO (1968) identificaram na Formação Rio Claro duas seqüências principais. A basal, com 20 metros de espessura máxima, apresenta uma sucessão de estratos arenosos com intercalações subordinadas de leitos argilosos, e foi interpretada como sendo de calha de paleocanal fluvial. A de topo, constituída de argilas dominantes, com brechas intraformacionais e lentes arenosas subordinadas, foi interpretada como de depósitos de acreção vertical (*overbank*) em planície de inundação. Baseados nos tipos de sedimentos e estruturas sedimentares presentes e na sua reduzida expressão geográfica, interpretaram que a sedimentação deu-se ao longo de paleocanal fluvial correspondente a um pretérito rio Corumbataí, barrado a jusante pela reativação de falhas da área da estrutura de Pitanga. Identificaram o Arenito Botucatu e a Formação Corumbataí como fontes dos grãos e argilas da Formação Rio Claro. Descartaram a influência climática na gênese dos depósitos, e consideraram a superfície aplainada na área de Rio Claro como sendo de origem sedimentar (aplainamento por assoreamento). Ponderaram que os estudos precedentes confundiram sedimentos, coluviões e solos, portanto termos litológicos de diversas origens, e restringiram a área de ocorrência da Formação Rio Claro à área da cidade, adotando os contornos dos depósitos supostos pliocênicos apresentados no mapa de MEZZALIRA (1966) (FIGURA 10).

BJORNBERG (1969) reconheceu a importância da tectônica cisalhante na gênese da Depressão Periférica Paulista, juntamente com a ação erosiva de rios subseqüentes. Admitiu que tais movimentações tectônicas podem ser recentes.

FÚLFARO & SUGUIO (1974) consideraram a reativação tectônica das estruturas associadas à estrutura de Pitanga como de idade miocênica, relacionada com uma fase de reativação de extensão continental, expressa em depósitos que testemunham ingresso marinha encontrados desde a região Bragantina (costa do Pará) até a foz do Prata. Admitiram ainda vigência de clima úmido e caráter fluvial para a sedimentação.

PEREIRA & LANDIM (1975), analisando a orientação de clastos de cascalheiras atribuídas à Formação Rio Claro, concluíram que a paleodrenagem apresentava-se com sentido de fluxo médio de NNE para SSW, semelhante ao rio Corumbataí atual. Tal conclusão concorda com o sentido geral de transporte de sedimentos proposto por BJORNBERG & LANDIM (1966) (FIGURA 9).

SOARES & LANDIM (1976) interpretaram os depósitos da Depressão Periférica Paulista como correlativos do desenvolvimento da "superfície dos Médios Interflúvios", ou "superfície do médio Tietê", de ALMEIDA (1964). Consideraram que a sedimentação se deu em bacias não-coalescentes de rios meandantes, ampliadas a montante de soleiras litológicas, durante fase de redução da taxa de basculamento regional para oeste, ocorrida a partir do limite Mioceno-Plioceno. Com base na estimativa de taxas de rebaixamento erosivo, calcularam a idade da superfície dos Médios Interflúvios (Formação Rio Claro) entre 1,2 e 1,7 Ma (limite Plio-Pleistoceno). Concomitantemente, ter-se-iam desenvolvido espessos mantos coluviais nos

interflúvios. Citaram ainda feições características dos depósitos cenozóicos, identificáveis em fotos aéreas: "presença de pequenas lagoas circulares e depressões fechadas; baixa densidade de drenagem; tonalidades claras do terreno; colinas amplas e com perfil convexo; presença de boçorocas nas frentes de erosão; cobertura vegetal do tipo cerrado" (SOARES & LANDIM 1976, p.21).

FIGURA 9 - Área coberta pelos sedimentos da Formação Rio Claro; as flechas indicam o sentido geral do transporte (BJORNBERG & LANDIM 1966).

FIGURA 10 - Mapa de situação da Formação Rio Claro (FÚLFARO & SUGUIO 1968), elaborado com base na folha geológica de São Carlos em escala 1:100.000 (MEZZALIRA 1966).

PENTEADO (1976) considerou que a Formação Rio Claro se depositou como resultado de processos de aggradação e degradação em clima semi-árido, em bacias alveolares escalonadas ao longo de antigos eixos de drenagens. Admitiu que tal escalonamento seria devido à reativação cenozóica de antigas falhas, e citou como evidência deste tectonismo a seção

epigênica do Rio Corumbataí sobre a estrutura de Pitanga, que teria funcionado como uma soleira tectônica para a deposição dos sedimentos.

CAMPOS (1979) estudou aspectos geotécnicos da Formação Rio Claro, destacando, por um lado, densidades bastante altas após compactação, com possibilidade de utilização para aterros, e, por outro, risco de colapsibilidade por saturação.

ANDRADE & SOARES (1971) (FIGURA 11) e CAVALCANTE *et al.* (1979) (FIGURA 12) estenderam a denominação de Formação Rio Claro para diversas coberturas inconsolidadas na área da Depressão Periférica, em ocorrências pequenas, descontínuas, e com até 30 metros de espessura.

No mapa geológico do Estado de São Paulo 1:500.000 (BISTRICHI *et al.* 1981) a denominação Rio Claro é limitada à área em que foi originalmente definida, sendo as demais ocorrências assinaladas como correlatas. PONÇANO (1981), no texto do mapa geológico, considerou que as correlações não se encontravam suficientemente esclarecidas, justificando a forma de representação no mapa. Em mapas mais recentes (IPT 1993) foi adotada a forma de representação de BISTRICHI *et al.* (1981), com ligeiras alterações (FIGURA 13).

Nos mapas do DAEE-UNESP (1982a e 1982b) (FIGURA 14), depósitos coluviais de espigão foram considerados como cronocorrelatos da Formação Rio Claro, admitindo-se para ambos idade plio-pleistocênica.

FREITAS *et al.* (1979), estudando as formações superficiais da Depressão Periférica Paulista a partir da folha de Leme 1:50.000, inferiram falhas de gravidade de direções NE-SW, N-S, NW-SE e E-W. Admitiram que a Depressão Periférica teria sido formada por grábens, e ampliada por erosão diferencial. O diastrofismo gerador dos grábens seria contemporâneo da formação da Bacia de Taubaté, entre o Paleoceno e o Oligoceno. Para esses autores, as formações Rio Claro e Piraçununga (esta definida na área da cidade homônima) constituem o entulhamento de fossas tectônicas (grábens) formados a essa época. A Formação Piraçununga é descrita como de origem flúvio-lacustre, constituída por sedimentos arenosos inconsolidados, não-estratificados, com seixos e cascalheiras de pequeno porte na base, e espessura não ultrapassando 20 metros.

Outros estudos sobre as formações superficiais da Depressão Periférica referem-se a extensos e delgados capeamentos de espigões, arenosos a areno-argilosos, não-estruturados (MASSOLI 1980, 1981 e 1983; TOMINAGA 1981; VIEIRA 1982a; AZEVEDO & MASSOLI 1984). Tais estudos destacaram aspectos relacionados com a potencialidade mineral e suscetibilidade à erosão dos depósitos, e seguiram as idéias de FREITAS *et al.* (1979) referentes à idade terciária, origem e correlação com a Formação Rio Claro (FIGURA 15).

MASSOLI (1981) definiu a Formação Santa Rita do Passa Quatro, constituída de depósitos relativamente menos argilosos e topograficamente mais elevados que aqueles da Formação Piraçununga. As duas formações foram consideradas terciárias.

A detailed map of São Paulo State, Brazil, illustrating its geographical features. The state's irregular border is shown as a thick black line. Major cities are highlighted with orange cross-hatched patterns and labeled: SÃO CARLOS, SANTA RITA DO PASSA-QUATRO, PIRACUNINGA, RIO CLARO, LIMEIRA, AMERICANA, SANTA BARBARA D'OESTE, SUMARE, CAMPINAS, and MOJI-GUAÍ. A network of blue lines represents the river system, including the Rio Tietê, Rio Paraíba do Sul, Rio Araraúba, Rio Jacaré-Cuaçu, Rio Corumbá, Rio Jaguari, Rio Piracicaba, Rio Capivari, Rio Alibata, and Rio Fardo. Topographic relief is depicted with yellow and green shaded areas and contour lines. The map includes a coordinate grid with latitude markings from -21°30' to -23°00' and longitude markings from 46°50' to 48°00'.

Fig. 11—Unidades estratigráficas neocenoicas representadas no mapa da PETROBRÁS (ANDRADE & SOARES 1971)(escala original 1:100.000).

Fig.12-Unidades estratigráficas neocenozóicas representadas nos mapas da CPRM (CAVALCANTE et al. 1979) (escala original 1:250.000).

Fig.13- Unidades estratigráficas neocenoicas representadas nos mapas do IPT (1993) (escala original 1:250.000).

LEGENDA

- Q [Depósitos aluviais
- TQ [Fm. Rio Claro (Plioceno - Pleistoceno)
Depósitos coluviais de espigão (Plioceno - Pleistoceno)
- T [Depósitos de cimeira (Oligoceno - Mioceno)
- Limites da Depressão Periférica

0 15 30km
 ESCALA 1:750.000

Fig.14- Unidades estratigráficas cenozóicas mapeadas pelo DAEE-UNESP (1982a e 1982b) (escala original 1:250.000).

Fig15- Formações geológicas de superfície mapeadas pela equipe do Instituto Geológico (1980 a 1987) (escala original 1:50.000).

OLIVEIRA (1987) abordou a possibilidade de utilização de depósitos da Formação Rio Claro na indústria de vidro e fundição, concluindo pela existência de locais com condições favoráveis de lavra de areia industrial.

OKA-FIORI (1987) estudou as formações superficiais entre Piracicaba e São Carlos e relacionou os depósitos, a grande maioria do tipo coluvial, a níveis de aplainamentos topográficos regionais.

FÚLFARO & BARCELOS (1989) defenderam a hipótese de movimentações verticais de idade terciária para a origem da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo, e apontaram o efeito de compensação isostática (*isostatic rebound*), ainda em curso, como responsável pelo levantamento da escarpa.

FREITAS *et al.* (1990) definiram a Fácies Vargem Grande do Sul da Formação Piraçununga, compreendendo ocorrência de sedimentos argilosos, de planície de inundação ou lago, fossilíferos, de suposta idade oligoceno-miocênica. Referiram-se ao restante da unidade, constituída de sedimentos mais grossos, arenosos, como Fácies Leme.

RICCOMINI *et al.* (1991) e RICCOMINI (1992a) descreveram falhas truncando conglomerados fluviais quaternários no vale do rio Passa-Cinco, na estrutura de Pitanga, situado a jusante da depressão onde se depositou a Formação Rio Claro.

ZAINE (1994) estudou os sedimentos da Formação Rio Claro na sua área-tipo (quadrícula topográfica de Rio Claro em escala 1:50.000), e identificou depósitos de condições energéticas (fluxos torrenciais e fluxos de massas) e um sistema fluvial mais organizado (canais espalhados, planícies de inundação e lagoas restritas). Mesmo considerando a deposição da Formação Rio Claro como o fecho deposicional do ciclo que elaborou a superfície Neogênica (MARTONNE 1943), admitiu que a idade da sedimentação remontaria, pelo menos, ao Mioceno. Além disso, identificou a presença de falhas cortando os depósitos e seu substrato, interpretadas como tendo sido geradas em dois episódios, um distensivo (Mesozóico/Paleógeno, associado à Reativação Sul-Atlântica), e outro transcorrente (Neógeno/ Quaternário, de manifestações neotectônicas geradas por esforços intraplacas). As conclusões de ZAINÉ (1994) relativas à cronologia e deformações tectônicas carecem de coerência, e exemplificam as dificuldades de interpretação dos fatores genéticos e idade da Formação Rio Claro.

7 QUESTÕES SOBRE A FORMAÇÃO RIO CLARO E DEPÓSITOS ASSOCIADOS

As principais questões que emergem do histórico sobre os estudos referentes à Formação Rio Claro e depósitos associados são:

- a) natureza e idade dos depósitos, e distinção entre a Formação Rio Claro e outras unidades neoceno-zóicas;
- b) relações da sedimentação com superfícies aplainadas;
- c) relações da sedimentação com fatores climáticos ou tectônicos.

7.1 Natureza e idade dos depósitos

Desde alguns dos estudos pioneiros (MORAES REGO 1933, BJORNBERG 1965, MEZZALIRA 1965, BJORNBERG & LANDIM 1966) os depósitos atribuídos à Formação Rio Claro têm sido referidos como englobando tanto sedimentos estratificados, fluviais, quanto coberturas incoesas maciças, com outro tipo de gênese. Esta confusão de materiais com diversas origens (sedimentos, coluviões, solo) foi apontada por FÚLFARO & SUGUIO (1968), que restringiram a denominação de Formação Rio Claro aos depósitos da região da cidade, de origem fluvial.

Talvez esta ambigüidade nos trabalhos que definiram a Formação Rio Claro tenha sido o fator determinante para que, em trabalhos subseqüentes de mapeamento, a unidade tenha sido estendida por vastas áreas da Depressão Periférica (ANDRADE & SOARES 1971, CAVALCANTE *et al.* 1979), englobando tanto depósitos fluviais quanto coberturas coluviais e eluviais. Por outro lado, as extensas coberturas inconsolidadas foram definidas e mapeadas como unidades cronológica e geneticamente correlatas à Formação Rio Claro, por outros autores (DAEE-UNESP 1982a e 1982b, FREITAS *et al.* 1979, MASSOLI 1981, FREITAS *et al.* 1990, entre outros).

A gênese e idade dos depósitos fluviais da Formação Rio Claro, conforme se apresentam no platô de Rio Claro (área-tipo), naturalmente diferem da gênese e idade das extensas coberturas incoesas tão comuns em vastas porções da Depressão Periférica, ocorrendo até mesmo sobre os depósitos da Formação Rio Claro.

A Formação Rio Claro na sua área-tipo engloba sedimentos de origem fluvial (FÚLFARO & SUGUIO 1968), com depósitos de fluxos de massa e lagoas restritas associados (ZAINÉ 1994), situados sobre a superfície Neogênica de MARTONNE (1943). Na falta de datações absolutas, a idade da Formação Rio Claro ainda é motivo de muita controvérsia (desde recente para BJORNBERG *et al.* 1964b, até eocênica para FREITAS *et al.* 1979). A posição dos depósitos, em situação de inversão de relevo, ocupando hoje um platô elevado mais de 100 metros sobre a drenagem local, revela certa antigüidade, o que tem levado a maioria dos autores a admitir idade próxima do limite Plioceno-Pleistoceno (v.g. SOARES & LANDIM 1976).

As extensas coberturas incoesas areno-argilosas sem estruturas sedimentares ("coluviões") são sem dúvida mais jovens que a Formação Rio Claro, a qual em vários locais apresenta-se sob estas coberturas.

7.2 Relações da sedimentação com superfícies aplainadas

Vários aspectos têm contribuído para que o estudo da sedimentação neoceno-zóica tenha buscado relações entre os depósitos e superfícies aplainadas (v.g. BJORNBERG & LANDIM 1966, SOARES & LANDIM 1976, PENTEADO 1976, ZAINÉ 1994). Pode-se destacar:

- a) evidente organização do relevo em níveis aplainados, muitas vezes sugestivos de ciclos evolutivos;
- b) estreita relação, em vários casos, entre determinados sedimentos e níveis aplainados;
- c) necessidade de critérios geomorfológicos para datação, ainda que relativa, dos sedimentos, dada a impossibilidade de datações absolutas.

O escalonamento do relevo em níveis aplainados na área estudada tem sido associado ora a oscilações paleoclimáticas, seguindo os postulados de BIGARELLA *et al.* (1965) e BIGARELLA & ANDRADE (1965) (v.g. BJORNBERG & LANDIM 1966, PENTEADO 1976), ora a variações nas intensidades de basculamento tectônico (SOARES & LANDIM 1976).

Apesar da controvérsia sobre a gênese das superfícies aplainadas, tem havido certa concordância de que as principais delas configuram um escalonamento do relevo com um significado cronológico relativo, sendo os níveis mais altos os mais antigos. Entretanto, como se verá nos capítulos seguintes, existem alguns tipos de sedimentos penecontemporâneos de certos níveis (v.g. a Formação Rio Claro), enquanto outros, como as extensas coberturas incoesas, cobrem indistintamente diversos níveis planálticos.

7.3 Relações da sedimentação com fatores climáticos ou tectônicos

Há uma tendência, entre os adeptos da hipótese de origem climática para as superfícies aplainadas, de considerar os depósitos como correlativos da pedimentação (BJORNBERG & LANDIM 1966, PENTEADO 1976). Nesta linha de hipóteses, surgem dificuldades em compatibilizar os depósitos de planície de inundação da Formação Rio Claro com o clima semi-árido admitido para a pedimentação, o que levou BJORNBERG & LANDIM (1966) a considerar somente os sedimentos maciços como correlativos das fases semi-áridas, enquanto os sedimentos de planície de inundação corresponderiam a fases mais úmidas, entre as fases de pedimentação.

PENTEADO (1976) considerou que a acumulação da Formação Rio Claro resultaria da conjugação de fatores climáticos e tectônicos. Entretanto, neste caso, a natureza dos depósitos (planície de inundação, de clima úmido) também não é coerente com o clima admitido para a sedimentação (semi-árido).

Vários autores admitem causas tectônicas para a sedimentação, sejam basculamentos regionais (SOARES & LANDIM 1976), seja tectônica rúptil, com formação de falhas e geração de barramentos da drenagem ou depressões (FÚLFARO & SUGUIO 1968 e 1974, PENTEADO 1976, FREITAS *et al.* 1979, ZAINÉ 1994).

8 NÍVEIS PLANÁLTICOS

Existe certo consenso de que os topos das colinas da Depressão Periférica sejam subnivelados por superfícies de idade neogênica (MARTONNE 1943, ALMEIDA 1964, AB'SÁBER 1972, PENTEADO 1976, entre outros).

Em trabalhos mais recentes, o IPT (1992a e 1992b) cartografou os níveis planálticos do limite oriental da Depressão Periférica, e do Planalto Atlântico adjacente. Estes trabalhos, que objetivaram organizar os principais compartimentos do relevo do ponto de vista cronológico, identificaram quatro níveis planálticos regionais:

- a) planaltos subnivelados pela superfície cimeira (*A*), a mais antiga e elevada da região (paleogênica), com caimento no sentido da antiga drenagem conseqüente (para noroeste);
- b) planaltos subnivelados pela superfície intermediária (*I*), com caimentos diversos da rede de drenagem atual;
- c) primeiro nível de planaltos rebaixados (*B*), com nítido contorno erosivo, desenvolvendo-se ao longo dos principais cursos d'água;
- d) segundo nível de planaltos rebaixados (*Bd*), também com nítido controle erosivo, relacionado às calhas de drenagem.

Destes quatro níveis planálticos, somente o *B* e o *Bd* ocorrem dentro dos limites da Depressão Periférica na área estudada pelo IPT (1992a e 1992b). Destes, o nível *B* ocorre em setores restritos sobrelevados, junto aos limites da Depressão Periférica, enquanto o nível *Bd* é reconhecido amplamente na área das colinas sedimentares.

Ao longo do vale do rio Tietê, e na porção de jusante do vale do rio Piracicaba dentro da área estudada, reconheceu-se, no presente levantamento, outro nível, pouco desenvolvido, rebaixado em relação ao *Bd*, aqui denominado informalmente nível *R* (DESENHO 2).

8.1 Nível planáltico *A* (superfície cimeira)

Corresponde à superfície das Cristas Médias de MARTONNE (1943) e de PENTEADO (1976), e à superfície Sul Americana de KING (1956) e SOARES & LANDIM (1976). Aparece nas seguintes situações:

- a) nas serras de Itaqueri e São Pedro (840 a 1.068 m);
- b) no platô de São Carlos (830 a 1.058 m);
- c) nas serras do Onofre e do Córrego Fundo, a nordeste de Santa Rita do Passa Quatro (860 a 1.005 m);
- d) na serra do Sertãozinho, a sul de Tambaú (805 a 957 m).

Todas estas áreas estão incluídas na província geomorfológica das Cuestas Basálticas.

O nível *A* apresenta forte controle litoestrutural, sendo freqüentemente sustentado por rochas básicas do magmatismo Serra Geral. Na serra de Itaqueri e platô de São Carlos preserva o caimento conseqüente monoclinal para noroeste.

8.2 Nível planáltico *I* (superfície intermediária)

Corresponde à superfície Intermediária-Serra de Santana de PENTEADO (1976) e à superfície dos Altos Interflúvios de SOARES & LANDIM (1976). Aparece nas seguintes situações:

- a) em toda a porção oeste-noroeste da área (720 a 890 m), flanqueando as elevações do nível *A*, e no platô de Itirapina, dentro da província das Cuestas Basálticas;
- b) ao longo do limite entre a Depressão Periférica e o Planalto Atlântico, na borda leste da área (820 a 1.020 m), onde seus topos podem em parte confundir-se com os topos da superfície Itaguá (ALMEIDA 1964), exumada de sob os sedimentos da Bacia do Paraná.

Na área das Cuestas Basálticas não é raro o nível *I* apresentar forte controle litoestrutural, principalmente pelas rochas básicas do magmatismo Serra Geral, e às vezes pelos arenitos da Formação Pirambóia.

No platô de Itirapina e na área da serra da Cachoeira, a norte de Tambaú, o nível *I* preserva o caimento monoclinal conseqüente para noroeste. Em outros locais apresenta caimento nitidamente erosivo, no sentido dos rios que o atravessam (Moji-Guaçu e afluentes).

8.3 Nível planáltico *B* (primeira superfície rebaixada)

Corresponde ao mais elevado dos extensos subnívelamentos de topo das colinas da área da Depressão Periférica, abrangendo a superfície de Urucaia de PENTEADO (1976). Junto com o nível planáltico *Bd* corresponde à superfície Neogênica de MARTONNE (1943). Aparece nas seguintes situações:

- a) em toda a porção limítrofe entre as Cuestas Basálticas e Depressão Periférica (610 a 750 m);
- b) em toda a porção limítrofe entre o Planalto Atlântico e Depressão Periférica (650 a 820 m), onde seus topos podem em parte confundir-se com os topos da superfície Itaguá (ALMEIDA 1964), exumada de sob os sedimentos da Bacia do Paraná;
- c) no interflúvio entre as bacias hidrográficas do Pardo e do Moji-Guaçu (610 a 750 m);
- d) no interflúvio entre as bacias hidrográficas do Moji-Guaçu e do Piracicaba (650 a 750 m);
- e) ao longo do vale do rio Moji-Guaçu, já adentrando as províncias das Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental (560 a 650 m).

Ocasionalmente o nível *B* mostra forte controle lito-estrutural, o que ocorre em alguns limites com o nível inferior *Bd*. Apresenta caimento nitidamente erosivo, no sentido dos principais rios.

A ocorrência de depósitos atribuídos à Formação Rio Claro tanto sobre o nível *B* quanto o *Bd* é um argumento de que eles possam ser cronocorrelatos.

8.4 Nível planáltico *Bd* (segunda superfície rebaixada)

É o principal subnívelamento de topo das colinas na área da Depressão Periférica, correspondendo à superfície do Médio Tietê (ALMEIDA 1964), à superfície de Rio Claro (PENTEADO 1976) e à superfície dos Médios Interflúvios (SOARES & LANDIM 1976). Junto com o nível planáltico *B* corresponde à superfície Neogênica de MARTONNE (1943). Aparece nas seguintes situações:

- a) ao longo do vale do rio Pardo (600 a 670 m);
- b) ao longo do vale do rio Moji-Guaçu (520 a 680 m);
- c) ao longo do vale dos rios Piracicaba-Tietê (550 a 660 m).

No vale do rio Corumbataí, afluente do Piracicaba, o nível *Bd* apresenta notável desenvolvimento (580 a 670 m), o mesmo acontecendo com o nível *R*. Há duas hipóteses para explicar tal fato:

- a) erosão facilitada em área com litologias mais brandas (rochas sedimentares) cercada por ocorrências de derrames e soleiras de rochas básicas;
- b) pulsações tectônicas na área da estrutura de Pitanga, com alternância de discretos movimentos ascendentes e descendentes, favorecendo a erosão remontante.

O nível *Bd* apresenta caimento nitidamente erosivo, no sentido dos principais rios.

8.5 Nível planáltico *R* (terceira superfície rebaixada)

É representado por nivelamentos de topos abaixo da cota 590 metros, ligados às calhas dos rios Piracicaba e Tietê, com depósitos de cascalhos associados. Corresponde aos Baixos Níveis de PENTEADO (1976) e aos Baixos Terraços de SOARES & LANDIM (1976). Testemunha um nível de aplainamento mais jovem e menos desenvolvido, não reconhecido na região estudada pelo IPT (1992a e 1992b). Aparece nas seguintes situações:

- a) ao longo do vale do rio Piracicaba (490 a 570 m);
- b) ao longo do vale do rio Tietê (490 a 570 m).

Também apresenta notável desenvolvimento no vale do rio Corumbataí, afluente do Piracicaba (530 a 590 m).

No vale do rio Piracicaba, o nível *R* é fortemente controlado por soleiras de diabásio, que ocorrem na altura da cidade de Piracicaba, onde a faixa correspondente a este nível planáltico apresenta acentuado estreitamento, e na cidade de Santa Bárbara d'Oeste, onde o nível *R* deixa de ser mapeável na escala 1:250.000.

8.6 Os níveis planálticos e os limites da Depressão Periférica

Os limites da Depressão Periférica adotados neste estudo são aqueles definidos pelo IPT (1979), com base na divisão da área em "sistemas de relevo", que constituem classificação das formas sem levar em conta altitudes relativas. Assim, é natural que os limites da Depressão Periférica não correspondam exatamente aos limites dos níveis planálticos, o que pode ser constatado no DESENHO 2.

Visto que a Depressão Periférica é definida como compartimento geomorfológico rebaixado, nivelado pela superfície Neogênica, e que esta engloba os níveis planálticos *B* e *Bd*, parece mais correto que a delimitação da Depressão Periférica corresponda à delimitação destes dois níveis planálticos.

9 ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS NEOCENOZÓICOS

A FIGURA 16 apresenta a proposta de organização cronológica dos eventos e depósitos associados para a área. Esta proposta já foi em parte antecipada por MELO & PONÇANO (1983), IPT (1992a), MELO (1994) e outros autores. Baseia-se na caracterização faciológica dos sedimentos, interpretação dos processos e ambientes deposicionais, relações com o relevo e cronologia relativa dos eventos ligados à sua gênese.

Os ANEXOS A, B, C e D apresentam os resultados das análises sedimentológicas (granulometria, minerais pesados, leves e de argila), que subsidiaram a distinção e interpretação das diferentes unidades propostas. As FIGURAS 17 a 19 apresentam os valores médios de alguns dos principais atributos das unidades.

Na FIGURA 16, adotou-se grafar *TQ* para os depósitos supostos relativamente antigos, mas cuja idade não se pode precisar, e para os depósitos que se distribuem desde o Neógeno até o Quaternário. Para alguns depósitos (*TQca* e *Qca*, por exemplo), a constituição e gênese são semelhantes, mas a situação geomorfológica permitiu a datação relativa, considerando-se mais jovens (*Qca*) aqueles situados mais próximos do nível de base atual.

Ressalte-se que parte das unidades interpretadas não é mapeável na escala 1:250.000, razão pela qual parece preferível adotar as designações apresentadas a seguir, algumas delas ainda em caráter informal.

9.1 Formação Rio Claro (*Trc*)

Compreende depósitos mapeáveis na escala 1:250.000, situados dentro dos limites da Depressão Periférica, em situação de topo nos relevos colinosos.

SEDIMENTOS CONTINENTAIS QUATERNÁRIOS

Qa	Qc	Qca	Qce	Qf	Ql	Qb	Qt	Qg
-----------	-----------	------------	------------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------

SEDIMENTOS CONTINENTAIS TERCIÁRIOS-QUATERNÁRIOS

TQa	TQt	TQca	TQcf	TQf
------------	------------	-------------	-------------	------------

FORMAÇÃO RIO CLARO - TERCIÁRIO

Trcl	Trcc	Trca	Trcm
-------------	-------------	-------------	-------------

- Qa:** aluviões em planícies e baixos terraços;
Qc: cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta;
Qca: depósitos colúvio-aluviais em baixos terraços;
Qce: depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas;
Qf: depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais junto à escarpa de cuesta;
Ql: depósitos lacustres em depressões fechadas;
Qb: depósitos de fundo de boçorocas;
Qt: cascalhos aluviais em terraços intermediários;
Qg: depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais;
TQa: depósitos aluviais em rampas e terraços elevados;
TQt: cascalhos aluviais em terraços elevados;
TQca: depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados;
TQcf: couraças ferruginosas
TQf: depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais separados da escarpa da cuesta;
Trcl: Formação Rio Claro - lamitos de processos gravitacionais;
Trcc: Formação Rio Claro - cascalhos e areias de canais e barras fluviais;
Trca: Formação Rio Claro - areias finas de rompimento de diques marginais;
Trcm: Formação Rio Claro - finos de transbordamento em planície de inundação.

FIGURA 16 - Proposta de organização das unidades estratigráficas neocenozóicas da porção centro-leste da Depressão Periférica.

9.1.1 Distribuição

Os depósitos atribuídos à Formação Rio Claro ocorrem mais extensamente no platô de Rio Claro, e, de forma mais descontínua, nas proximidades do limite leste da Depressão Periférica, junto ao Planalto Atlântico, onde já foram descritos por FERNANDES *et al.* (1994). Apresentam espessura máxima da ordem de 20 a 40 metros na área do platô de Rio Claro (COTTAS 1983, ZAINE 1994), e de cerca de uma dezena de metros na borda leste da Depressão Periférica. Ocorrem sobre substrato de sedimentos paleozóicos com suaves irregularidades topográficas, responsáveis em parte pelas variações de espessura dos depósitos.

As amostras provenientes destas duas áreas de ocorrência (ANEXOS A, B, C e D, FIGURAS 17 a 22) foram tratadas separadamente nos estudos sedimentológicos, adotando-se, para distingui-las, o sufixo E para aquelas provenientes do limite leste da Depressão Periférica, e o sufixo W (oeste) para aquelas provenientes da área do platô de Rio Claro.

As semelhanças granulométricas (FIGURAS 20 e 21), mineralógicas (FIGURA 22), faciológicas e de situação na morfologia motivaram considerar os depósitos da borda leste da Depressão Periférica como pertencentes à Formação Rio Claro, o que, aliás, já havia sido proposto por diversos autores (v.g. ANDRADE & SOARES 1971, CAVALCANTE *et al.* 1979, BASEI *et al.* 1985/86, FREITAS *et al.* 1990, FERNANDES *et al.* 1994).

Considerando-se as características texturais e mineralógicas da fração leve dos sedimentos, as principais diferenças entre os depósitos atribuídos à Formação Rio Claro são (ANEXO C):

- a) maior proporção de grãos de quartzo anguloso, feldspatos e micas (contribuição do embasamento próximo e relevo relativamente mais movimentado) na borda leste da Depressão Periférica;
- b) maior proporção de grãos de quartzo foscos (herança de sedimentos eólicos remanejados) na área do platô de Rio Claro.

9.1.2 Constituição

Foram reconhecidas as seguintes litofácies principais dentro da Formação Rio Claro:

Trcl: compreende depósitos de sedimentos imaturos textural e mineralogicamente, usualmente sem estratificação ou com estratificação incipiente, contendo grande proporção de matriz fina e clastos de tamanho variável (usualmente centimétricos), dispersos caoticamente na matriz (lamitos) (FIGURA 29); ocorre sotoposta (locais RC-O9 e RC-19, FIGURAS 23 e 24), intercalada (locais RC-29, MG-331, CM-359) e sobreposta (FIGURA 27) em relação aos depósitos fluviais mais típicos; é interpretada como tendo sido formada por processos gravitacionais (corridas de lama, coluvionamento), observados sobretudo nas áreas próximas aos relevos mais acidentados do limite leste da Depressão Periférica, junto ao Planalto Atlântico; na região do platô de Rio Claro, tais lamitos, delgados e sempre situados na base dos sedimentos, devem corresponder a paleo-colúvios;

FIGURA 17 - Porcentagem média das classes texturais das unidades estratigráficas neocenoicas da porção centro-leste da Depressão Periférica (a=argila, s=silte, A=areia, G=grânulo, S=seixos).

FIGURA 18 - Parâmetros estatísticos médios da fração areia das unidades estratigráficas neocenoicas da porção centro-leste da Depressão Periférica (D.M.=diâmetro médio, D.P.=desvio padrão)

Trcc: compreende depósitos de cascalhos, usualmente com clastos arredondados de quartzo e quartzito imbricados (FIGURA 25), intimamente associados com areias de textura variável com estratificação cruzada acanalada e tabular (FIGURAS 23, 24, 26, 27 e 30); é interpretada como depósitos de fundo de canal fluvial (cascalhos) e barras de pontal (areias) em sistema fluvial meandrante;

Trca: compreende depósitos de areia predominantemente fina, com estratificação planoparalela e cruzada acanalada e às vezes laminações cavalgantes, com delgadas intercalações de argila, com deformações por sobrecarga (FIGURAS 24, 30, 31 e 37); é interpretada como depósitos de rompimento de diques marginais em sistema fluvial meandrante;

Trcm: compreende principalmente depósitos argilosos a silto-argilosos com estratificação e laminação distinta a indistinta, contendo impressões de folhas e caules, pistas fósseis e apresentando deformações por sobrecarga (FIGURAS 24, 27, 30, 31, 32 e 37); é interpretada como depósitos de planície de inundação de sistema fluvial meandrante.

Além destas quatro litofácies principais, a Formação Rio Claro apresenta também delgado horizonte de conglomerado basal (FIGURAS 28 e 30), cuja constituição reflete a contribuição das rochas sedimentares do substrato.

FIGURA 19 - Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes das unidades estratigráficas neoceno-zóicas da porção centro-leste da Depressão Periférica (ZTR=zircão+turmalina+rutilo; ver ANEXO B para identificação de minerais instáveis e estáveis).

FIGURA 20 - Porcentagem média das classes texturais das litofácies da Formação Rio Claro (a=argila, s=silte, A=areia, G=grânulo, S=seixos).

FIGURA 21 - Parâmetros estatísticos médios da fração areia das litofácies da Formação Rio Claro (D.M.=diâmetro médio, D.P.=desvio padrão).

O mapa do DESENHO 3 mostra as áreas de predominância das diferentes litofácies, quando a distinção é possível. Não são mapeadas áreas de predominância da litofácies *Trca*, pois ela ocorre sempre subordinada em relação às demais. Quando não foi possível definir a litofácies predominante, seja pela escassez de afloramentos, seja pela presença de várias litofácies associadas, utilizou-se no mapa a simbologia *Trci* (depósitos indiferenciados da Formação Rio Claro).

9.1.3 Fósseis

Os primeiros relatos de fósseis em sedimentos posteriormente atribuídos à Formação Rio Claro são de MEZZALIRA (1961/62), que se referiu a prováveis restos de monocotiledôneas. No mesmo trabalho referiu-se a folhas atribuídas às ordens Myrtales, Ranales, Ebenales e Rutales no jazigo de Vargem Grande do Sul (local BV-289), aqui atribuído à Formação Rio Claro.

Seguiram-se os relatos de BJORNBERG *et al.* (1964b), que identificaram nos "sedimentos modernos" do platô de Rio Claro as famílias Nympheaceae, Potamogetonaceae ou Alismataceae (Helobiae), semelhantes a formas aquáticas viventes ainda hoje.

FIGURA 22 - Porcentagem média de tipos de minerais pesados transparentes das litofácies da Formação Rio Claro (ZTR=zircão+turmalina+rutilo; ver ANEXO B para identificação de minerais instáveis e estáveis).

FIGURA 23 - Predominância de litofácies *Trcc* da Formação Rio Claro (1: argilito da Formação Corumbataí *Pc*; 2: lamito - *Trcl*; 3: areias cascalhentas e cascalhos, ocasionalmente com imbricação dos clastos - *Trcc*; 4: argilas - *Trcm*; 5: cobertura colúvio-eluvial areno-argilosa - *Qce*) (local RC-19, Rodovia SP-191, a nordeste de Rio Claro) (A: local de coleta da amostra dos ANEXOS A, B, C e D).

FIGURA 24 - Litofácies *Trcl*, *Trcc*, *Trca* e *Trcm* da Formação Rio Claro (1: siltito da Formação Corumbataí - *Pc*; 2: lamitos - *Trcl*; 3: areias cascalhentas - *Trcc*; 4: areia predominantemente fina com delgados leitos de argila com impressões de folhas e caules - *Trca*; 5) argila com impressões de folhas e caules e estruturas de sobrecarga (pequenos diápiros de argila) - *Trcm*; 6: cobertura colúvio-eluvial arenosa, com raros fragmentos de carvão vegetal até 2 metros de profundidade - *Qce*) (local RC-09, Mineração Mandu, em Ajapi, ao norte de Rio Claro) (baseado em ZAINÉ 1994, modificado) (A-C: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D).

FIGURA 25 - Clastos imbricados de depósitos de canal da litofácies *Trcc* da Formação Rio Claro, indicando paleocorrente para a esquerda da foto (local RC-19, noroeste de Rio Claro).

FIGURA 26 - Areias e areias conglomeráticas de barras de pontal da litofácies *Trcc* da Formação Rio Claro (local RC-09, norte de Rio Claro).

FIGURA 27 - litofácies *Trcc*, *Trcm* e *Trcl* da Formação Rio Claro (1: areias grossas - *Trcc*; 2: argilas, ocasionalmente com impressões de folhas e caules - *Trcm*; 3: lamitos - *Trcl*; 4: cobertura colúvio-eluvial areno-argilosa - *Qce*) (local BV-289, cava abandonada próxima a Vargem Grande do Sul) (A-E: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D).

FIGURA 28 - Conglomerado basal da Formação Rio Claro, em contato sobre siltito da Formação Corumbataí (local RC-29, sítio urbano de Rio Claro).

FIGURA 29 - Lamito da litofácies *Trcl* da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica (local BV-289, sul de Vargem Grande do Sul).

FIGURA 30 - Litofácies *Trcc*, *Trca* e *Trcm* da Formação Rio Claro (1: silte arenoso do Subgrupo Itararé *CPi*; 2: cascalho com matriz arenosa *Trcc*; 3: argila laminada com impressões de folhas e caules - *Trcm*; 4: intercalações de argilas e areias com marcas onduladas, laminações cavalgantes e crostas limoníticas - *Trca*; 5: areias sem estratificação visível - *Trcc*; 6: cobertura colúvio-eluvial areno-argilosa - *Qce*) (local CA-373, Rodovia Paulínia-Cosmópolis, na margem direita do rio Atibaia) (A-B: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D).

DUARTE & REZENDE-MARTINS (1983 e 1985) estudaram diversas impressões de folhas provenientes do jazigo de Vargem Grande do Sul, e identificaram vários gêneros, interpretados como indicativos de uma cobertura vegetal semelhante ao cerradão, com árvores de menor porte e com umidade menor que a mata pluvial tropical atual.

MARTINS-NETO (1989) descreveu asa de inseto do jazigo de Vargem Grande do Sul, atribuindo-a a um homóptero cercopídeo, com características não verificáveis em cercopídeos recentes, o que o levou a sugerir uma idade a partir do Mioceno, não ultrapassando o Plioceno, para a forma encontrada.

ZAINE (1994) descreveu, na área do platô de Rio Claro, restos vegetais indeterminados, outros semelhantes aos descritos por BJORNBERG *et al.* (1964b), e ainda oogônios de carófitas, e impressões atribuídas a angiosperma e pteridófitas. Aquele autor afirmou que os oogônios de carófitas seriam de algas de água doce.

Durante os levantamentos de campo ora realizados foram observadas impressões de folhas e caules em diversos afloramentos (RC-08, RC-09, BV-289, CM-350, CA-373, RC-432). Todas as formas presentes nas amostras coletadas (examinadas pelo Paleontólogo Fernando Cilento Fittipaldi, do Instituto Geológico da SMA-SP) apresentam caráter moderno, com provável relação taxonômica com formas atuais. A maioria das formas é atribuída às Magnoliopsida, aparecendo também prováveis fragmentos de Liliopsida, sugerindo, com dúvidas, a família Typhaceae. Destaca-se uma folha atribuída ao gênero *Maytenus* (FIGURA 33), já descrita anteriormente no jazigo de Vargem Grande do Sul por DUARTE & REZENDE-MARTINS (1983). Este gênero ocorre ainda hoje em todo o Brasil, predominando nas zonas tropical e subtropical.

No local CA-373 foi encontrada também uma pista fóssil (FIGURA 34), examinada pelo Paleontólogo Antônio Carlos Sequeira Fernandes (Museu Nacional e UERJ), que a atribuiu a um provável crustáceo anostráceo de água doce, cuja distribuição vem desde o Eoceno até os tempos atuais. Se confirmado, este registro constituirá ocorrência inédita no Terciário brasileiro.

Delgados leitos centimétricos escuros, portadores de matéria orgânica decomposta, incluídos na litofácies *Trem* do local RC-09, foram analisados quanto ao seu conteúdo palinológico, pelo Geólogo Mitsuru Arai (PETROBRÁS-CENPES). Infelizmente mostraram-se estéreis, apesar da presença de alguns restos orgânicos que poderiam ser palinomorfos severamente oxidados.

De modo geral, o conteúdo paleontológico dos depósitos atribuídos à Formação Rio Claro, apesar de não escasso, ainda não permitiu avançar muito com relação a interpretações cronológicas e paleoambientais, o que poderia ser realizado com estudos específicos.

FIGURA 31 - Areias finas (litofácies *Trca*) e argilas (litofácies *Trcm*) da Formação Rio Claro com deformação por sobrecarga (diápíro) (local RC-09, norte de Rio Claro).

FIGURA 32 - Argilas da litofácies *Trcm* da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica (local CA-373, norte de Campinas).

FIGURA 33 - Impressão de folha (gênero *Maytenus*) em argilas da litofácies *Trcm* da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica (local CA-373, norte de Campinas).

FIGURA 34 - Pista de provável crustáceo anostráceo de água doce em argilas da litofácies *Trcm* da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica (local CA-373, norte de Campinas).

9.1.4 Sistemas deposicionais e paleoclima

As litofácies reconhecidas na Formação Rio Claro indicam sedimentação em sistema fluvial meandrante, para o qual se admite baixos gradientes e clima úmido (v.g. COLLINSON 1986).

Os fósseis vegetais encontrados têm sido interpretados como indicadores de situações variando de áreas alagadas (BJORNBERG *et al.* 1964b) a cerradão com umidade menor que a mata pluvial tropical (DUARTE & REZENDE-MARTINS 1985).

A quase ausência de minerais pesados instáveis e os valores de ZTR relativamente altos mesmo para os depósitos da borda leste da Depressão Periférica (FIGURAS 19 e 22) são sugestivos de condições de intemperismo químico pronunciado, sob clima quente e úmido. A abundância de caulinitas detríticas (FIGURAS 35 e 36) e a inexistência de argilas esmectíticas nos sedimentos da Formação Rio Claro (ANEXO D), apesar de fontes portadoras destas argilas (unidades Itararé-Aquidauana e Formação Corumbataí) são outras evidências das condições de pronunciado intemperismo químico.

9.1.5 Paleocorrentes

Foram medidas estratificações cruzadas e clastos imbricados da litofácies *Trcc* (TABELA 1). As estratificações cruzadas comumente são acanaladas, mas partiu-se do princípio que um número suficiente de medidas tenderia a dar como azimuth médio um valor próximo da paleocorrente, apesar de grande dispersão dos dados. Isto pode explicar em parte os altos valores de desvio padrão na TABELA 1.

Os resultados obtidos (FIGURA 38), embora em pequeno número, mostram paleocorrente com predominância de sentido concordante com o rio Corumbataí atual, corroborando proposição de BJORNBERG & LANDIM (1966) (FIGURA 9), e com os resultados de PEREIRA & LANDIM (1975).

local	unidade estratig.	dado	número de dados	VM	S	RC
RC-08	Trc	estratif. cruzada	45	138	62	41
RC-09	Trc	estratif. cruzada	38	163	63	39
RC-15	Trc	estratif. cruzada	13	289	56	53
RC-19	Trc	clastos imbricados	12	176	32	84

TABELA 1 - azimuth da paleocorrente de sedimentos da Formação Rio Claro (VM=azimuth do vetor médio; S=desvio padrão angular; RC=razão de consistência em porcentagem; os valores de VM e S correspondem a azimuths em graus, calculados de acordo com POTTER & PETTIJOHN 1977 e MATOS 1995) (ver FIGURA 38).

FIGURA 35 - Caulinita detrítica e neoformada em depósitos da litofácies *Trcl* da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica (local AP-354, norte de Jaguariúna).

FIGURA 36 - Caulinita detrítica em depósitos da litofácies *Trcm* da Formação Rio Claro na sua área-tipo (local RC-08, sítio urbano de Rio Claro).

FIGURA 37 - Depósitos da Formação Rio Claro (litofácies *Trca* e *Trcm*) recobertos por depósitos de fundo de boçorocas (*Qb*), por coberturas colúvio-eluviais (*Qce*) e por turfeira (*Qa*) (1: argilas laminadas com impressões de folhas e caules - *Trcm*, com intercalações de areia fina - *Trca* ; 2: areia argilosa maciça a areia fina com estratificação cruzada acanalada - *Qb*; 3: cobertura colúvio-eluvial areno-argilosa, com fragmentos de carvão vegetal até 1,5 m de profundidade - *Qce*; 4: turfa - *Qa*) (local RC-432, boçoroca da Vila Nova, em Rio Claro) (A-D: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D).

9.1.6 Relações estratigráficas

Na área do platô de Rio Claro, a Formação Rio Claro aparece sempre sobreposta à Formação Corumbataí, do Permiano Superior (FIGURAS 23, 24 e 28). Na borda leste da Depressão Periférica está sobreposta ao Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana (FIGURA 30), e, em Vargem Grande do Sul, aparece diretamente sobre o embasamento pré-cambriano (local BV-290).

A Formação Rio Claro é recoberta pelos depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos (*Qce*) (FIGURAS 23, 24, 27, 30 e 37) e por depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais (*Qg*) (local RC-09), tendo sido estas as únicas relações de contato observadas nos trabalhos de campo.

9.1.7 Associações com os níveis planálticos

Tanto na área do platô de Rio Claro quanto na borda leste da Depressão Periférica, a Formação Rio Claro ocorre sobre o nível planáltico *Bd*. A única exceção é a ocorrência de Vargem Grande do Sul (locais BV-289 e BV-290), que se situa sobre o nível planáltico *B*, elevado em relação ao *Bd*.

Admitindo-se que a ocorrência de Vargem Grande do Sul realmente corresponda à Formação Rio Claro, ela vem reforçar a suposição de que a Depressão Periférica seja nivelada por mais de uma superfície de mesma idade (ALMEIDA 1964, AB'SÁBER 1969b, MODENESI 1974, PENTEADO 1976), correspondentes à superfície Neogênica de MARTONNE (1943).

9.1.8 Idade e correlações

A idade da Formação Rio Claro tem sido muito discutida. Com base nos fósseis vegetais nela reconhecidos, BJORNBERG *et al.* (1964a e 1964b) admitiram idade recente, enquanto BJORNBERG & LANDIM (1966) atribuíram-lhe idade neocenozóica, da mesma forma que FÚLFARO & SUGUIO (1968).

AB'SÁBER (1969a) considerou-a pleistocênica inferior, com base no fato de o assoalho da bacia de acumulação configurar uma ampla superfície alveolar rasa, ligeiramente embutida abaixo da superfície Neogênica.

FÚLFARO & SUGUIO (1974) atribuíram-lhe idade miocênica, com base na hipotética correlação com eventos tectônicos e sedimentação continentais.

CAVALCANTE *et al.* (1979) consideraram-na quaternária, com base nas interpretações de BJORNBERG & LANDIM (1966).

SOARES & LANDIM (1976) consideraram-na como posicionada na "superfície dos médios interflúvios" ou "superfície do médio Tietê" de ALMEIDA (1964), cuja elaboração teria ocorrido no limite Plioceno-Pleistoceno, idade inferida com base em estimativa de taxa de rebaixamento erosivo.

PENTEADO (1976) considerou pliocênica a fase de pediplanação que elaborou o primitivo assoalho da bacia de Rio Claro, e pleistocênica inferior a acumulação de sedimentos em alvéolos escalonados pela reativação de falhas.

DUARTE & REZENDE-MARTINS (1985) propuseram idade holocênica para os depósitos de Vargem Grande do Sul, com base na grande porcentagem, entre os vegetais fósseis presentes, de famílias atualmente em plena evolução.

MARTINS-NETO (1989) sugeriu idade a partir do Mioceno, não ultrapassando o Plioceno, para o inseto homóptero cercopídeo encontrado em Vargem Grande do Sul, baseando-se em diferenças anatômicas em relação aos cercopídeos recentes.

ZAINE (1994) admitiu que a idade de Formação Rio Claro na área-tipo seria mais antiga do que o geralmente aceito, devendo remontar, pelo menos, ao Mioceno. Baseou tal conclusão na constatação de que os depósitos estão truncados por estruturas atribuídas a fase de tectônica distensiva supostamente ocorrida no Mesozóico/Paleógeno, o que é um argumento muito questionável, porque, por outro lado, admitiu que a deposição da Formação Rio Claro marcaria o fecho deposicional do ciclo que elaborou a superfície Neogênica de MARTONNE (1943).

Os elementos disponíveis até o momento dão conta de que a idade da Formação Rio Claro ainda deve ser considerada indefinida, apesar de alguns argumentos paleontológicos e geomorfológicos apontarem para uma idade neogênica (Mioceno-Plioceno). Neste sentido, é significativa a estreita correlação da Formação Rio Claro com os níveis planálticos *Bd* e *B* (principalmente o primeiro), que nivelam as colinas da Depressão Periférica, sendo englobados na superfície Neogênica. Apesar de esta superfície também não apresentar nenhuma datação absoluta, parece aceitável que corresponda à primeira fase glacial global, ocorrida no Plioceno Superior (2,4-2,3 Ma, MÖRNER 1991), quando se iniciou a alternância de fases glaciais e interglaciais características do Quaternário, em consequência de padrões de circulação oceânica e atmosférica induzidos por reorganizações tectônicas globais (MÖRNER 1993).

A associação de fases glaciais globais com fases de pedimentação e elaboração de superfícies aplainadas já foi proposta para o Sul e Sudeste do Brasil por BIGARELLA & ANDRADE (1965), que associaram a primeira fase glacial ao Pediplano Pd₁.

Possíveis unidades cronocorrelatas da Formação Rio Claro no Estado de São Paulo são a Formação Pariquêra-Açu do rio Ribeira do Iguape (MELO 1990) e a Formação Pindamonhangaba da Bacia de Taubaté (RICCOMINI 1989), esta última considerada também neogênica (MANCINI & RICCOMINI 1994). A situação geomorfológica destas três unidades (associação com níveis planálticos equivalentes de idade neogênica), a presença de fatores paleoclimáticos e paleoambientais comuns apontam para possível sincronismo deposicional, embora as condições tectônicas admitidas apresentem certas diferenças: calmaria tectônica entre dois eventos transcorrentes para a Formação Pindamonhangaba, esforços distensivos E-W para a Formação Pariquêra-Açu, movimentação de falhas com movimentação vertical para a Formação Rio Claro.

9.1.9 Fatores associados à gênese dos sedimentos

A observação da FIGURA 38 mostra:

- a) nítida relação dos sedimentos da Formação Rio Claro na sua área-tipo com o nível planáltico *Bd*;
- b) paleocorrentes dos depósitos da Formação Rio Claro indicando paleodrenagem com sentido predominante de NNE para SSW, similar à drenagem atual;
- c) localização dos sedimentos a montante da estrutura de Pitanga;
- d) localização dos sedimentos a montante de barramentos litológicos representados por soleiras de diabásio, sendo as principais aquelas situadas junto às confluências dos rios Corumbataí/Claro e Passa-Cinco/Cabeça;
- e) existência de áreas soerguidas do nível planáltico *Bd* na margem esquerda do rio Corumbataí (até 678 m) e margem direita do rio Passa-Cinco (até 670 m);

FIGURA 38 - Relações dos depósitos da Formação Rio Claro com as estruturas e feições geomorfológicas mais importantes (1 - sedimentos da Formação Rio Claro; 2 - soleiras de diabásio; 3 - áreas soerguidas do nível planáltico Bd; 4 - escarpas de cuesta; 5 a 9 - níveis planálticos A, I, B, Bd, R, respectivamente; 10 - limites aproximados da estrutura de Pitanga; 11 - falhas com movimentação vertical reativadas no Neocenozóico; 12 - azimute da paleocorrente de depósitos da Formação Rio Claro).

- f) localização dos sedimentos em bloco rebaixado a montante de prováveis falhas com movimentação vertical reativadas no Neoceno-zóico, situadas aproximadamente ao longo do vale dos rios Corumbataí (direção NE-SW) e Passa-Cinco (direção NW-SE).

Estas observações sugerem que o fator determinante da acumulação de sedimentos neoceno-zóicos na área da cidade de Rio Claro tenha sido a atividade de falhas com movimentação vertical na área da estrutura de Pitanga.

As principais destas falhas são aquelas dos rios Passa-Cinco (direção NW-SE) e Corumbataí (direção NE-SW). A falha do rio Passa-Cinco já foi mapeada e referida há muito tempo (v.g. ANDRADE & SOARES 1971, SOARES 1974, BRANDT NETO *et al.* 1981, SOUZA FILHO 1983), pois é estrutura que trunca nitidamente as unidades paleozóicas da Bacia do Paraná e encaixa diques de diabásio, constituindo o limite norte da estrutura de Pitanga. Trata-se, portanto, de uma estrutura com atividade marcante no Mesozóico. Sua reativação neoceno-zóica é indicada principalmente pela acumulação dos depósitos da Formação Rio Claro e soerguimento do nível planáltico **Bd**. Tal soerguimento, estimado com base nas cotas de topo atuais do nível **Bd**, parece ter sido da ordem de grandeza da espessura admitida para a Formação Rio Claro (20 a 40 m).

A falha do rio Corumbataí situa-se na porção central da estrutura de Pitanga, e não deve ter tido movimentação significativa durante a fase principal de atividade da estrutura, no Mesozóico. Parece ter sido uma falha importante sobretudo durante a reativação neoceno-zóica na área. Da mesma forma que para a falha do rio Passa-Cinco, sua atividade neoceno-zóica é indicada principalmente pela acumulação dos depósitos da Formação Rio Claro e soerguimento do nível planáltico **Bd**, estimando-se igualmente desnivelamentos da ordem de grandeza da espessura admitida para a Formação Rio Claro (20 a 40 m).

A par da atividade de falhas com movimentação vertical, barramentos litológicos, representados por soleiras de diabásio, também influenciaram a acumulação dos depósitos da Formação Rio Claro.

A estreita associação dos sedimentos neoceno-zóicos na área da cidade de Rio Claro com o nível planáltico **Bd** indica que este nível encontrava-se preservado, ainda não entalhado, durante a sedimentação. Isto sugere que a reativação neoceno-zóica das falhas da área da estrutura de Pitanga tenha ocorrido logo após o afeiçoamento do nível planáltico **Bd**, de certa forma reforçando as idéias de AB'SÁBER (1969a) e PENTEADO (1976).

Os depósitos atribuídos à Formação Rio Claro situados nas proximidades da borda leste da Depressão Periférica (Vargem Grande do Sul, rio Jaguari-Mirim, Moji-Guaçu, Moji-Mirim, Jaguariúna, Cosmópolis, Paulínia) apresentam algumas diferenças em relação àqueles situados na área da cidade de Rio Claro:

- a) situam-se principalmente sobre o nível planáltico **Bd**, mas também sobre o nível planáltico **B** (relativamente mais elevado), em Vargem Grande do Sul;

- b) situam-se sempre a montante de barramentos litológicos, representados por soleiras e diques de diabásio, muito comuns neste setor da Depressão Periférica Paulista; tais barramentos condicionam ainda hoje alargamentos dos vales e sedimentação fluvial a montante, o que é observado nos rios Jaguari-Mirim, Moji-Guaçu, Jaguari e Atibaia;
- c) não se observam evidências nem estruturais nem morfológicas de reativações tectônicas neocenozóicas que pudessem ter condicionado a sedimentação.

Estas observações sugerem que o fator determinante da acumulação de sedimentos da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica tenha sido a presença dos barramentos litológicos. Entretanto, não se pode descartar a hipótese de que discretas reativações tectônicas neocenozóicas tenham se associado aos barramentos litológicos no condicionamento da sedimentação, embora não tenham sido encontradas evidências destas reativações.

Assim, dois são os fatores principais associados à gênese dos sedimentos atribuídos à Formação Rio Claro, com importância relativa distinta, conforme a área considerada:

- a) na área da cidade de Rio Claro, o principal fator foi a movimentação de falhas com movimentação vertical na área da estrutura de Pitanga, que determinou o barramento estrutural da drenagem e formação de um bloco rebaixado, onde se acumularam os sedimentos; tais falhas em parte correspondem a reativação neocenozóica de estruturas mais antigas, mesozóicas (como é o caso da falha NW-SE do rio Passa-Cinco), e em parte tiveram sua atividade principal no Neocenozóico (como é o caso da falha NE-SW do rio Corumbataí); barramentos litológicos representados por soleiras de diabásio atuaram como fator adicional para a sedimentação;
- b) para os depósitos das proximidades da borda leste da Depressão Periférica, o fator determinante da sedimentação parece ter sido a presença de barramentos litológicos representados por soleiras e diques de diabásio, não se encontrando ali evidências de reativações tectônicas neocenozóicas.

9.2 Depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais separados da escarpa da cuesta (TQf)

Trata-se de depósitos predominantemente rudáceos (FIGURA 39), constituídos de camadas de 1 a 3 metros de espessura de cascalhos com clastos (até 40cm) de quartzo, quartzito e fragmentos de couraça ferruginosa em matriz arenosa, alternadas com camadas de areia conglomerática. Confundem-se em parte com as coberturas da serra de Santana (CHRISTOFOLETTI & QUEIROZ NETO 1966), mas são mais expressivos que eles.

Estes depósitos situam-se sobre o nível planáltico *I*, em posições não muito afastadas da escarpa da cuesta, embora separados dela por entalhes do relevo posteriores à sedimentação. Constituem ocorrência isolada, delgada no afloramento observado (menos de 5 metros de

espessura), possível remanescente de ocorrências maiores situadas ao longo do sopé da escarpa de cuesta, quando esta ainda não se encontrava recuada para a posição atual.

Os depósitos *TQf* representam acumulações de depósitos imaturos junto ao relevo escarpado, formados por ação de processos gravitacionais (fluxos de detritos) e remanejamentos por pequenos rios obsequentes, provavelmente sob vigência de clima seco. Distinguem-se dos depósitos *Qf* por serem relativamente mais antigos, já que estes últimos situam-se junto à atual escarpa de cuesta. Sua idade é incerta, podendo ser desde terciários, correlativos da elaboração do nível planáltico *I*, até quaternários.

9.3 Couraças ferruginosas (*TQcf*)

As couraças ferruginosas têm sido reconhecidas no reverso das Cuestas Basálticas (ALMEIDA & BARBOSA 1953, RANZANI *et al.* 1972, QUEIROZ NETO & JOURNAUX 1978, BRANDT NETO *et al.* 1981, COTTAS & BARCELOS 1981), onde são mais possantes, e também na Depressão Periférica (QUEIROZ NETO & MODENESI 1973, QUEIROZ NETO 1974, PENTEADO 1976, QUEIROZ NETO & JOURNAUX 1978), onde são mais discretas, ou encontram-se muito desfeitas em blocos. Na área enfocada, elas ocorrem principalmente sobre a Serra de Itaqueri (nível *A*), na região da Serra de Santana (nível *I*) e de Santana de Urucaia, ao norte de Rio Claro (nível *B*), e nas proximidades de São Pedro e da estrutura de Pitanga (nível *Bd*). Aparecem na forma de grandes blocos em topos ou na borda de restos preservados de planaltos, denotando encouraçamentos com 1 a 2 m de espessura original, hoje em desmantelamento.

As couraças ferruginosas são interpretadas como sendo formadas pela precipitação do ferro em solução em áreas de convergência do fluxo hídrico subterrâneo, associadas a depressões do relevo (OLLIER 1991). TARDY (1993) concluiu que as couraças são estáveis em clima tropical com estações contrastadas, e se desmantelam em clima árido ou tropical úmido.

É provável que as couraças encontradas nos níveis planálticos *A*, *I*, *B* e *Bd* tenham sido formadas logo após o afeiçoamento destes níveis, quando os sítios de precipitação do Fe constituíam suaves depressões nas superfícies aplainadas. Assim, as couraças poderiam ter diversas idades, correspondentes às idades dos respectivos níveis planálticos.

Como as condições climáticas para a gênese das couraças são próximas do clima semi-árido admitido para a elaboração de pedimentos e diversas do clima úmido atual, é possível que as couraças reflitam justamente esta transição climática, do semi-árido para o úmido. Se esta hipótese for verdadeira, as couraças reforçariam a interpretação de que os níveis planálticos da área constituam pediplanos, formados sob vigência de climas semi-áridos.

9.4 Depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados (*TQca*)

Trata-se de depósitos constituídos pela alternância de camadas métricas a submétricas de origem fluvial (cascalhos, areias, argilas) com camadas de sedimentos texturalmente imaturos

(lamitos), resultantes de processos gravitacionais, possivelmente coluvionamento e/ou discretas corridas de lama (FIGURAS 40, 41 e 42). Para os resultados de análises sedimentológicas apresentadas nos ANEXOS A a D e nas FIGURAS 17, 18 e 19 as amostras da unidade *TQca* foram subdivididas em *TQcal* (lamitos de processos gravitacionais), *TQcac* (cascalhos e areias de canais e barras fluviais) e *TQcaf* (finos de transbordamento).

Estes depósitos situam-se sobre os níveis planálticos *A*, *B* e *Bd*, admitindo-se que sua acumulação independa dos níveis em que se situam. Constituem ocorrências isoladas e delgadas (no máximo uma dezena de metros de espessura), testemunhando sedimentação aluvial pretérita dos rios da região, com contribuição de aporte sedimentar das encostas do paleo-relevo. A idade relativamente antiga dos depósitos *TQca* é indicada pela situação na paisagem atual, sempre elevada em relação ao nível de base da drenagem.

9.5 Depósitos aluviais em rampas e terraços elevados (*TQa*)

Trata-se de raras ocorrências de depósitos constituídos pela alternância de camadas métricas a submétricas de origem fluvial, de constituição variada (cascalhos, areias, argilas), com espessura máxima observada de 2-3 m.

Ocorrem sobre o nível planáltico *B*. São interpretados como testemunho de discreta sedimentação fluvial pretérita, sem contribuição de aporte das encostas, o que os diferencia dos depósitos *TQca*, o que pode estar refletindo situações de paleo-relevo mais suavizado.

9.6 Cascalhos aluviais em terraços elevados (*TQt*)

Os depósitos *TQt* são constituídos por cascalhos de natureza silicosa (clastos de quartzo, quartzito, sílexito), arredondados, sustentados por clastos, com intercalações de lentes arenosas (FIGURA 43). Já foram mencionados por diversos autores (ALMEIDA & BARBOSA 1953, PENTEADO 1976, QUEIROZ NETO & JOURNAUX 1978, FÚLFARO *et al.* 1983, entre outros). Apresentam argila caulínica secundária, de aspecto detritico, formada possivelmente por infiltração.

Estes cascalhos têm espessura máxima observável da ordem de uma dezena de metros. Ocorrem descontinuamente em feições de paleoterraços desfeitos pela erosão, associadas aos vales dos principais rios da região (Tietê, Piracicaba, Pardo), elevadas até mais de 50 metros acima do leito atual desses rios. Tais paleoterraços aparentemente correspondem ao nível planáltico *R*, identificado em escala regional. Existe também uma ocorrência destes cascalhos no vale do rio Pardo (local RP-540), situado no nível planáltico *I*, mostrando que o processo de terraceamento e sedimentação associada remontou os vales dos rios, ainda que com extensão muito reduzida.

FIGURA 39 - Depósitos rudáceos da unidade *TQf*, com clastos de quartzo e quartzito arredondados e fragmentos de crosta limonítica dispostos caoticamente (local CR-184, leste de Analândia).

FIGURA 40 - Lamito da unidade *TQca*, com clastos angulosos e arredondados de quartzo em matriz argilo-arenosa (local RC-12, oeste de Rio Claro).

Tem-se admitido que níveis de terraços com cascalhos no Sudeste do Brasil testemunhem fases de climas mais secos, com alargamento lateral dos vales fluviais, e deposição de sedimentos grossos em sistema fluvial entrelaçado (BIGARELLA *et al.* 1965, IPT 1992a, MELO *et al.* 1994).

9.7 Depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais junto à escarpa de cuesta (*Qf*)

Embora citados com ênfase na bibliografia geológica (BARRETO 1970, QUEIROZ NETO & JOURNAUX 1978), foram observadas raras ocorrências destes depósitos, constituídos por sedimentos rudáceos com grande predominância de clastos de diabásio ou basalto e arenitos litificados, litotipos que aparecem nas unidades que sustentam a escarpa da cuesta.

Os depósitos *Qf* foram observados sobre o nível planáltico *B*, junto à escarpa da cuesta, às vezes em franjas morfológicas associadas ao sopé da escarpa, aparentemente formadas pela acumulação destes rudáceos. Entretanto, as exposições são raras.

Os depósitos *Qf* foram formados por processos gravitacionais (fluxos de detritos) e remanejamento por pequenos rios obsequentes, mas aparentemente em tempos bem mais recentes que a elaboração do nível planáltico *B* sobre o qual se situam. Sua idade relativamente jovem é indicada pelo jazimento junto à cuesta, com preservação da forma dos corpos de sedimentação.

FIGURA 41 - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados (*TQca*) recobertos por depósitos colúvio-eluviais (*Qce*) (1: argilito da Formação Corumbataí - *Pc*; 2: lamito - *TQca*; 3: areia fina a média com estratificação incipiente, com leitos de cascalhos finos - *TQca*; 4: lamito - *TQca*; 5: cobertura colúvio-eluvial argilo-arenosa - *Qce*) (local RC-11, Rod. SP-191, próximo ao vale do rio Passa Cinco) (A-B: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D).

FIGURA 42 - Lamito da unidade *Qg* cortando depósitos da unidade *TQca* (local JU-560, rodovia dos Bandeirantes km 60, fora dos limites da área estudada).

FIGURA 43 - Cascalhos da unidade *TQt*, com clastos predominantemente de quartzo, quartzito e silexito das formações paleozóicas da Bacia do Paraná, em matriz areno-argilosa (local IB-497, sul de Ibitiruna).

9.8 Depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais (*Qg*)

Em alguns locais da Depressão Periférica Paulista, com maior frequência junto aos limites com o Planalto Atlântico a leste, ocorrem depósitos texturalmente imaturos (areno-argilosos, frequentemente com clastos maiores dispersos na matriz), sem estruturas sedimentares, embutidos em feições acanaladas escavadas sobre unidades antigas, ou mesmo outras unidades neoceno-zóicas (*TQca*, por exemplo) (FIGURA 42). Os depósitos *Qg* são recobertos pelos depósitos colúvio-eluviais (*Qce*).

Os depósitos *Qg* foram observados em encostas de elevações dos níveis planálticos *B* e *Bd*. É possível que traduzam fase de resistasia relativamente recente, com maior instabilidade do manto de intemperismo sobre estas encostas.

9.9 Cascalhos aluviais em terraços intermediários (*Qt*)

Os cascalhos *Qt* apresentam a mesma constituição litológica dos cascalhos *TQt* (FIGURA 44), mas estão situados em níveis de paleoterraços mais baixos (no máximo cerca de 20 metros acima do leito atual dos rios), o que lhes confere idade relativamente mais jovem, certamente quaternária. Já foram mencionados por MORAES REGO (1932 e 1933), BARRETO (1970), CHRISTOFOLETTI & PENTEADO (1970), SOARES & LANDIM (1976), QUEIROZ NETO & JOURNAUX (1978), entre outros.

As ocorrências dos cascalhos *Qt* são mais delgadas (cerca de 5 metros de espessura máxima observável), menos numerosas, e o nível de terraço a que se associam é pouco marcado, o que faz supor que a fase de diferenciação climática que lhes deu origem foi menos pronunciada que aquela que gerou os depósitos *TQt*.

Afloramentos dos cascalhos *Qt* foram observados nos vales dos rios Capivari, Tietê, Piracicaba, Corumbataí e Moji-Guaçu, correspondendo a nível de terraço pouco desenvolvido embutido nos níveis planálticos *Bd* e *R*.

9.10 Depósitos colúvio-aluviais em baixos terraços (*Qca*)

Da mesma forma que os depósitos *TQca*, os depósitos *Qca* são constituídos pela associação de sedimentos de origem fluvial (cascalhos, areias, argilas) com sedimentos texturalmente imaturos, resultantes de coluvionamento. Estes depósitos dispõem-se em camadas com espessura métrica a submétrica. São subdivididos em *Qcal* (lamitos de processos gravitacionais), *Qcac* (cascalhos e areias de canais e barras fluviais) e *Qcaf* (finos de transbordamento) nos ANEXOS A, B, C e D e FIGURAS 17, 18 e 19.

Os depósitos *Qca* situam-se sobre os níveis planálticos *A*, *I* e *B*. Constituem ocorrências isoladas e delgadas (no máximo uma dezena de metros), testemunhando sedimentação aluvial subatual dos rios da região, com contribuição de aporte sedimentar das

encostas do relevo. A idade relativamente jovem dos depósitos é indicada pela localização em baixos terraços, formados em paisagem muito próxima da atual.

9.11 Cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta (*Qc*)

A drenagem tributária que corre na Depressão Periférica Paulista junto à escarpa de cuesta freqüentemente apresenta baixos terraços (até 5 metros acima do leito atual da drenagem) com cascalhos aluviais, constituídos por seixos a calhaus arredondados predominantemente de diabásio ou basalto, ocorrendo também arenito silicificado e remanescentes silicosos de derrames de basalto (calcedônia, ágata, quartzo, sílex) (FIGURA 62). Estes depósitos foram interpretados como remanejamentos fluviais dos depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais (*Qf*) (MELO & PONÇANO 1983).

Os cascalhos *Qc* foram observados nas drenagens dos níveis planálticos *B* e *Bd*, que constituem o sopé da escarpa de cuesta.

9.12 Depósitos de fundo de boçorocas (*Qb*)

Algumas boçorocas atuais, desenvolvidas sobre substrato arenoso em níveis planálticos distintos (*I*, *Bd*), entalham depósitos pré-atuais, cuja constituição reflete remanejamento do substrato, aparentemente por processos compatíveis com paleoboçorocas desenvolvidas no mesmo local da feição atual.

Estes depósitos são dominantemente arenosos, com aspecto maciço e estruturas de escape de fluidos (possivelmente geradas por remobilizações de sedimentos saturados, pelos processos erosivos no interior da boçoroca), ou com estratificação planoparalela a cruzada de pequeno porte, com raras e delgadas intercalações de lentes argilosas (FIGURAS 37 e 45). Na base pode ocorrer nível conglomerático, incluindo fragmentos de crostas ferruginosas. Os depósitos *Qb* encontram-se recobertos por depósitos colúvio-eluviais e por aluviões recentes.

A existência de sedimentos semelhantes aos depósitos *Qb* já foi descrita no Planalto Ocidental por COTTAS & FÚLFARO (1978), FÚLFARO (1979) e MELO & PONÇANO (1983), e na Depressão Periférica, por MELO & PONÇANO (1983).

A existência de tais depósitos, hoje sendo entalhados, no interior de boçorocas, faz supor que estas feições erosivas sejam cíclicas, tendo sido ativas em épocas pretéritas, sob condições de resistasia, e encontrando-se hoje reativadas, agora como consequência da ação antrópica (BARRETO 1970). Conclusões semelhantes foram apresentadas também em estudos no noroeste do Paraná (DEHIRA *et al.* 1981).

FIGURA 44 - Cascalhos da unidade Q_t , com clastos de quartzo e quartzito em matriz arenosa (local SC-171, sul de São Carlos).

FIGURA 45 - Areias da unidade Q_b (depósitos de fundo de boçorocas) com estruturas de escape de fluidos (local PQ-274, noroeste de Santa Rita do Passa Quatro).

9.13 Depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas (*Qce*)

Compreendem as coberturas relativamente extensas e delgadas que ocorrem tanto na área da Depressão Periférica quanto nas Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental. Entretanto, são mais expressivos nas áreas de relevo suave, de colinas amplas, desenvolvidas sobre substrato predominantemente arenoso (unidades estratigráficas Itararé-Aquidauana e Pirambóia-Botucatu). Aparecem principalmente nos topos e porções superiores das encostas das colinas.

9.13.1 Critérios de distinção e representação em mapa

Adotou-se como critério de distinção entre os depósitos denominados *Qce* e as coberturas indiferenciadas (regolito) o limite de 60% de areia+grânulos+seixos. Os depósitos *Qce* situam-se acima deste limite, e o regolito abaixo (FIGURAS 46 e 47). Este critério pareceu conveniente visto que caracteriza as coberturas que atingem as maiores espessuras, que apresentam fenômenos erosivos e de colapso, e que freqüentemente são exploradas como jazidas de material para aterros ou areia para construção ou fins industriais.

Além disso, adotou-se o limite mínimo de 5 m de espessura destes depósitos, em áreas contínuas, para representá-los no mapa do DESENHO 3. Verificou-se que é a partir desta espessura mínima que os depósitos passam a assumir importância pelo seu significado geotécnico e como fonte de recursos minerais, e procurou-se, assim, dar um caráter utilitário ao mapa elaborado.

Entre os minerais leves, observou-se que na fração maior que 0,250 mm os grãos de feldspato praticamente inexistem nas amostras da cobertura *Qce*, enquanto nas amostras de regolito usualmente ultrapassam 5% (ANEXO C). Este comportamento é sugestivo da influência da fonte, mas, principalmente, da idade e intensidade dos processos intempéricos, maiores para as coberturas *Qce*.

9.13.2 Constituição e gênese

Os depósitos *Qce* são coberturas areno-argilosas relativamente extensas e delgadas (máximo de 10 metros de espessura) sem estruturas sedimentares presentes (FIGURA 49), a não ser um muito freqüente nível basal de acumulação de clastos de quartzo, quartzito e diversos tipos de concreções limoníticas, cuja espessura varia de uns poucos centímetros até cerca de um metro (FIGURA 50). Este nível basal rudáceo tem sido o principal argumento de sustentação da hipótese do caráter alóctone destas coberturas.

Elas apresentam trama interna caracterizada por volume de vazios relativamente alto, com argila caulínica de aspecto detritico envolvendo os grãos de quartzo (FIGURA 48), formada possivelmente por processo de eluviação. Estas características facilitam a ocorrência dos fenômenos de colapso sob carga, verificados nestas coberturas.

FIGURA 46 - Porcentagem das classes texturais das amostras da unidade Qce (depósitos colúvio-eluviais) e de regolito da porção centro-leste da Depressão Periférica e áreas adjacentes (a=argila, s=silte, A=areia, G=grânulo, S=seixos).

FIGURA 47 - Parâmetros estatísticos da fração areia das amostras da unidade Qce e de regolito da porção centro-leste da Depressão Periférica e áreas adjacentes (D.M.=diâmetro médio, D.P.=desvio padrão).

FIGURA 48 - Caulinita de aspecto detrítico envolvendo grãos arredondados de quartzo em depósitos *Qce* (coberturas colúvio-eluviais areno-argilosas) (local SP-42, oeste de Piracicaba).

FIGURA 49 - Depósitos da unidade *Qce* (coberturas colúvio-eluviais areno-argilosas) (local RC-09, norte de Rio Claro).

Os depósitos *Qce* e o regolito apresentam a menor quantidade de illita e a maior quantidade de vermiculita entre todas as unidades estudadas na área (ANEXO D). Isto poderia indicar que a vermiculita represente um estágio de transformação da illita sob ação dos processos pedogenéticos, tal como proposto por MILLOT (1970). Entretanto, a vermiculita pode resultar da alteração de minerais máficos, provenientes das rochas básicas do magmatismo Serra Geral, apesar de tais minerais só raramente subsistirem nos depósitos estudados.

A ocorrência de depósitos *Qce* tanto em encostas quanto em topos onde não se pode explicar sua origem por coluvionamento sugere que tais depósitos resultem da conjugação de processos autóctones (predominantes nos topos das colinas) e alóctones (predominantes nas encostas).

9.13.3 Fragmentos de carvão

Uma peculiaridade dos depósitos *Qce* é a ocorrência, até pelo menos seis metros de profundidade, de fragmentos de carvão vegetal (madeira carbonizada resultante da combustão parcial de estruturas lenhosas da antiga cobertura vegetal) (FIGURA 51), aparentemente soterrados a partir de posição original superficial, o que é indicado pelo fato de alguns fragmentos apresentarem medula diagnóstica de estruturas aéreas, e não raízes. Tal soterramento pode ser explicado por processos ligados ao coluvionamento (rastejo, solifluxão) ou pelo remonte de materiais de horizontes inferiores do solo pela atividade biológica (formigas, cupins, vermes), como tem sido sugerido por alguns autores (MIKLOS 1992, BOULET *et al.* 1995, SCHEEL *et al.* 1995).

Os fragmentos de carvão vegetal têm fornecido idades holocênicas (SOUBIÈS 1980, COUTINHO 1981 e 1990, SALDARRIAGA & WEST 1986, IPT 1992a, MIKLOS 1992, MELO 1994, SCHEEL *et al.* 1995, MELO 1995). Eles ocorrem mesmo em topos onde não se pode esperar a ocorrência de coluvionamento holocênico, o que reforça a hipótese de soterramento pelo remonte biológico de material do solo.

Foram realizadas dezesseis datações ^{14}C de fragmentos de carvão coletados em regolito e em depósitos *Qce*, anteriormente atribuídos às formações Rio Claro, Piraçununga e Santa Rita do Passa Quatro (TABELA 2). Destas datações, somente uma (amostra RC-29A) deu resultado sugestivo da fase de colonização européia da região. As demais deram resultados compreendidos entre 3.950 $\pm$ 60 e 8.800 $\pm$ 70 anos AP. Embora o número de amostras datadas seja muito reduzido, nota-se que as idades aparentemente distribuem-se aleatoriamente com relação à profundidade de coleta, às coordenadas geográficas e níveis planálticos, mas parece haver tendência de concentração de idades compreendidas no intervalo entre 6.500 e 8.500 anos AP (FIGURA 52).

Fases holocênicas de clima mais seco ou de vários eventos secos identificadas no Brasil por outros autores são:

- 6.000-3.000 anos AP na Amazônia (SOUBIÈS 1980);

FIGURA 50 - Nível de cascalhos próximo à base de depósitos da unidade *Qce*, com incipiente orientação de clastos (local LA-116, oeste de Santa Rita do Passa Quatro).

FIGURA 51 - Fragmento de carvão pouco desmantelado, situado 1,7 m abaixo da superfície, em depósitos da unidade *Qce* (local SP-48, noroeste de Ibitiruna).

amostra	material	unidade* ¹	unidade* ²	np* ³	idade anos AP
RC-14A	carvão	Rio Claro	<i>Qce</i>	<i>Bd</i>	8100+/-70
RC-17A	carvão	Rio Claro	<i>Qce</i>	<i>Bd</i>	7660+/-80
RC-29A	carvão	Rio Claro	<i>Qce</i>	<i>Bd</i>	210+/-50
SP-48A	carvão	solo	<i>Qce</i>	<i>Bd</i>	5210+/-70
CO-78A	carvão	solo	regolito	<i>Bd</i>	6060+/-60
CO-78B	carvão	solo	regolito	<i>Bd</i>	6200+/-70
LA-120A	carvão	Sta. Rita	<i>Qce</i>	<i>B</i>	7060+/-80
SC-176A	carvão	solo	<i>Qce</i>	<i>I</i>	6300+/-70
CR-185A	carvão	Sta. Rita	<i>Qce</i>	<i>I</i>	3950+/-60
PQ-224A	carvão	Sta. Rita	<i>Qce</i>	<i>I</i>	6330+/-50
CB-234A	carvão	Piraçunun	regolito	<i>B</i>	8800+/-70
LE-248A	carvão	Piraçunun	<i>Qce</i>	<i>B</i>	7620+/-50
BV-286A	carvão	Piraçunun	regolito	<i>B</i>	5830+/-60
AG-298A	carvão	solo	regolito	<i>B</i>	4990+/-70
MO-414A*	carvão	Piraçunun	<i>Qce</i>	<i>Bd</i>	7470+/-90
MO-414B*	carvão	Piraçunun	<i>Qce</i>	<i>Bd</i>	8400+/-90
LA-123A	turfa	aluvião	<i>Qa</i>	<i>B</i>	9740+/-60
PQ-224C	turfa	aluvião	<i>Qa</i>	<i>I</i>	25790+/-320
CO-385A	arg. org.	aluvião	<i>Qa</i>	<i>B</i>	37640+/-1050
RC-63B	madeira	aluvião	<i>Qa</i>	<i>Bd</i>	510+/-70
MG-338A	madeira	aluvião	<i>Qa</i>	<i>B</i>	330+/-50
AP-352A	madeira	aluvião	<i>Qa</i>	<i>Bd</i>	4220+/-70
RP-539A	madeira	aluvião	<i>Qa</i>	<i>B</i>	7110+/-80

- * local situado em Mococa, pouco além do limite da área de estudo
 *¹ unidades de acordo com mapas preexistentes
 *² unidades de acordo com o presente estudo
 *³ níveis planálticos

TABELA 2 - resultados de datações radiométricas em sedimentos neoceno-zóicos da Depressão Periférica Paulista.

- 27.500-5.500 anos AP na Grande São Paulo (MELO *et al.* 1987);
- 9.000-7.000 anos AP no vale do rio do Doce, MG (SERVANT *et al.* 1989);
- 6.100-4.400 anos AP em Botucatu, SP (MIKLOS 1992);
- 8.500-5.500 anos AP em Salitre, MG (LEDRU 1993);
- 11.500-7.500 anos AP no rio Paraná, PR (STEVAUX 1993);
- 6.000-3.000 anos AP em Salitre, MG (VERNET *et al.* 1994);
- 7.000-4.000 anos AP em Carajás, PA (SIFFEDINE *et al.* 1994).

O recobrimento parcial destas fases com o intervalo de idades obtidas para os carvões sugere que eles possam estar refletindo os mesmos fatores paleoclimáticos de extensão continental. Alguns autores têm admitido que tais fatores correspondam a eventos secos curtos, do tipo *El Niño*, que favoreceriam a ocorrência de incêndios, naturais ou provocados pelo homem primitivo (MARTIN *et al.* 1992 e 1993, SUGUIO *et al.* 1993). Por outro lado, o desenvolvimento máximo das florestas no Brasil (correspondente a clima úmido) teria ocorrido entre 10.000 e 9.000 anos AP (TURCQ *et al.* 1995), portanto anteriormente às idades dos carvões.

Episódio erosivo-deposicional no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ) apresenta depósitos correlativos (Aloformação Manso) interpretados como representativos de fase climática mais seca, datados em torno de 8.500 anos AP (MELLO 1992, MELLO *et al.* 1995), idade também compreendida no intervalo de maior ocorrência de amostras de carvão datadas na Depressão Periférica.

Também existe certa correspondência entre intervalo com condições climáticas de máxima umidade, de 6.000 a 5.000 anos AP, identificado com base palinológica nos sedimentos do rio Paraná na região de Porto Rico, PR (STEVAUX 1994), e intervalo com aparente redução no número de amostras de carvão datadas na Depressão Periférica (FIGURA 52).

Datações de sítios arqueológicos na área de Rio Claro (^{14}C em carvões de fogueiras, por BELTRÃO 1974, e termoluminescência em artefatos de sílex aquecidos, por DAMON *et al.* 1982) têm mostrado que a região é ocupada por indígenas desde cerca de 14.000 anos atrás. Isto coloca a possibilidade de que os carvões incorporados nos depósitos *Qce* sejam produto de queimadas provocadas pelos primitivos habitantes da região. Entretanto, como já foi ressaltado por alguns autores acima referidos (v.g. SIFFEDINE *et al.* 1994), queimadas de extensão regional só poderiam ser explicadas pela vigência, ainda que breve, de climas mais secos que os observados atualmente, o que pode justificar porque os carvões mais antigos datam de 8.800 anos.

Apesar do número de amostras de carvão datadas ser muito pequeno, os resultados indicam que seu estudo (taxonomia e idade) possa se constituir em importante apoio às interpretações paleoclimáticas holocênicas do Sudeste do Brasil.

FIGURA 52 - Distribuição do número de amostras de carvão datadas por ^{14}C no intervalo de tempo 3.500-9.000 anos AP.

9.13.4 Relações estratigráficas e idade

Em alguns locais observa-se que os depósitos *Qce* são mais jovens que os depósitos da Formação Rio Claro (FIGURAS 23, 24, 27, 30, 37), da unidade *TQca* (FIGURA 41), da unidade *Qb* (FIGURA 37), enquanto em outros locais eles aparentemente interdigitam-se ou são mais jovens que os depósitos *Qa* e turfeiras associadas (FIGURAS 37, 53 e 54).

No local PQ-224 (FIGURA 54) os depósitos *Qce* (lateralmente com carvões datados em 6.330 $\pm$ 50 anos AP) são recobertos por turfeiras datadas em 25.790 $\pm$ 320 anos AP. Esta situação parece corroborar a interpretação de que os depósitos *Qce* resultem de lenta e progressiva acumulação superficial do produto de alteração de rochas sedimentares predominantemente arenosas, processo que nas situações de topo, onde predomina o caráter alóctone dos depósitos, pode remontar ao Terciário (idade admitida para os topos dos níveis planálticos onde repousam).

Entretanto, a incorporação dos fragmentos de carvão vegetal restringe-se ao Holoceno, tanto nos topos quanto nas encostas, indicando que os processos colúvio-eluviais (e outros a eles associados) responsáveis pela formação das coberturas *Qce* têm sido ativos durante o Holoceno.

9.13.5 Associações com níveis planálticos e correlações

Os depósitos *Qce* aparecem nos quatro níveis planálticos mais elevados (*A*, *I*, *B* e *Bd*), na Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental. Sua inexistência no nível planáltico mais jovem (*R*) parece corroborar a hipótese de que a gênese dos depósitos é um

processo lento, o que explicaria que eles sejam encontrados somente sobre os níveis relativamente mais antigos.

No Estado de São Paulo os depósitos *Qce* têm sido denominados "coberturas da Serra de Santana" e similares (CHRISTOFOLETTI & QUEIROZ NETO 1966 e outros), "sedimentos neo-cenozóicos" (CARVALHO *et al.* 1967), correspondem à maior parte da Formação Rio Claro (ANDRADE & SOARES 1971), à Formação Rio Claro na área de Ipeúna (BÓRIO 1973), aos "depósitos de areias e colúvios de espigão" (FÚLFARO & SUGUIO 1974), à "cobertura coluvial extensa" (SOARES & LANDIM 1976), aos "depósitos superficiais neocenozóicos" (LEPSCH 1977), às "formações arenosas espessas" (QUEIROZ NETO *et al.* 1977), aos "sedimentos inconsolidados sobre linhas de seixos" (COTTAS & FÚLFARO 1978, FÚLFARO 1979), à Fácies Leme da Formação Piraçununga (FREITAS *et al.* 1979 e 1990), à Formação Santa Rita do Passa Quatro (MASSOLI 1981), aos "depósitos situados sobre os platôs residuais" (MELO & PONÇANO 1983) e aos "coluviões areno-argilosos em áreas colinosas" (MELO 1994).

FIGURA 53 - Depósitos aluviais em baixos terraços (*Qa*) recobertos por depósitos colúvio-eluviais (*Qce*) e por turfeira (*Qa*) (1: areias da Formação Botucatu - *JKb*; 2: cascalhos e areias - *Qa*; 3: cobertura colúvio-eluvial arenosa *Qce*; 4: turfa - *Qa*) (local IP-177, Mineração Siriema, Rodovia SP-225, a oeste de Itirapina) (A-C: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D).

No Estado do Paraná, foram incluídos na Formação Paranavaí (POPP & BIGARELLA 1975), e denominados "coluviões arenosos a areno-argilosos" (DEHIRA *et al.* 1981).

Nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, o "material areno-argiloso pouco consolidado", que constitui os altos chapadões locais, foi denominado "unidade C" por OLIVEIRA & MUHLMANN (1965) e "Formação Cachoeirinha" por GONÇALVES & SCHNEIDER (1970).

9.14 Depósitos lacustres em depressões fechadas (Ql)

São muito comuns na Depressão Periférica depressões rasas totalmente fechadas (drenagem endorreica), ou com escoamento ineficiente. Nessas depressões formam-se, ainda hoje, pequenas lagoas ou áreas inundáveis mais extensas.

FIGURA 54 - Depósitos aluviais em baixos terraços (*Qa*) recobertos por depósitos colúvio-eluviais (*Qce*) e por aluviões com turfa associada (*Qa*) (1: areias da Formação Pirambóia *TRJp*; 2: cascalhos, areias e lentes argilosas subordinadas, e intercalação de turfa próximo ao topo - *Qa*; 3: cobertura colúvio-eluvial arenosa, com fragmentos de carvão vegetal comuns nos 3 metros superficiais - *Qce*) (local PQ-224, Mineração Córrego Fundo, a norte de Tambaú) (A-B: locais de coleta das amostras dos ANEXOS A, B, C e D); Ac-Cc: locais de coleta das amostras para datações ^{14}C da TABELA 2).

Tais depressões fechadas já foram mencionadas por diversos autores. BJORNBERG *et al.* (1964a e 1964b) interpretaram-nas como meandros abandonados do sistema fluvial que sedimentou a posteriormente denominada Formação Rio Claro. SOARES & LANDIM (1976) apontaram-nas como uma das características sugestivas, em fotos aéreas, da ocorrência da Formação Rio Claro. PENTEADO-ORELLANA (1981) considerou-as como antigas cabeceiras de drenagem, de épocas mais úmidas de um passado não muito distante. FÚLFARO (1990) relacionou-as a barramentos associados a movimentos verticais. ZAINÉ (1994) interpretou-as como resultado da convergência de diversos fatores: a existência de uma superfície aplainada, um substrato com alta porosidade, e condicionantes estruturais determinando áreas de maior infiltração.

Apesar das depressões fechadas serem mais comuns sobre os depósitos *Qce*, elas aparecem também sobre outras unidades da área (Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana, soleiras de diabásio).

MOTTA (1991), estudando todo o território do Estado de São Paulo, relacionou a ocorrência destas depressões com áreas de relevo de colinas amplas. O preenchimento sedimentar é descrito como sendo marcado por uma camada de turfa no topo, argilas abaixo, e areias na base e bordas da depressão. Na interface turfa-argila podem ocorrer níveis centimétricos de esponglitos (MOTTA *et al.* 1986). Estes esponglitos, além de constituírem ocasionalmente depósitos econômicos, também poderão vir a fornecer informações paleoclimáticas (VOLKMER-RIBEIRO 1992).

STEVAUX (1993) descreveu a ocorrência de centenas de lagoas sobre depósitos areno-argilosos tidos como coluviais junto à planície aluvial do rio Paraná, na região de Porto Rico (PR). Entre as hipóteses de origem destas lagoas, citou o coluvionamento progressivo de uma antiga rede de drenagem, ou processos pseudocársticos, com remoção de solúveis, colóides, silte e areia muito fina pelo escoamento subsuperficial, favorecido por linhas estruturais (falhas). O preenchimento sedimentar das lagoas (investigado até 2 metros de profundidade) apresentou lama arenosa com esmectita e caulinita detríticas, com níveis arenosos, níveis de esponglitos, e diatomáceas. A hipótese de pseudocarstificação por rebaixamento geoquímico para as lagoas também foi apresentada por SOUZA FILHO (1993).

Nos levantamentos realizados na área da Depressão Periférica Paulista, o preenchimento sedimentar observado em algumas depressões é constituído essencialmente de argila de origem lacustre, e subordinadamente turfa. Estas argilas apresentam inclusive esmectitas detríticas (FIGURA 55), o que pode estar refletindo condicionantes paleoclimáticos, já que climas quentes e úmidos como os atuais tenderiam a alterar totalmente as argilas esmectíticas, provenientes provavelmente das unidades Itararé-Aquidauana (local CO-385) e Formação Corumbataí (local RC-93).

FIGURA 55 - Caulinita e esmectita detríticas em sedimentos da unidade *QI* (depósitos lacustres em depressões fechadas) (local RC-93, norte de Rio Claro).

Datação ^{14}C de argilas orgânicas (amostra CO-385A da TABELA 2) incluídas nos depósitos *QI* (FIGURA 62) mostrou idade de 37.640 ± 1.050 anos AP. Análise palinológica preliminar realizada pelo Prof. Jean-Pierre Ybert (ORSTOM-UFRJ) nestas argilas orgânicas revelou apenas a presença de algas do tipo *Spyrogira* e elementos supostamente algáceos desconhecidos. A total ausência de grãos de pólen é estranha, sem que se pudesse apresentar explicação para o fato.

Quanto à gênese das depressões fechadas, parecem válidas as observações de ZAINÉ (1994), sendo que condicionantes estruturais parecem ter sido efetivos só localmente, como na área do platô de Rio Claro. As depressões ocorrem principalmente no nível planáltico *Bd*, em áreas de relevo de colinas amplas, sobre áreas de ocorrência de coberturas colúvio-eluviais espessas, estas geralmente desenvolvidas sobre substrato arenoso (unidades estratigráficas Itararé-Aquidauana ou Botucatu-Pirambóia).

9.15 Aluviões em planícies e baixos terraços (*Qa*)

Esta designação abrange os depósitos das planícies de inundação atuais dos rios da área, bem como os depósitos dos níveis mais baixos de terraços, estreitamente associados às planícies, em relação às quais se elevam não mais que 10 m. Compreende sedimentos típicos de planície fluvial meandrante (cascalhos, areias, argilas), em camadas com espessura métrica a submétrica, e também depósitos essencialmente grossos, com cascalhos e areias. Horizontes

superficiais com turfeiras são relativamente comuns, refletindo condições de formação e preservação de matéria orgânica (FIGURAS 37, 53 e 54).

Embora os depósitos *Qa* representem as acumulações mais jovens dentro da área, certamente ainda em processo de formação, algumas datações radiométricas indicam que na verdade a acumulação de depósitos fluviais e turfeiras nas planícies e baixos terraços é um processo recorrente e relativamente antigo, mostrando interdigitações com os depósitos *Qce* de encostas (FIGURAS 53 e 54), e possivelmente fases de entulhamento da drenagem sob condições paleoambientais diferentes das atuais. A conclusões semelhantes também chegaram TURCQ *et al.* (1987), SUGUIO *et al.* (1989), que estudaram diversos depósitos fluviais do Sudeste do Brasil, e PRESSINOTTI (1991), que estudou as argilas dos depósitos aluviais de São Simão, ao norte da área enfocada.

Datações ^{14}C de duas turfeiras (TABELA 2) indicaram idades de 25.790 $\pm$ 320 e 9.740 $\pm$ 60 anos AP, mostrando que o processo de formação das turfas é recorrente no tempo. Análise palinológica preliminar realizada pelo Prof. Jean-Pierre Ybert nas turfas do local PQ-224 mostrou dominância de gramíneas e abundância de microcarvões no nível datado em 25.790 $\pm$ 320 anos AP, indicativos de paleoclima seco, com ocorrência de incêndios. Os mesmos resultados apontaram análise palinológica preliminar no local LA-123, datado em 9.740 $\pm$ 60 anos AP.

Fragmentos de madeira preservada (cabriúva-parda, pau-jantar e outras) encontradas nos sedimentos das planícies aluviais apresentaram idades entre 330 $\pm$ 50 e 7.110 $\pm$ 80 anos AP, o que pode estar mostrando sedimentação relativamente antiga mesmo nas planícies, ou remanejamentos dos fragmentos de madeira.

Estes resultados preliminares de datações e análises palinológicas em turfeiras nas planícies aluviais também mostram que elas poderão apoiar as reconstituições paleoclimáticas e paleoambientais quaternárias na área.

10 NÍVEIS PLANÁLTICOS E SEDIMENTAÇÃO ASSOCIADA

Alguns dos tipos de sedimentos descritos no item 9 apresentam associação estreita com determinados níveis planálticos, e têm sua origem relacionada com a elaboração desses níveis. Outros distribuem-se aparentemente independentes da organização em níveis planálticos, relacionando-se a fatores que se superimpuseram à estrutura do relevo.

As unidades sedimentares associadas com determinados níveis planálticos são (FIGURA 56):

- a) *Trc*: níveis planálticos *Bd* e *B*;
- b) *TQf*: nível planáltico *I*;
- c) *TQt*: nível rebaixado *R*;
- d) *Qt*: terraços embutidos abaixo do nível *R*.

FIGURA 56 - Perfil esquemático E-W da Depressão Periférica, com as principais associações entre níveis planálticos e sedimentação neoceno-zóica.

A estreita associação dos depósitos da Formação Rio Claro com o nível planáltico *Bd*, na área do platô de Rio Claro, indica que as reativações tectônicas responsáveis pelo barramento da drenagem e sedimentação ocorreram quando o nível *Bd* encontrava-se preservado, ainda não entalhado. Tais reativações devem ter ocorrido não muito tempo após o afeiçoamento do nível planáltico *Bd*.

A ocorrência de depósitos atribuídos à Formação Rio Claro, por similaridades litológicas e paleontológicas, na área de Vargem Grande do Sul, sobre o nível planáltico *B*, reforça a interpretação de que os diferentes subnivelamentos de topos na área da Depressão Periférica (níveis planálticos *B* e *Bd*) sejam na verdade contemporâneos, englobados na superfície Neogênica, e controlados em parte por fatores litoestruturais.

Os depósitos *TQf* podem representar sedimentação correlativa do afeiçoamento do nível planáltico *I*, aparecendo em situações próximas à escarpa da cuesta, onde o aporte de detritos deveria ser maior.

Os cascalhos aluviais em terraços elevados (*TQt*) ocorrem em estreita relação com o terceiro nível rebaixado (*R*), o qual constitui um nível embutido, mais novo que a superfície Neogênica, elaborado em fase de clima seco, como indica a natureza dos depósitos *TQt*, atribuídos a sistema fluvial entrelaçado. A presença de raras exposições de cascalhos *TQt* em outros locais (RP-540, nível planáltico *I*) indica que o processo de terraceamento e sedimentação associada remontou os vales dos rios, ainda que com extensão muito reduzida.

Os cascalhos aluviais em terraços intermediários (*Qt*) correspondem a nível de terraço pouco desenvolvido embutido nos níveis planálticos *Bd* e *R*, desenvolvido provavelmente também durante fase de clima seco, mais nova e menos pronunciada que aquela que gerou os depósitos *TQt*.

As coberturas *Qce*, os mais extensos depósitos neoceno-zóicos da área estudada, ocorrem nos quatro níveis planálticos mais elevados (*A*, *I*, *B* e *Bd*), na Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental. Desenvolvem-se principalmente em função da existência de substrato de formações arenosas (Itararé-Aquidauana, Botucatu, Pirambóia), independentemente do nível planáltico. A inexistência ou pouca expressividade das coberturas *Qce* no nível rebaixado *R* é sugestiva de que a gênese destas coberturas seja um processo lento, o que justificaria sua ocorrência somente nos níveis planálticos mais antigos.

11 DEFORMAÇÕES TECTÔNICAS

Estruturas tectônicas afetando as unidades da Bacia do Paraná na área estudada são reconhecidas há muito tempo. WASHBURNE (1930) descreveu as estruturas de Pitanga, Boa Esperança (Pau d'Alho), Charqueada e Serrote, considerando-as como anticlinais. Reconheceu somente pequenos e raros falhamentos, considerados como ajustamentos aos dobramentos. Opinião semelhante expressaram ALMEIDA & BARBOSA (1953).

OPPENHEIM & MALAMPHY (1936) consideraram os desnivelamentos de camadas-guia na região de São Pedro e Charqueada como resultantes de importantes falhamentos. Interpretaram a estrutura de Pitanga como tendo sido formada por um sistema de falhas escalonadas.

BARBOSA & GOMES (1958) descreveram o que denominaram de "domos" de Assistência e Pitanga na bacia do rio Corumbataí, não se referindo à existência de falhas na área.

FÚLFARO *et al.* (1967) consideraram os falhamentos como o processo fundamental na tectônica da Bacia do Paraná, responsáveis inclusive pela origem da escarpa da Serra Geral na área das serras de Santana e São Pedro.

BJORNBERG (1965 e 1969) e BJORNBERG *et al.* (1971) consideraram que os falhamentos foram ativos durante o Cenozóico, denominando tal tectonismo, caracterizado por movimentações predominantemente horizontais, de "tectônica moderna". Foram contestados por SOARES (1973), que considerou tais movimentações horizontais como de origem atectônica, relacionadas a deslizamentos de blocos de rocha.

SOARES (1974), baseando-se nos mapeamentos realizados por ANDRADE & SOARES (1971) e SOARES *et al.* (1973), reconheceu diversas estruturas, representadas por falhas com movimentação vertical e estruturas dômicas, originadas por esforços compressivos gerados no interior da Bacia do Paraná, em consequência da subsidência. Tais esforços compressivos tenderiam a formar estruturas arqueadas no embasamento da bacia (possivelmente controladas por estruturas preexistentes), com ruptura e dobramento das camadas sedimentares sobrepostas. As principais estruturas reconhecidas por SOARES (1974) na área em foco são (DESENHO 4):

- sistema linear de falhas de Rio das Pedras-Piracicaba-Ipeúna, com direção geral N10-20W, e rejeitos podendo atingir até 100 m;
- sistema linear de falhas de Descalvado-Santa Cruz da Conceição, com falhas de direção entre N20E e N70W, e rejeitos menores que 50 m;
- sistema linear de falhas Santa Rita-Tambaú, com falhas principais na direção WNW;
- sistema linear de falhas do Passa-Cinco-Cabeça, com direção dominante N45W e rejeito de até 40 m;
- sistema de *horst* e *graben* de Pau d'Alho e Fazenda Milhã, predominando falhas com direção N40-50W e rejeitos máximos da ordem de 150-200 m, constituindo a mais conspícua movimentação tectônica por falhas na área;
- domo de Pitanga, com eixo maior encurvado, de N-S a NE-SW, relação eixo maior/eixo menor de 2:1, fechamento de quase 100 m, e caráter assimétrico, com mergulhos maiores no flanco oeste (até 12°); o domo é contornado pelos sistemas de falhas de Rio das Pedras-Piracicaba-Ipeúna e Passa-Cinco-Cabeça;
- diversas falhas isoladas ao longo de planos verticais, com rejeitos inferiores a 20 m.

Para SOARES (1974) o tectonismo gerador dessas estruturas teria ocorrido durante o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, concomitantemente ou logo após o vulcanismo basáltico, visto que as camadas mesozóicas (inclusive a Formação Serra Geral) estão arqueadas, e que os sedimentos do Grupo Bauru não foram perturbados.

SOARES *et al.* (1982) identificaram "zonas móveis" correspondentes a faixas retilíneas com alta concentração de lineamentos interpretados de imagens de satélite e de radar, com três direções principais no quadrante NW (variando de N25W a N65W) e duas direções no quadrante NE (N35E a N60E). Tais "zonas móveis", com maior movimentação tectônica em comparação com as áreas adjacentes, representariam zonas de fraqueza do embasamento, várias delas controlando a sedimentação na bacia. Os diques de diabásio ocorreriam preferencialmente nas zonas de direção NW.

FÚLFARO *et al.* (1982) destacaram a compartimentação da Bacia do Paraná por alinhamentos ou zonas de fraturas nas direções NE, NW e localmente E-W. Relacionaram as direções estruturais NW a aulacógenos do Pré-Cambriano Superior a Eopaleozóico. Consideraram as estruturas dômicas (inclusive Pitanga) como contemporâneas do soerguimento jurássico-cretáceo da região costeira adjacente à Bacia de Santos.

SOUZA FILHO (1983), apoiando-se em diferenças nas estruturas presentes nas rochas paleozóicas e mesozóicas na região de Rio Claro-Piracicaba, concluiu pela existência de fase tectônica compressiva ativa no final do Permiano, que originou a estrutura de Pitanga e as falhas inversas associadas. No Jurássico Superior-Eocretáceo tais estruturas teriam sido reativadas e novas falhas teriam surgido, sob regime trativo, injetadas por diabásio.

CORDANI *et al.* (1984) destacaram a influência de estruturas regionais, várias delas relacionadas com o Ciclo Brasileiro, na forma atual da Bacia do Paraná.

ZALÁN *et al.* (1991) reconheceram três direções principais de elementos tectônicos na Bacia do Paraná (NW-SE, NE-SW e subordinadamente E-W). As direções NW-SE e NE-SW corresponderiam a zonas de fraqueza antigas recorrentemente ativas durante a evolução da bacia, com movimentações de natureza vertical e horizontal. Reversões nos movimentos verticais resultariam em inversões de depocentros para altos e vice-versa. A importância relativa das direções NW-SE e NE-SW seria alternada no tempo, sendo que a direção NW-SE foi a mais importante no Neojurássico e Eocretáceo, durante o magmatismo da Formação Serra Geral. A direção E-W teria sido criada nesta época. Para aqueles autores, a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná durante o Paleozóico teria sido influenciada por eventos tectônicos compressivos de naturezas diversas (ainda não bem definidas) que afetaram a margem ocidental do Gondwana, enquanto que durante o Mesozóico passaram a ser mais marcantes as influências do tectonismo distensivo ligado ao processo de rompimento e afastamento da América do Sul e África.

MELO *et al.* (1993), estudando a área do alto rio Pardo, no limite entre o Planalto Atlântico e a Depressão Periférica Paulista, interpretaram três fases principais de eventos tectônicos mesozóico-cenozóicos:

- a) desenvolvimento, a partir do Cretáceo Superior, de zona de cisalhamento simples dextral orientada segundo WNW-ESE, correspondente ao lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio (SADOWSKI & DIAS NETO 1981); estruturas NE-SW, N-S e NW-SE estariam associadas a este evento, em parte reativadas sobre estruturas antigas (falha de Guaxupé de CAVALCANTE *et al.* 1979);
- b) distensão NNW-SSE no Paleógeno (Eoceno-Oligoceno), associada aos eventos geradores do sistema de riftes da borda continental (ALMEIDA 1976, RICCOMINI 1989); estruturas ENE-WSW estariam associadas a esta fase, reativadas sobre os cinturões de cisalhamento brasileiros de Ouro Fino (CAVALCANTE *et al.* 1979, incluindo a falha de Jacutinga) e Campo do Meio;
- c) prosseguimento da atividade (após o Paleógeno) ao longo do lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio.

QUINTAS (1995), com base no mapa gravimétrico residual da Bacia do Paraná, interpretou, para a região enfocada, estruturação representada pela falha de Jacutinga (direção ENE-WSW) e alinhamento do Tietê (COIMBRA *et al.* 1977, direção NW-SE).

RICCOMINI (1995), estudando as evidências de deformações tectônicas nos sedimentos pós-gondvânicos do centro-leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas, concluiu que "a história evolutiva pós-gondvânica é caracterizada pela ação de um binário dextral de orientação geral E-W, localmente suplantado por afundamento e/ou deformação relacionada a subsidência térmica, com breves alternâncias para transcorrência sinistral de mesma direção, em função das taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e subducção na Placa de Nazca" (RICCOMINI 1995, p. 89). Deu destaque à estruturação, pós-magmatismo Serra Geral, por alinhamentos estruturais de direções WNW (como o alinhamento do rio Paranapanema de FÚLFARO 1974), NW (como o alinhamento do rio Tietê de COIMBRA *et al.* 1977) e NNW (como o alinhamento do rio Moji-Guaçu de COIMBRA *et al.* 1981), configurando um padrão em blocos romboidais para a Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (FIGURA 57). Considerou a estrutura de Pitanga como um anticlinal *en échelon* em relação a binário transcorrente sinistral de direção NNW, coincidente com o alinhamento do rio Moji-Guaçu. Admitiu idade maastrichtiana para o alçamento do anticlinal de Pitanga. Reconheceu deformações tectônicas em sedimentos terciários e quaternários, sendo as duas últimas fases de deformação neotectônica no Quaternário (binário dextral no Pleistoceno Superior-Holoceno, tração WNW-ESE no Holoceno).

FIGURA 57 - Principais alinhamentos estruturais da área da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. 1: substrato pré-cambriano, em parte recoberto por sedimentos cenozóicos; 2: terrenos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, subjacentes aos derrames superiores da Formação Serra Geral; 3: rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; 4: sills de diabásio; 5: contato aproximado entre 2 e 3; 6: depósitos rudáceos da região de Franca e Pedregulho; 7: grupos Caiuá e Bauru, não diferenciados; 8: Formação Marília, Grupo Bauru; 9: Formação Itaqueri; 10: Formação Rio Claro e depósitos correlatos; 11: alinhamentos estruturais (I-Alinhamento do Rio Paranapanema; II-Alinhamento Estrutural do Tietê; III-Alinhamento Ibitinga-Botucatu; IV-Alinhamento do Rio Moji-Guaçu; V-Alinhamento Ribeirão Preto-Campinas; VI-Alinhamento Rifaina-São João da Boa Vista; VII-Alinhamento São Carlos-Leme; VIII-Alinhamento Terra Bonita-Itu; IX-Alinhamento de Guapiara); 12: manifestações alcalinas (1-Taiúva; 2-Aparecida do Monte Alto; 3-Jaboticabal; 4-Piraji; 5-Ipanema/Araçoiaba da Serra); 13: altos estruturais (6-Domo de Anhembi-Piapara; 7-Estrutura de Pitanga; 8-Domo de Artemis; 9-Horst de Pau d'Alho; 10-Domo de Jibóia; 11-Domo de Jacarezinho; 12-Domo da Neblina; 13-Domo de Jacu; 14-Estrutura Dômica de Carlota Prenz; 15-Domo de Rio Grande; 16-Domo de Jacutinga; 17-Domo de Guarda; 18-Astroblema de Piratininga; 19-Domo de Jacaré-Guaçu) (RICCOMINI 1995).

11.1 Lineamentos estruturais

O mapa do DESENHO 4 apresenta os lineamentos estruturais interpretados de mosaicos de radar e imagens de satélite. Foram utilizadas cenas MSS do satélite Landsat, tomadas em 01/07/77 (elevação 24-26° e azimuth 48°) e em 10/09/77 (elevação 36-37° e azimuth 64-65°). O diagrama azimutal ("rosácea") com a porcentagem do comprimento acumulado dos lineamentos por intervalo de 10° (DESENHO 4) mostra as seguintes direções principais:

- NNW (N20-30W);
- NNE (N20-30E);
- NW (N50-60W);
- dispersão entre NNE e NE (N30-60E).

Tais direções são pervasivas na área, e correspondem às direções identificadas por SOARES *et al.* (1982). As direções do quadrante NW foram as mais importantes para a intrusão dos diques de diabásio. As direções do quadrante NE são subparalelas a importantes estruturas brasileiras da borda leste da Bacia do Paraná (falha de Guaxupé de CAVALCANTE *et al.* 1979 e OLIVEIRA *et al.* 1983, de direção NE-SW, falha de Jacutinga ou cinturão de cisalhamento de Ouro Fino, CAVALCANTE *et al.* 1979). Tanto as estruturas do quadrante NW, mas preferencialmente aquelas do quadrante NE, apresentam evidências de movimentações tectônicas com componente horizontal predominante, atribuídas aos estágios finais do magmatismo Serra Geral (item 11.2).

A análise da distribuição dos lineamentos confrontada com as estruturas medidas no campo e as principais estruturas regionais não permitiu avançar em relação à esta interpretação estrutural. As principais observações sobre os lineamentos são:

- a) maiores densidades na área de exposição das rochas do embasamento pré-cambriano (no Planalto Atlântico), nas áreas de relevo escarpado das Cuestas Basálticas, e na porção sudoeste da Depressão Periférica, entre Limeira, Ibitiruna e Rio das Pedras;
- b) lineamentos WNW nas proximidades do local SP-55, subparalelos a falhas cortando a Formação Pirambóia;
- c) lineamentos NNE nas proximidades do local MG-325, subparalelos a falha cortando a formação Aquidauana;
- d) boa correspondência entre lineamentos e as principais estruturas da área somente em alguns trechos do sistema de *horst* e *graben* de Pau d'Alho e Fazenda Milhã, e dos sistemas lineares de falhas de Descalvado-Santa Cruz da Conceição e Santa Rita-Tambaú.

Esta baixa correspondência entre as principais estruturas e os lineamentos parece indicar que as feições morfológicas atuais são pouco controladas pelas estruturas principais, a maioria das quais pode ter tido sua atividade restrita aos tempos pré-cenozóicos.

A comparação das rosáceas de porcentagem de comprimento acumulado e número de lineamentos por intervalo de 10° mostra resultados semelhantes. Isto reflete o fato de que os tamanhos dos lineamentos interpretados nas diferentes direções são equivalentes, não se identificando direções com lineamentos destacadamente contínuos.

11.2 Dados estruturais colhidos nos levantamentos de campo

Estes dados são representados por estruturas rúpteis de escala de afloramento (superfícies de juntas e falhas), que podem ser agrupados nos seguintes tipos (ANEXO E):

- a) fraturas sem evidências de movimentação, truncando unidades paleozóicas e mesozóicas;
- b) fraturas sem evidências de movimentação, truncando unidades neocenozóicas;
- c) "falhas" com movimentação atectônica, truncando unidades paleozóicas e mesozóicas;
- d) "falhas" com movimentação atectônica, truncando unidades neocenozóicas;
- e) falhas pré-cenozóicas, truncando unidades paleozóicas e mesozóicas;
- f) falhas com hidrotermalismo associado, truncando rochas básicas do magmatismo Serra Geral;
- g) falhas pré-cenozóicas truncando o embasamento pré-cambriano;
- h) falhas cenozóicas truncando o embasamento pré-cambriano;
- i) falhas cenozóicas truncando unidades paleozóicas e mesozóicas;
- j) diques de diabásio.

Esta profusão de tipos de estruturas rúpteis, para um número de dados relativamente pequeno, reflete, de um lado, a dificuldade encontrada para se interpretar o significado dessas estruturas, e, de outro lado, a escassez de estruturas encontradas no levantamento realizado. Estas circunstâncias desfavoreceram a análise estrutural e a interpretação da evolução tectônica da área, mas ainda assim algumas ilações emergem.

As estruturas observadas indicam a existência de pelo menos quatro fases de deformações tectônicas pós-triássicas:

- I)** fase jurássico-cretácea, com estruturas principalmente WNW e esforços distensivos orientados a NE-ENE; esta fase corresponde à injeção dos diques de diabásio (loais CA-320, MG-327, MG-342, DE-419); a ela são atribuídas também as estruturas cortando sedimentos mesozóicos dos locais SP-55 e DE-419 (FIGURA 58-I);
- II)** fase cretácea inferior (final do magmatismo Serra Geral), com estruturas principalmente NE e secundariamente WNW, com hidrotermalismo associado (sulfetos, calcita e esmectitas fibrosas - FIGURAS 59 e 60), com estrias predominantemente subhorizontais; aparece truncando diabásios de soleiras encaixadas nas unidades paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná; pode ter

sido originada por esforços compressivos associados aos processos de injeção, acomodação e resfriamento das rochas destas soleiras (loais RC-21, LI-100, DE-130, CP-263, AG-542, MG-553, MG-554, RC-609, FIGURA 58-II);

FIGURA 58 - Estruturas das fases de deformações tectônicas pós-triássicas da área estudada (I, jurássico-cretácea; II, cretácea inferior; III, paleogênica; IV, neogênica) (caráter das falhas: N=normal; I=inversa; D=dextral; S=sinistral; os pontos indicam os traços das estrias de atrito; diagrama de Schmidt-Lambert, calota inferior) (*: locais onde foram plotadas somente as falhas cujo caráter foi reconhecido).

FIGURA 59 - Superfície de falha com evidências de hidrotermalismo, cortando rochas básicas do magmatismo Serra Geral (local CP-263, oeste de Aguai).

FIGURA 60 - Nontronita fibrosa deformada sobre cristal de piroxênio fraturado na superfície de falha da FIGURA 59 (aumento de 200 vezes).

- III)** fase paleogênica (associada à abertura das bacias de São Paulo e Taubaté), com estruturas E-W, NE e NW e movimentação normal dominante, com esforços distensivos orientados a NW (loais RP-532, RP-533, BV-541, FIGURA 58-III);
- IV)** fase neogênica (associada à reativação da estrutura de Pitanga e acumulação da Formação Rio Claro); esta fase é deduzida a partir de evidências principalmente morfológicas, sendo que num único local (PC-590) observa-se estrutura que pode ser atribuída a ela (FIGURA 58-IV).

Apesar de terem sido encontrados vários locais com estruturas com evidências de movimentação truncando depósitos neoceno-zóicos, em todos eles pareceu mais provável admitir-se origem atectônica para a movimentação, ou mesmo para a geração das estruturas. Estes locais são:

- RC-25: é o local descrito por RICCOMINI *et al.* (1991), no vale do rio Passa-Cinco; trata-se de dois sistemas de "falhas" NNE com rejeito vertical dominante, ora normal, ora inverso (FIGURA 61), truncando sedimentos da Formação Tatuí e o contato desta com cascalhos *Qc* (possivelmente holocênicos) sobrepostos; os sedimentos da Formação Tatuí são esmectíticos, e uma possível explicação para os deslocamentos observados (máximo de 15 cm) seria: a) fraturamento de origem tectônica na Formação Tatuí, provavelmente no Mesozóico; b) sedimentação dos cascalhos *Qc*; c) movimentações ao longo das fraturas preexistentes, aliviando esforços gerados por expansões diferenciais das esmectitas, posteriormente à sedimentação dos cascalhos *Qc*; além disso, parte destes deslocamentos deve corresponder a irregularidades do Tatuí pré-deposição dos cascalhos *Qc*, como se observa hoje no leito do rio Passa-Cinco;
- AP-358: é o local descrito por FERNANDES & SOUZA (1994) nas proximidades de Jaguariúna; trata-se de delgados e muito alterados depósitos de lamitos quaternários (*Qg*) sobre embasamento pré-cambriano, em situação de encosta, apresentando-se com muitas fraturas irregulares e descontínuas, algumas mais extensas, localmente com estriamento na argila, incipiente e descontínuo; tais estruturas podem ter sido geradas pela movimentação do material durante a evolução da encosta;
- CO-385: trata-se de depósitos lacustres em depressões fechadas (*Ql*), datados em 37.640 $\pm$ 1.050 anos AP (amostra CO-385A da TABELA 2), cortados por falhas normais com direção ENE (FIGURA 62) e falha inversa; os depósitos são esmectíticos, e após sua acumulação a drenagem local entalhou seu leito, rebaixando o lençol freático e criando discreto relevo na planície original, o que pode ter originado as estruturas observadas;

FIGURA 61 - Cascalhos da unidade *Qc* (cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta) sobre siltitos da Formação Tatuí, com estruturas apresentando discreta movimentação de suposta origem atectônica (local RC-25, oeste de Rio Claro).

FIGURA 62 - Argilas da unidade *Ql* (depósitos lacustres em depressões fechadas) cortados por estruturas de suposta origem atectônica (local CO-385, sudoeste de Moji-Mirim).

- RC-432 e RC-556: o primeiro é um dos locais descritos por ZAINE (1994), na área da cidade de Rio Claro; trata-se de depósitos da Formação Rio Claro, situados nas bordas do platô de Rio Claro, junto a feições erosivas (boçorocas) ou cabeceiras de drenagens, cortados por fraturas e "falhas" normais de baixo ângulo; tais estruturas podem ter sido originadas por deslocamentos associados à evolução morfológica das encostas.

Assim, durante os trabalhos de campo realizados não foram encontradas deformações atribuídas a esforços tectônicos perturbando os depósitos neoceno-zóicos na área estudada.

11.3 Evidências de reativação tectônica neoceno-zóica na área da estrutura de Pitanga

Como já foi discutido no item 9.1.9 (FIGURA 38), a própria ocorrência da Formação Rio Claro na área a montante da estrutura de Pitanga, os alinhamentos dos rios Passa-Cinco e Corumbataí coincidentes com os limites dos sedimentos, e a existência de áreas soerguidas do nível planáltico **Bd** constituem fortes evidências da reativação neoceno-zóica na área, apesar de as estruturas relacionadas com esta fase não serem facilmente distinguíveis.

Além das discussões e conclusões já apresentadas no item 9.1.9, pode-se acrescentar que os dados estruturais mostram que a falha do rio Corumbataí possivelmente já constituía uma zona de movimentação preferencial durante a fase **II** de deformação tectônica (cretácea inferior, ao final do magmatismo Serra Geral), como indicam as estruturas observadas no local RC-609 (FIGURA 58-II).

Os dados disponíveis não permitem avançar a proposição de um modelo geodinâmico para explicar a reativação neoceno-zóica na área da estrutura de Pitanga, podendo tal reativação relacionar-se tanto a esforços gerados no interior da Bacia do Paraná, com movimentos verticais associados (SOARES 1974), quanto a cisalhamento simples ao longo do alinhamento do rio Moji-Guaçu (RICCOMINI 1995).

11.4 Evolução tectônica na área da estrutura de Pitanga

Os dados e discussões apresentados acima permitem propor a seguinte seqüência de eventos na área da estrutura de Pitanga:

- a) origem da estrutura anteriormente ao magmatismo Serra Geral, pois as soleiras de diabásio injetadas na Formação Irati aparentemente foram por ela obstruídas; tal origem poderia ter sido no Permiano Superior, por falhas inversas, como proposto por SOUZA FILHO (1983), ou no limite Permiano-Triássico, como sugerem as evidências diretas de tectonismo perturbando as unidades da Bacia do Paraná neste intervalo de tempo, arroladas por RICCOMINI (1995) (v.g. CHAMANI *et al.* 1992, RICCOMINI 1992b, RICCOMINI *et al.* 1992, FERNANDES & COIMBRA 1993);

- b) reativação da estrutura com falhas de movimentação vertical durante o magmatismo Serra Geral, com injeção de diques de diabásio (SOARES 1974, BRANDT NETO *et al.* 1981, SOUZA FILHO 1983); estas movimentações ocorreram principalmente ao longo dos sistemas lineares de falhas de Rio das Pedras-Piracicaba-Ipeúna e Passa-Cinco-Cabeça;
- c) movimentações com componente horizontal predominante ao final do magmatismo Serra Geral, principalmente ao longo da falha do rio Corumbataí;
- d) reativação neoceno-zóica ao longo das falhas dos rios Corumbataí e Passa-Cinco, com movimentação vertical de blocos, soerguimento do nível planáltico *Bd* e acumulação da Formação Rio Claro sobre bloco rebaixado a norte da estrutura de Pitanga.

12 FATORES ASSOCIADOS À GÊNESE DOS DEPÓSITOS

Pode-se destacar alguns fatores associados à gênese e preservação dos sedimentos neoceno-zóicos da região estudada. Estes fatores são de diferentes naturezas: geológica (presença de soleiras litológicas, presença de unidades arenosas atuando como áreas-fontes, atividade neotectônica), geomorfológica (afeiçoamento de níveis planálticos e terraços), paleoclimática (fases de oscilações climáticas desencadeadoras de fases de resistasia, fases de pedimentação) e pedológica (geração de coberturas de alteração relativamente espessas).

12.1 Neotectônica

A neotectônica tem sido evocada para explicar a acumulação e preservação dos depósitos da Formação Rio Claro (v.g. FÚLFARO & SUGUIO 1968 e 1974, PENTEADO 1976, ZAINÉ 1994). Estes autores admitiram reativações de falhas principalmente na área da estrutura de Pitanga, que teriam provocado barramentos da paleodrenagem e sedimentação à montante.

A relativa dificuldade de se reconhecer evidências diretas de reativações tectônicas na área da estrutura de Pitanga, que pudessem ser relacionadas com os barramentos da paleodrenagem, responsáveis pela acumulação da Formação Rio Claro, levou alguns autores a supor que tais reativações pudessem ser muito discretas, associadas a esforços produzidos por compensações isostáticas, em consequência dos desníveis topográficos gerados pela escavação erosiva da Depressão Periférica (FÚLFARO & BARCELOS 1989, FÚLFARO 1990). Esta hipótese baseou-se na regionalização de efeitos observados em escavações para a construção de grandes barragens (PATTON & HENDRON 1974).

As evidências ressaltadas no presente estudo, principalmente aquelas de natureza geomorfológica, indicam que de fato a acumulação da Formação Rio Claro na sua área-tipo foi controlada pela reativação de falhas com movimentação vertical na área da estrutura de Pitanga. Tais falhas, contemporâneas da sedimentação, provavelmente foram ativas no Plioceno Superior

(ver item 9.1.8), portanto dentro do intervalo de tempo para o qual tem sido proposta a abrangência do termo "neotectônica" (MÖRNER 1993).

12.2 Presença de soleiras litológicas

A presença de intrusões de diabásio (soleiras, lacólitos e subordinadamente diques) nos sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Depressão Periférica é destacada, sendo considerada uma das feições características da sua porção nordeste, denominada Zona do Moji-Guaçu (ALMEIDA 1964). Ali sobressaem as soleiras de diabásio associadas às unidades Tatuí e Irati. Estas intrusões sustentam barramentos da drenagem, que devem ter exercido algum controle da sedimentação pré-atual, da mesma forma que ainda hoje exercem influência na acumulação dos aluviões em planícies e baixos terraços, como se observa nos rios Moji-Guaçu, Jaguari-Mirim, Jaguari e Atibaia.

Entretanto, nos locais em que a atividade tectônica associou-se à presença de intrusões de diabásio é que é mais evidente a influência das soleiras litológicas na sedimentação. É o caso da acumulação dos depósitos da Formação Rio Claro na sua área-tipo, aparentemente controlados em parte pelas soleiras litológicas na área da estrutura de Pitanga.

12.3 Presença de unidades arenosas atuando como áreas-fontes

O desenvolvimento das extensas coberturas *Qce* na Depressão Periférica está em parte relacionado com a ocorrência de substrato arenoso (Subgrupo Itararé, formações Aquidauana, Pirambóia, Botucatu e Rio Claro).

Os depósitos *Qce* correspondem à acumulação dos produtos de alteração destas unidades arenosas, em parte *in situ* (principalmente nos topos das colinas) e em parte também com processo de coluvionamento (nas encostas).

Ressalte-se que outros fatores, principalmente geomorfológicos, associam-se à natureza do material da área-fonte na acumulação dos depósitos *Qce*.

12.4 Afeiçoamento dos níveis planálticos e terraços

As associações entre os tipos de depósitos neoceno-zóicos e níveis planálticos já foram discutidas no item 10.

Os cascalhos aluviais *TQt* e *Qt* constituem o principal exemplo de sedimentação correlativa de pedimentos, no caso o nível planáltico *R* e terraço embutido neste nível, respectivamente.

Os depósitos *TQf* também podem constituir sedimentação correlativa da elaboração do nível planáltico *I*. As couraças ferruginosas (*TQcf*), por sua vez, podem testemunhar condições de migração e acumulação de óxidos e hidróxidos de ferro em situações climáticas de transição, ocorridas logo após a elaboração dos níveis planálticos *A*, *I*, *B* e *Bd*.

Alguns tipos de depósitos estão associados a determinados níveis planálticos, sem que isto signifique, entretanto, que os depósitos representem o produto sedimentar da elaboração de tais níveis.

Os depósitos da Formação Rio Claro ocorrem nos níveis planálticos *B* e *Bd*, mas esta associação é controlada por barramentos da drenagem na área da estrutura de Pitanga e borda leste da Depressão Periférica.

Os depósitos *Qf* também ocorrem unicamente no nível planáltico *B*. Neste caso a associação é determinada pela relativa preservação do nível *B* no sopé da cuesta, onde se dá a acumulação dos depósitos *Qf*.

As coberturas *Qce* ocorrem sobre vários dos níveis planálticos identificados, justamente nos locais em que as superfícies regionais encontram-se melhor preservadas, configurando relevos de colinas amplas, pouco entalhados. Neste caso, um dos fatores condicionantes da formação e preservação das coberturas é a antiguidade das superfícies, o que permitiu o espessamento do manto de regolito remobilizado.

12.5 Fases de oscilações climáticas

Os depósitos *TQt* e *Qt* são os mais claramente associados a fases de oscilações climáticas. Estes cascalhos fluviais são interpretados como sedimentos de sistema fluvial entrelaçado, acumulados durante fases de pedimentação sob vigência de climas com marcante contraste sazonal, mais secos que o atual.

Aparentemente, as couraças ferruginosas (*TQcf*), os lamitos (*Qg*), os depósitos de fundo de boçorocas (*Qb*) e os preenchimentos das depressões fechadas (*Qd*) também refletem fases climáticas diferentes da atual, ou francamente mais secas, ou pelo menos com estações mais contrastadas.

É possível que fases de oscilações climáticas desencadeadoras de períodos de resistasia tenham favorecido o entulhamento dos vales da região. A preservação de parte dos depósitos assim formados constituiria as ocorrências isoladas de depósitos encontradas hoje alçadas ao longo dos vales, principalmente os depósitos *TQca* e *Qca*.

12.6 Acumulação da cobertura pedológica

Os depósitos *Qce* são constituídos por materiais pedologicamente desenvolvidos, derivados de substrato predominantemente arenoso, representando o material superficial de alteração com evidências de transferências verticais e laterais. A maior expressão dos depósitos *Qce* sobre as áreas de relevo suave, de colinas amplas, sugere um efeito de acumulação dos produtos de alteração, onde a velocidade de erosão superficial é mais lenta.

O soterramento de fragmentos de carvão vegetal datados como holocênicos incorporados nos depósitos *Qce* em topos onde não se pode admitir coluvionamentos recentes sugere a ocorrência de mecanismos de transferências verticais de materiais. Alguns autores têm

advogado a importância da atividade biológica no soterramento dos fragmentos de carvão vegetal (MIKLOS 1992, BOULET *et al.* 1995).

Admite-se que, nas encostas das colinas, atuem principalmente processos de coluvionamento, com transferências laterais de materiais inconsolidados.

13 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA NEOCENOZÓICA

A paisagem atual da Depressão Periférica na área enfocada reflete sua evolução posteriormente à elaboração dos níveis planálticos *B* e *Bd*, que nivelam o relevo de colinas. A idade destes dois níveis planálticos ainda não é bem determinada. Seus depósitos correlativos ainda não apresentaram elementos que permitissem datações mais precisas. Entretanto, existem indicações paleontológicas, litoestratigráficas e geomorfológicas no sentido de considerar os níveis *B* e *Bd* como sincrônicos, de idade neogênica, sendo seu desnivelamento topográfico motivado principalmente pelo controle litoestrutural das unidades paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná, sobre as quais se modelaram. A idade neogênica coincide com a idade proposta por MARTONNE (1943) para o nivelamento de topos na área da Depressão Periférica, ainda que aquele autor tenha interpretado tal idade com base em argumentos hoje invalidados (suposta correlação com os depósitos da Bacia de Taubaté).

A ocorrência de couraças ferruginosas (atualmente em desmantelamento) associadas aos níveis planálticos *B* e *Bd* é uma indicação de que estes níveis realmente traduzam fases de aplainamento do relevo durante fases climáticas mais secas, como postulado por BIGARELLA *et al.* (1965) e outros. Os depósitos *TQf*, situados sobre o nível planáltico *I*, também podem ser indicativos de fases climáticas mais secas.

A Formação Rio Claro, depositada em sistema fluvial meandrante sob condições de clima úmido, associa-se com o nível planáltico *Bd*, e, no limite leste da Depressão Periférica, também com o nível *B*. A acumulação ocorreu quando estes níveis encontravam-se muito pouco entalhados, o que é indicado pela suavidade do relevo do substrato da Formação Rio Claro. Assim, a sedimentação deve ter ocorrido logo após o afeiçoamento dos níveis planálticos, quando o paleoclima já havia mudado para úmido, mas antes que o relevo tivesse sofrido entalhamento significativo.

A acumulação da Formação Rio Claro na área a montante da estrutura de Pitanga foi comandada por reativações neoceno-zóicas das falhas lá existentes pelo menos desde o Mesozóico, através de movimentações verticais da ordem de algumas dezenas de metros, que barraram a drenagem e determinaram a sedimentação, e deformaram o nível planáltico *Bd*. Tais reativações podem estar ligadas ou a esforços gerados no interior da Bacia do Paraná, em consequência da subsidência, ou a cisalhamento associado a estruturas de extensão regional.

A acumulação dos depósitos atribuídos à Formação Rio Claro situados na borda leste da Depressão Periférica (Vargem Grande do Sul, rio Jaguari-Mirim, Moji-Guaçu, Moji-Mirim,

Jaguariúna, Cosmópolis, Paulínia) está mais claramente associada à existência de barramentos litológicos, representados por soleiras e diques de diabásio, os quais ainda hoje condicionam alargamentos dos vales e sedimentação fluvial a montante. Embora não se tenham observado evidências de reativações tectônicas neocenozóicas nestes locais, não se pode descartar a hipótese de que elas tenham ali ocorrido, ainda que muito atenuadas, tendo em vista a extensão dos depósitos, e sua similaridade e provável sincronismo com os depósitos da área do platô de Rio Claro.

A acumulação da Formação Rio Claro foi o último evento deposicional importante na área da Depressão Periférica, associado a discreta reativação tectônica, aparentemente localizada. Nos tempos que se seguiram a área tem se caracterizado pela predominância da erosão, sendo que os depósitos neocenozóicos encontrados representam testemunhos descontínuos de episódios deposicionais localizados e efêmeros, normalmente relacionados aos vales dos principais rios da área, ou a coberturas de origem pedogenética.

Destacam-se os cascalhos da unidade *TQt*, associados ao nível planáltico *R*, embutido na superfície Neogênica, constituindo o mais jovem aplainamento mapeável na escala 1:250.000 observado na área. A elaboração deste nível e a sedimentação dos cascalhos associada, atribuída a sistema fluvial entrelaçado, correspondem a fase de pedimentação e grande aporte de carga sedimentar para os rios, sob vigência de clima semi-árido. Este nível de cascalhos tem sido reconhecido amplamente no Sudeste do Brasil, e sua idade é normalmente considerada pleistocênica, embora possam também ser do final do Terciário (MELO *et al.* 1994).

Outro nível de cascalhos (*Qt*) em terraço fluvial pouco desenvolvido embutido abaixo do nível planáltico *R* evidencia outra fase de pedimentação sob vigência de clima semi-árido, esta pleistocênica.

Os depósitos neocenozóicos mais extensos da área são representados pelas coberturas colúvio-eluviais (*Qce*), para as quais, em tese, pode-se esperar um início de evolução a partir do afeiçoamento morfológico das superfícies sobre as quais se situam, ou seja, desde o Terciário. As coberturas encontradas hoje representam a somatória dos produtos colúvio-eluviais que vêm, em parte, se acumulando há muito tempo, enquanto outra parte é carregada pelos processos erosivos. Os fragmentos de carvão vegetal com idade holocênica incluídos nas coberturas *Qce* (e também em regolito) marcam eventos de queimadas, possivelmente associadas a flutuações climáticas de curta duração, que podem ter favorecido a mobilização e erosão das coberturas colúvio-eluviais, mas que não foram os responsáveis pela sua gênese.

A natureza dos depósitos aluviais em baixos terraços, dos depósitos lacustres em depressões fechadas, as variações de palinomorfos nestes últimos e nas turfeiras, e as idades dos fragmentos de carvão encontrados principalmente na unidade *Qce* são indicativos de flutuações climáticas do Pleistoceno Superior e Holoceno, com reflexos no paleoambiente e na sedimentação. Seu estudo poderá apoiar interpretações sobre a gênese da paisagem atual e projeções sobre flutuações climáticas futuras.

14 IMPORTÂNCIA DOS DEPÓSITOS NEOCENOZÓICOS

Tanto na Depressão Periférica quanto no Planalto Ocidental, os depósitos neoceno-zóicos ocorrem em larga escala, e assumem grande importância por três fatores principais:

- 1) trata-se de materiais superficiais de grande distribuição em área, suscetíveis de apresentar fenômenos de risco geológico (boçorocas, colapsos), mas apropriados para utilização em geologia de engenharia (aterros, leito de estradas);
- 2) constituem depósitos de areia e de argila de importância econômica;
- 3) podem refletir a atuação de processos ligados à atividade neotectônica, auxiliando na interpretação da sismicidade atual.

14.1 Meio ambiente

Com relação ao meio ambiente, o principal aspecto associado às coberturas neoceno-zóicas é a sua suscetibilidade à erosão, seja na forma de fluxo laminar ou concentrado. A expressão mais aguda da erosão na forma de fluxo concentrado é representada pelas boçorocas, tão comuns nas regiões dos sítios urbanos de Rio Claro, São Pedro, Casa Branca e Sumaré (SOARES & LANDIM 1976, OKA-FIORI 1987, ZAINÉ 1994, NAKAZAWA *et al.* 1994).

As boçorocas desenvolvem-se tanto nos sedimentos neoceno-zóicos arenosos a areno-argilosos (principalmente as coberturas *Qce*) quanto nos produtos de alteração *in situ* das unidades arenosas da Bacia do Paraná (Itararé-Aquidauana e Pirambóia-Botucatu).

O reconhecimento e cartografia dos depósitos neoceno-zóicos torna-se particularmente importante, no que se refere às boçorocas, nos locais em que as coberturas arenosas a areno-argilosas não apresentam parentesco com as rochas sedimentares do substrato, o que ocorre, por exemplo, na região de Rio Claro.

14.2 Geotecnia

Vários autores têm destacado que os depósitos neoceno-zóicos (ou "sedimentos cenozóicos") são constituídos por materiais muito porosos, pouco densos, facilmente erodíveis, e colapsíveis quando carregados e inundados (VILAR 1979, BONGIOVANNI 1990, GIACHETTI *et al.* 1993, entre outros). Ressaltam, entretanto, que quando compactados, estes materiais apresentam qualidades mecânicas e hidráulicas favoráveis para as aplicações da engenharia civil, tais como base de fundações e pavimentos rodoviários, e aterros.

BONGIOVANNI (1990, p.89), complementando definições de VILAR *et al.* (1981) e LOPES (1987), descreve como "solos colapsíveis aqueles de natureza essencialmente arenosa ou argilo-arenosa, não-saturados, caracterizados por uma estrutura metaestável do tipo porosa (grãos de silte, areia e grumos de argila), mantidos em suas posições por um fraco cimento

(argilas, óxidos de Fe, carbonatos) ou presa por meniscos capilares". Esta definição aplica-se à maior parte das coberturas neocenozóicas colúvio-eluviais (*Qce*).

Admite-se que o processo de formação de solos porosos colapsíveis envolve sempre a pedogênese, seja de materiais superficiais residuais ou transportados (VARGAS 1993, CARVALHO 1993). As camadas porosas superficiais resultariam da eluviação dos materiais finos e solúveis, sendo necessário que o clima apresente verões úmidos com grandes precipitações, para permitir a eluviação, e invernos secos, para permitir que o cimento aglutine os grãos. É possível que a atividade biogênica também contribua decisivamente para o aumento da porosidade dos horizontes superficiais do solo (MIKLOS 1992, BOULET *et al.* 1995).

Alguns autores advogam que o conhecimento da origem dos depósitos colapsíveis não auxilia na caracterização da probabilidade de ocorrência do colapso, pois a origem de tais depósitos seria muito diversificada (COSTA 1986). VARGAS (1993, p.7) ressaltou que "a deposição, a fase geológica, não é por si só suficiente para explicar o solo poroso. Ele tanto pode ser um solo residual, como pode ser um solo transportado, coluvial. É necessário que, depois de ser formado, ainda haja uma evolução pedológica e eluviação dos finos dos solos, além de solução e precipitação da matéria cimentadora dos grãos".

Entretanto, para o Estado de São Paulo, NAKAZAWA *et al.* (1994) associam os terrenos com maior probabilidade de ocorrência de recalques por colapso do solo com áreas de coberturas cenozóicas, nos topos dos relevos colinosos da Depressão Periférica e na transição Cuestas Basálticas/Planalto Ocidental. Tais terrenos correspondem às áreas mapeadas como depósitos cenozóicos por ANDRADE & SOARES (1971) e SOARES & LANDIM (1976).

LOPES (1987) descreveu na área urbana de Terra Roxa (Terceiro Planalto Paranaense) fenômenos de colapso após chuvas torrenciais anômalas, em área com até 40m de coberturas arenosas a areno-argilosas, similares às da área da Depressão Periférica e Planalto Ocidental em São Paulo. Relatou depoimentos de moradores relacionando eventos de chuvas anômalas com evidências de colapso. Destacou ainda o fato de que águas contaminadas por ácidos orgânicos ou dejetos de fossas sépticas podem desenvolver colapsibilidade em solos que não a apresentam com água pura, o que já havia sido descrito por REGINATO & FERRERO (1973). Este exemplo ressalta a necessidade de medidas de previsão de eventos de colapso em áreas urbanas sobre coberturas arenosas a areno-argilosas colapsíveis.

Na Depressão Periférica Paulista, fenômenos de colapso em áreas urbanas foram descritos em Boituva (IPT 1992c) e em Araras (IPT 1991). Nos dois casos, os fenômenos foram relacionados à natureza colapsível dos solos, e a vazamentos de efluentes domésticos e industriais. No caso de Araras, situada dentro dos limites da área enfocada, admitiu-se também influência de eventos chuvosos no desencadeamento do processo de colapso.

Engenheiros geotécnicos e geólogos do meio ambiente têm tido dificuldade em definir sistemas classificatórios funcionais para os sedimentos neocenozóicos. Normalmente baseiam tais sistemas em índices físicos e ensaios de campo (v.g. VILAR *et al.* 1981, NOGAMI & VILLIBOR

1988, CARVALHO 1993, GIACHETI *et al.* 1993). Isto reflete em parte o desconhecimento da gênese e a inadequada classificação dos depósitos neoceno-zóicos, o que prejudica o desenvolvimento de modelos, a prospecção de materiais geotécnicos e a previsão de risco de fenômenos danosos (erosão, colapsos).

A adequada classificação dos depósitos neoceno-zóicos, quanto à sua faciologia, gênese e idade, deverá contribuir para reduzir as dificuldades de definição de sistemas classificatórios no campo da geologia de engenharia.

14.3 Recursos minerais

Os sedimentos neoceno-zóicos têm sido objeto de exploração tanto de areias, para utilização como matéria-prima para a construção civil e indústria de vidro, moldes de fundição e fibras (OLIVEIRA 1987, COIMBRA & RICCOMINI 1994), quanto de argilas para a indústria cerâmica (MOTTA 1991, PRESSINOTTI 1991, TANNO *et al.* 1994). Apresentam também algum potencial para a produção de diatomitos e esponólitos (MOTTA *et al.* 1986, MOTTA 1991, VOLKMER-RIBEIRO 1992).

Os depósitos de cascalhos da litofácies *Trcc* da Formação Rio Claro são utilizados para pavimentos de estradas e agregados. Os depósitos arenosos da litofácies *Trcc* são utilizados como areia de construção civil. Os depósitos de areia fina da litofácies *Trca* são utilizados em moldes de fundição.

Os depósitos de argila de planície de inundação da Formação Rio Claro (litofácies *Trcm*) que ocorrem na porção leste da área estudada (Vargem Grande do Sul, Jaguariúna, Paulínia) são fonte de matéria-prima utilizada na indústria cerâmica.

Os cascalhos aluviais em terraços, das unidades *TQt* e *Qt* são utilizados para pavimento de estradas e agregados.

As coberturas colúvio-eluviais (*Qce*), derivadas principalmente de substrato arenoso (unidades estratigráficas Itararé-Aquidauana e Pirambóia-Botucatu) são largamente exploradas, tanto por mineradoras organizadas quanto por mineradoras informais e prefeituras, que as utilizam para fins industriais (moldes de fundição, fibra ótica, fibra de vidro, vidro), construção civil (argamassa) e geotécnicos (aterros e substrato de estradas).

A exploração dos sedimentos neoceno-zóicos como fonte de recursos minerais, embora relativamente intensa, tem se orientado por procedimentos empíricos, em consequência da dificuldade de se estabelecerem modelos prospectivos. Isto reflete certa confusão na interpretação da idade, fatores genéticos e forma de ocorrência das coberturas.

14.4 Neotectônica e sismicidade

A área estudada, situada na porção leste da Depressão Periférica, é compreendida, em sua maior parte, dentro dos limites da Zona Sismogênica de Pinhal, definida pelo IPT (1981),

MIOTO & HASUI (1982) e MIOTO (1984), e com seus limites estendidos na "Carta Geotécnica de São Paulo" (NAKAZAWA *et al.* 1994).

A Zona Sismogênica de Pinhal é caracterizada pelo registro histórico de sismos com intensidade até VI MM (escala Mercalli Modificada), uma das mais altas do Sudeste do Brasil (IPT 1992a e 1992b). Os registros de sismos concentram-se na área de exposição do embasamento junto aos limites da Bacia do Paraná, uma região com marcante estruturação, em parte reativada no Cenozóico (MELO *et al.* 1993). Entretanto, não se caracteriza correlação evidente entre sismicidade e estruturas (IPT 1992a). As principais concentrações de sismos parecem ocorrer na região de cruzamento de estruturas regionais (lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio, cinturão de cisalhamento de Ouro Fino e sistema de falhas do Rio Pardo) sobre o limite erosivo da Bacia do Paraná (MELO *et al.* 1993).

Parte das estruturas mencionadas acima tem continuidade para oeste, dentro da Bacia do Paraná, onde foram identificadas descontinuidades e lineamentos crustais a partir de dados gravimétricos e magnetométricos (IPT 1989).

O estudo dos depósitos neoceno-zóicos contribui, em tese, para a compreensão da atividade neotectônica e do condicionamento da sismicidade atual da área, na medida em que auxilia na identificação e caracterização de estruturas relativamente jovens e dos regimes de esforços que lhes deram origem.

A área da estrutura de Pitanga é assísmica, mas há que se destacar que se trata de local com aparente recorrência de fenômenos tectônicos, reconhecidos até o Neoceno-zóico, numa situação intraplaca, e situado sobre o cruzamento de alinhamentos de extensão regional.

14.5 Previsão de variações climáticas

Os fragmentos de carvão vegetal presentes nas coberturas colúvio-eluviais (*Qce*) apresentaram idades entre 3.950 e 8.800 anos AP, com ligeira concentração entre 6.500 e 8.500 anos AP (TABELA 2). Admite-se que estes fragmentos de carvão resultem da combustão de estruturas lenhosas da cobertura vegetal, e testemunhem queimadas ocorridas na região durante o Holoceno, associadas a fases de ressecamento climático. A forma de ocorrência dos fragmentos de carvão sugere que eles foram formados na superfície do terreno, e soterrados posteriormente por mecanismos de movimentação vertical dos componentes da cobertura de alteração.

Por outro lado, uma característica da área é a presença de depressões rasas fechadas (drenagem endorreica) ou com escoamento ineficiente, preenchidas com depósitos lacustres (*Ql*). Estes depósitos, portadores de níveis orgânicos, turfas e esponglitos, também poderão fornecer dados sobre condições paleoambientais quaternárias.

Também as turfeiras, incluídas na unidade *Qa*, apresentam variações no conteúdo palinológico e em microcarvões indicativos de incêndios, tornando-se também potenciais indicadores de flutuações paleoclimáticas do Pleistoceno Superior e Holoceno.

CATT (1988) destaca a dificuldade de se definirem os fatores controlando as mudanças climáticas de ciclo curto, e a importância de reconstruir o passado recente em detalhe, reunindo evidências de registros instrumentais dos últimos séculos, e de dados históricos, arqueológicos, geológicos, paleontológicos e paleopedológicos. As mudanças do passado recente e os efeitos da poluição atmosférica constituem a base dos esforços para compreender e modelar a dinâmica das interações atmosfera-oceano. Aquele autor referiu-se ao interesse potencial de várias importantes indústrias (agricultura, reflorestamento, combustíveis e energia, pesca, engenharia civil, suprimento de água, disposição de rejeitos, turismo, seguros) na previsão da época e magnitude das mudanças climáticas.

Na América do Sul, grandes esforços têm sido realizados no sentido de estabelecer os padrões de variação de eventos do tipo *El Niño*, quando se observam anomalias no regime de precipitações, ventos, correntes e ressurgências marinhas (MARTIN *et al.* 1993, VALENTIM 1994). As várias evidências descritas por MARTIN *et al.* (1993) como resultantes de paleo-eventos *El Niño* são: 1) padrão de construção de cordões litorâneos no delta do rio Doce; 2) variações do nível d'água do lago Titicaca; 3) registros palinológicos em sedimentos lacustres na região de Carajás; 4) variações na descarga do rio Xingu; 5) variações no suprimento de areia de vários rios de área desértica do Peru.

Os fragmentos de carvão vegetal incluídos nas coberturas *Qce* e os depósitos das depressões fechadas (*Ql*) e as turfeiras incluídas nos depósitos *Qa* podem vir a se constituir em evidência adicional das variações climáticas quaternárias que afetaram o Sudeste do Brasil e a América do Sul.

15 CONCLUSÕES

Os estudos realizados na porção centro-leste da Depressão Periférica Paulista enfocaram a Formação Rio Claro e depósitos associados (caracterização, distinção, gênese, associação com o relevo), visando contribuir para a compreensão da evolução geológica neoceno-zóica na área.

A sedimentação neoceno-zóica na porção estudada de Depressão Periférica é localizada, descontínua e delgada, o que tem dificultado os estudos de classificação, correlação e associação com fatores genéticos de abrangência regional. Isto determinou, por um lado, certa controvérsia na literatura geológica, que vem admitindo correlações que não subsistem a uma investigação mais detalhada. Por outro lado, a utilização de métodos de trabalho alternativos torna-se obrigatória, levando-se em conta não só as características faciológicas dos sedimentos, mas também as discontinuidades presentes, o arranjo das litofácies e, sobretudo, a associação com as formas do relevo. Esta abordagem foi adotada também neste trabalho, onde a classificação e interpretação dos depósitos neoceno-zóicos apoiou-se, complementarmente, na organização do relevo em níveis planálticos e na situação dos depósitos no perfil das vertentes das colinas.

Foram mapeados cinco níveis planálticos de extensão regional (*A*, *I*, *B*, *Bd* e *R*), correspondentes a níveis identificados em regiões vizinhas, e em parte já referenciados na área de estudo por autores precedentes. Os níveis mais elevados e antigos (*A* e *I*) ocorrem somente nas áreas correspondentes ao Planalto Atlântico e Cuestas Basálticas, vizinhas à Depressão Periférica. Os níveis *B*, *Bd* e *R* ocorrem dentro dos limites da Depressão Periférica. Os dois mais antigos e elevados (*B* e *Bd*) são os mais extensos, e nivelam o relevo colinoso da região, sendo considerados sincrônicos. São englobados na superfície Neogênica. O mais jovem (*R*), embutido abaixo dos anteriores, aparece somente junto ao vale dos rios Tietê e Piracicaba.

A ocorrência de couraças ferruginosas sobre os níveis planálticos *A*, *I*, *B* e *Bd* e de cascalhos de sistema fluvial entrelaçado sobre o nível *R* é indicativa de que tais níveis correspondam de fato a superfícies elaboradas durante a vigência de fases de climas secos.

A Formação Rio Claro (*Trc*) é reconhecida na área do platô de Rio Claro, e no limite leste da Depressão Periférica, em ocorrências mais descontínuas (Vargem Grande do Sul, vale do rio Jaguari-Mirim, Moji-Guaçu, Moji-Mirim, Jaguariúna, Cosmópolis, Paulínia). É constituída por depósitos de sistema fluvial meandrante, formados sob vigência de clima úmido, agrupados em quatro litofácies principais: *Trcl* (lamitos de processos gravitacionais), *Trcc* (cascalhos e areias de fundo de canal e barras fluviais), *Trca* (areias de rompimento de diques marginais) e *Trcm* (argilas de transbordamento, em planície de inundação). Apresenta impressões de folhas e caules, pistas de prováveis crustáceos de água doce, impressão de inseto e oogônios de carófitas de água doce, mas os fósseis presentes ainda não permitiram atribuir-lhe idade precisa.

Na área do platô de Rio Claro, a sedimentação está estreitamente relacionada com a estrutura de Pitanga (com atividade tectônica principal no Mesozóico) e com o nível planáltico *Bd*, este soerguido junto a falhas de direção NE-SW (rio Corumbataí) e NW-SE (rio Passa-Cinco). Estas observações indicam que o fator determinante da sedimentação foi a reativação de falhas com movimentação vertical na área da estrutura de Pitanga. Tal reativação ocorreu logo após o afeiçoamento do nível planáltico *Bd*, quando este ainda se encontrava muito pouco entalhado.

Não foram observadas evidências de reativações tectônicas associadas aos depósitos atribuídos à Formação Rio Claro situados na borda leste da Depressão Periférica, embora não se possa excluir a hipótese de que tais reativações tenham ocorrido, ainda que muito atenuadas. Ali, a sedimentação está mais claramente associada à existência de barramentos litológicos (soleiras e diques de diabásio), que controlam ainda hoje alargamentos dos vales e sedimentação fluvial a montante. Além de se associarem ao nível planáltico *Bd*, os depósitos da Formação Rio Claro na borda leste da Depressão Periférica ocorrem também, em um local (Vargem Grande do Sul), sobre o nível planáltico *B*, reforçando a hipótese de que os níveis *B* e *Bd* sejam sincrônicos.

Além dos depósitos da Formação Rio Claro, foram identificados vários outros depósitos mais jovens na área estudada, a maior parte deles aparecendo em ocorrências pequenas e isoladas, não mapeáveis na escala 1:250.000, testemunhando episódios deposicionais efêmeros e

restritos às calhas dos principais rios. Esses sedimentos foram agrupados nas seguintes unidades informais: depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais separados da escarpa da cuesta (*TQf*); couraças ferruginosas (*TQcf*); depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados (*TQca*); depósitos aluviais em rampas e terraços elevados (*TQa*); cascalhos aluviais em terraços elevados (*TQt*); depósitos rudáceos de tálus e leques aluviais junto à escarpa de cuesta (*Qf*); depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais (*Qg*); cascalhos aluviais em terraços intermediários (*Qt*); depósitos colúvio-aluviais em baixos terraços (*Qca*); cascalhos aluviais em baixos terraços junto à escarpa de cuesta (*Qc*); depósitos de fundo de boçorocas (*Qb*); depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas (*Qce*); depósitos lacustres em depressões fechadas (*Ql*); aluviões em planícies e baixos terraços (*Qa*).

A maior parte dos depósitos anteriormente correlacionados à Formação Rio Claro na bibliografia geológica pertence a estas unidades neocenozóicas mais jovens, que apresentam gênese, constituição e idades diferentes. A principal unidade confundida com a Formação Rio Claro é representada pelas extensas coberturas de depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos (*Qce*), que correspondem à acumulação de produtos de alteração de rochas sedimentares arenosas sobre áreas de relevo de colinas amplas nos quatro níveis planálticos mais antigos e elevados (*A*, *I*, *B* e *Bd*).

As estruturas e feições morfológicas observadas permitiram interpretar a ocorrência de quatro fases de deformações tectônicas pós-triássicas: *fase I*, jurássico-cretácea, correspondente à injeção de diques de diabásio, com estruturas principalmente WNW-ESE; *fase II*, cretácea inferior, com estruturas principalmente NE-SW e secundariamente WNW-ESE, com movimentação horizontal dominante e hidrotermalismo associado; *fase III*, paleogênica, reconhecida apenas na área do alto rio Pardo, com estruturas E-W, NE-SW e NW-SE e movimentação normal dominante, correspondente à abertura das bacias de São Paulo e Taubaté; *fase IV*, neogênica, reconhecida apenas na área da estrutura de Pitanga, deduzida principalmente a partir de evidências morfológicas e da acumulação da Formação Rio Claro.

Fragmentos de carvão vegetal encontrados principalmente na unidade *Qce* (mas também em regolito) apresentaram idades ^{14}C distribuídas entre 3.950 $\pm$ 60 e 8.800 $\pm$ 70 anos AP, com ligeira tendência de concentração no intervalo entre 6.500 e 8.500 anos AP. Este intervalo corresponde em parte a referências de ocorrências de fases climáticas mais secas no Holoceno, interpretadas em outros locais do Brasil. A natureza dos depósitos aluviais em baixos terraços (*Qa*), dos depósitos lacustres em depressões fechadas (*Ql*) e as variações de palinomorfs e presença de microcarvões nestes últimos e nas turfeiras dos depósitos *Qa* também indicam diferenças paleoambientais do Pleistoceno Superior e Holoceno, que podem estar refletindo flutuações climáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A.N. 1969a. A Depressão Periférica Paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretácica da Bacia do Paraná. *Inst. Geogr. da USP, Geomorfologia* 15. 15p.
- AB'SÁBER, A.N. 1969b. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.5, n.9/10, p.52-54.
- AB'SÁBER, A.N. 1969c. A Depressão Periférica Paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretácica na Bacia do Paraná. *Inst. Geogr. da USP, Geomorfologia* n.15, 11p.
- AB'SÁBER, A.N. 1972. Participação das depressões periféricas aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro. *Inst. Geogr. da USP, Geomorfologia* 26.
- ALLEN, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Border. *Sedim. Geol.*, Amsterdam, v.33, n.4, p.237-293.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. IGG*, n.41, p.167-263.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, v.48 (Suplemento), p.15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. 1953. Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Bol. Div. Geol. Min.*, DNPM, n.143, p.1-96.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. IG-USP*, n.7, p.45-80.
- ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. 1971. *Geologia de semi-detalle do centro-leste de São Paulo*. PETROBRÁS/DESUL. Ponta Grossa. Relatório DESUL n.407, 46p.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, v.19, n.6, p.1309-1318.
- ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, v.11, p.729-737.
- AZEVEDO, A.A.B. & MASSOLI, M. 1984. Geologia da Folha de Aguai, SP. *Rev. IG*. v.5, n.1/2, p.39-46.
- BAPTISTA, M.B., BRAUN, O.P.G., CAMPOS, D.A. 1984. *Léxico estratigráfico do Brasil*. DNPM-CPRM. Brasília. 560p.
- BARBOSA, O. & GOMES, F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Bol. DNPM/DGM*, n.171, 40p.
- BARRETO, M.M.R. 1970. Geomorfologia da área de São Pedro, SP. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.10, n.19, p.47-61.
- BASEI, M.A.S., CAMPOS NETO, M.C. BERGMANN, M., FIGUEIREDO, M.C.H. 1985/86. *Geologia da folha de Amparo 1:50.000*. São Paulo, SICCT-PRÓ-MINÉRIO/IG-USP. 3 vols.
- BELTRÃO, M.C.M.C. 1974. Datações arqueológicas mais antigas do Brasil. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, v.46, n.2, p.211-251.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JR., H.E., FREY, D.G. (Eds.), *International studies in the Quaternary*. New York, Geol. Soc. Am. p.443-451 (GSA Special Paper, 84).
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R., SILVA, J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Par. Geogr.*, Curitiba, n.16/17, p.117-151.
- BISTRICHI, C.A., CARNEIRO, C.D.R., DANTAS, A.S.L., PONÇANO, W.L., CAMPANHA, G.A. da C., NAGATA, N., ALMEIDA, M.A., STEIN, D.P., MELO, M.S. de, CREMONINI, O.A. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500 000. In: ALMEIDA, F.F.M. et al. *Mapa geológico do Estado de São Paulo; 1:500 000*, mapa. São Paulo, IPT. v.2 (IPT, Publicação 1184) (Série Monografias 6).

- BJORNBERG, A.J.S. 1965. *Sedimentos pós-cretácicos do leste do Estado de São Paulo*. São Carlos. 132p. (Tese Livre-Docência, Escola de Engenharia de São Carlos-USP).
- BJORNBERG, A.J.S. 1969. *Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia*. São Carlos. 128p. (Tese para o provimento do cargo de Professor Titular, Escola de Engenharia de São Carlos - USP).
- BJORNBERG, A.J.S. & LANDIM, P.M.B. 1966. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neocenozóico). *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, v.15, n.4, p.43-68.
- BJORNBERG, A.J.S., MACIEL, A.C., GANDOLFI, N. 1964a. Nota sobre os depósitos modernos na região de Rio Claro - São Paulo. *Pub. Esc. Eng. São Carlos*, n.106, p.21-36 (Geologia n.11).
- BJORNBERG, A.J.S., LANDIM, P.M.B., MEIRELLES FILHO, G.M. 1964b. Restos de plantas modernas em níveis elevados na região de Rio Claro (SP). *Pub. Esc. Eng. São Carlos*, n. 106, p.37-57 (Geologia n.11).
- BJORNBERG, A.J.S., GANDOLFI, N., PARAGUASSU, A.B. 1971. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v.2, p.159-174.
- BONGIOVANNI, S. 1990. *Uma abordagem de geologia de engenharia ao cenozóico da região de Paraguaçu Paulista - SP*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP. Rio Claro, 102p.
- BÓRIO, N.J. 1973. *Geologia da área de São Pedro*. Tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. Rio Claro. 125p.
- BOULET, R., PESSENDA, L.C.R., EVERALDO, C.C.T., MELFI, A.J. 1995. Une évaluation de la vitesse de l'accumulation superficielle de matière par la faune du sol à partir de la datation des charbons et de l'humine du sol. Exemple des latosols des versants du lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.320, Série Ila, p.287-2948.
- BRANDT NETO, M. 1984. *O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP, 2. vol.
- BRANDT NETO, M., COIMBRA, A.M., BARELLI, N., SPILLER, L.R. 1981. Sedimentos da Serra de Itaqueri. In: MESA REDONDA A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. SBG-SP, *Pub. Espec.*, n.7, p.63-80.
- BULL, W.B. 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: HAMBLIN, W.K. & RIGBY, J.K. (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Mineral., p.63-83. (Spec. Pub. 16).
- BULL, W.B. 1977. The alluvial fan environment. *Prog. Phys. Geogr.*, v.1, p.222-270.
- CAETANO-CHANG, M.R. & WU, F.T. 1992. Bacia do Paraná: formações Pirambóia e Botucatu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Roteiro de Excursão...* São Paulo, SBG, v.2, 19p.
- CAETANO-CHANG, M.R., WU, F.T., BRIGHETTI, J.M.P. 1991. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG, p.53-58.
- CAMPOS, J.O. 1979. Formação Rio Claro - aspectos geotécnicos. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, RIO CLARO, 1979. *Atas...* Rio Claro, SBG. v.2, p.35-49.
- CAMPOS NETO, M.C. 1985. Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo, SBG, v.2, p.561-585.
- CARVALHO, A., MELFI, A.J., BITTENCOURT, I., QUEIROZ NETO, J.P., NAKASHIMA, P. 1967. Sedimentos neo-cenozóicos na área de Campinas, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais...* Curitiba, SBG, P.58-70.
- CARVALHO, M.F. 1993. *Solos colapsíveis*. Exame de qualificação ao título de mestre apresentado à Escola de Engenharia de São Carlos/USP, 71p.

- CATT, J.A. 1988. *Quaternary geology for scientists and engineers*. Chichester, Ellis Horwood Publishers, 340p. (Ellis Horwood Series in Applied Geology).
- CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C. da S., CHIEREGATI, L.A., KAEFER, L.Q., ROCHA, J.M. da, DAITX, E.C., COUTINHO, M.G. da N., YAMAMOTO, K., DRUMOND, J.B.V., ROSA, D.B., RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro; relatório final de geologia. Brasília, DNPM/CPRM, Superintendência Regional de São Paulo. 299p.il. (DNPM, Série Geologia, 5. Seção Geologia Básica, 2).
- CHAMANI, M.A.C., MARTIN, M.A.B., RICCOMINI, C. 1992. Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Bol. Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v.2, p.508-510.
- CHRISTOFOLETTI, A. & PENTEADO, M.M. 1970. Cronologia relativa do Quaternário na Depressão Periférica Paulista. *Notícia Geomorfológica*. v.10, n.19, p.35-46.
- CHRISTOFOLETTI, A. & QUEIROZ NETO, J.P. 1966. Os sedimentos da Serra de Santana. *Bol. Par. Geogr.*, Curitiba, n.18/20, p.231-240.
- COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. 1994. Geologia das ocorrências de minerais não-metálicos de origem sedimentar do Estado de São Paulo. In: WORKSHOP RECURSOS MINERAIS NÃO-METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO, São Paulo, 1994. *Resumos expandidos...* São Paulo, SBG. p.11-21.
- COIMBRA, A.M., BRANDT NETO, M., PETRI, S. 1977. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. *Atas...* São Paulo, SBG, p.145-152.
- COIMBRA, A.M., BRANDT NETO, M., COUTINHO, J.M.V. 1981. Silicificação dos Arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: MESA REDONDA A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. *Coletânea de Trabalhos e debates... Publicação Especial SBG-SP*, n.7, p.103-111.
- COLLINSON, J.D. 1986. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies*, London, Blackwell, p.20-62.
- CORDANI, H.G., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência-Técnica-Petróleo*. PETROBRÁS, Seção Exploração de Petróleo n.15, 70p.
- COSTA, M.E.R. 1986. *Estudo da colapsibilidade dos solos superficiais de Uberlândia*. Dissertação de mestrado apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos/USP. 90p.
- COTTAS, L.R. 1983. *Estudos geológicos-geotécnicos aplicados ao planejamento urbano de Rio Claro - SP*. Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da USP.
- COTTAS, L.R. & BARCELOS, J.H. 1981. Novas considerações sobre a geologia da região de Itaqueri da Serra, São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo, SBG. v.2, p.70-76.
- COTTAS, L.R. & FÚLFARO, V.J. 1978. Mapeamento geológico da área de Nuporanga-Batatais, SP e estratigrafia dos depósitos sedimentares mesozóicos e cenozóicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.1, p.98-107.
- COTTAS, L.R., GODOY, A.M., GERALDES, M.C. 1986. Novas considerações sobre petrográficas e estratigráficas sobre as formações Pirambóia e Botucatu da bacia sedimentar do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.1, p.191-205.
- COUTINHO, L.M. 1981. Aspectos ecológicos do fogo no Cerrado - nota sobre a ocorrência e datação de carvões encontrados no interior de solo sob Cerrado. *Rev. bras. Bot.* n.4, p.115-117.
- COUTINHO, L.M. 1990. Fire in the ecology of the Brazilian cerrado. *Ecological Studies*, v.84, p.82-105.
- COWIE, J.W. & BASSETT, M.G. 1989. 1989 global stratigraphic chart. *Episodes*, v.12, n.2, p.?
- DAMON, J., ENRIQUEZ, C.R., ZULETA, E., BELTRÃO, M.C.M.C., POUPEAU, G. 1982. Thermoluminescence dating of archeologically heated cherts. A case study: the Alice Boër site. *PACT*, Strasbourg, n.6, p.370-383.

- DEFFONTAINES, P. 1935. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo. Primeiro esboço de divisão regional. São Paulo, *Geografia*, v.1, n.2, p.117-169.
- DEHIRA, L.K., BRAGA, T.O., PONÇANO, W.L., GIMENEZ FILHO, A., PIRES NETO, A.G., RICCOMINI, C., MELO, M.S. 1981. Sedimentos cenozóicos na região de Paranavai-Cianorte, Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p.14-24.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - DAEE-UNESP. 1982a. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, folha Campinas.*; escala 1:250 000. São Paulo, Convênio DAEE/UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Rio Claro.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - DAEE-UNESP. 1982b. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, folha Ribeirão Preto.*; escala 1:250 000. São Paulo, Convênio DAEE/UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Rio Claro.
- DUARTE, L. & REZENDE-MARTINS, A.F.P. 1983. Contribuição ao conhecimento da flora cenozóica do Brasil: jazigo Vargem Grande do Sul, SP. Série Taubaté I. *An. Acad. bras. Ciênc.*, v. 55, n. 1, p. 109-121.
- DUARTE, L. & REZENDE-MARTINS, A.F.P. 1985. Contribuição ao conhecimento da flora cenozóica do Brasil: jazigo Vargem Grande do Sul, SP. Série Taubaté. II. In: DNPM Coletânea de Trabalhos Paleontológicos. Brasília: MME, DNPM, p.565-571 (Série Geologia n.27).
- EBERT, H. 1967. Estruturas pré-cambrianas do sudeste de Minas Gerais. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, v.26, p.42-46.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a origem. *An. Acad. bras. Ci.*, v.40, p.215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraibides entre São João Del Rey, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, SÃO PAULO, 1971. *Res. das comunicações...* São Paulo, SBG, p.177-178 (Bol. Esp. 1).
- FERNANDES, A.J. & SOUZA, C.R.G. 1994. Evidências geológicas e geomorfológicas de atividade tectônica cenozóica na porção média da bacia do rio Piracicaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Bol. Res. Exp...* Balneário Camboriú, SBG. v.1, p.568-569.
- FERNANDES, A.J., FITTIPALDI, F.C., FERREIRA, C.J. 1994. Faciologia dos depósitos cenozóicos entre Jaguariúna e Americana - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Bol. Res. Exp...* Balneário Camboriú, SBG. v.3, p.269-270.
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, 1993. *Atas...* Rio de Janeiro, SBG/UERJ, p.271-275.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, v.27, p.3-26.
- FREITAS, R.O. 1951. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Bol. Paul. Geog.*, n.7, p.3-19.
- FREITAS, R.O. & TOMINAGA, L.K. 1982. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de São João da Boa Vista*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., MEZZALIRA, S., ODA, G.H., VIEIRA, P.C., TÔRRES, C.C., HACHIRO, J., TOMINAGA, L.K., DEHIRA, L.K., MASSOLI, M., AZEVEDO, A.A.B., PRESSINOTI, M.M.N. 1979. Projeto levantamento geológico de formações superficiais. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979. Rio Claro. *Atas...* Rio de Janeiro: SBG. v. 2, p. 263-277.
- FREITAS, R.O., MEZZALIRA, S., TORRES, C.C., ODA, G.H., VIEIRA, P.C. 1980. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Leme*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., MEZZALIRA, S., MASSOLI, M. 1981. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Santa Rita do Passa Quatro*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., MEZZALIRA, S., DEHIRA, L.K. 1981. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Piraçununga*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.

- FREITAS, R.O., MEZZALIRA, S., VIEIRA, P.C. 1981. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Rio Capetinga*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., ODA, G.H., DEHIRA, L.K., MASSOLI, M. 1983. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Aguai*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., TORRES, C.C., ODA, G.H., HACHIRO, J., MASSOLI, M. 1983. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Casa Branca*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., TORRES, C.C., PRESSINOTTI, M.M.N., MASSOLI, M., VIEIRA, P.C. 1984. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Corumbatal*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., TORRES, C.C., PRESSINOTTI, M.M.N., MASSOLI, M., VIEIRA, P.C. 1984. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Descalvado*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., MASSOLI, M., TORRES, C.C., SANTORO, J. 1985. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Rio Tambaú*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., TORRES, C.C., PRESSINOTTI, M.M.N., MASSOLI, M. 1986. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Luís Antônio*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- FREITAS, R.O., VIEIRA, P.C., MEZZALIRA, S. 1990. A Formação Piraçununga na região de Vargem Grande do Sul, SP. Aplicação da técnica de perfis sedimentares. *Rev. IG*, v.11, n.2, p.35-48.
- FREYE, J.C. & WILLMAN, H.B. 1962. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, v.46, p.112-113.
- FRIEND, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (Eds.), *Modern and ancient fluvial systems*. Oxford, Blakwell, p.345-354. (Int. Assoc. Sedim Spec. Pub. n.6).
- FÚLFARO, V.J. 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. IG-USP*, n.5, p.129-138.
- FÚLFARO, V.J. 1979. O Cenozóico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. *Atas...* Rio Claro: SBG. 1979, v. 1, p. 231-241.
- FÚLFARO, V.J. 1990. *Movimentações verticais e a evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo*. Rio Claro. Projeto de Pesquisa CNPq-UNESP. Relat. Ativ. Parcial. 9p.
- FÚLFARO, V.J. & BARCELOS, J.H. 1989. Movimentações verticais e a evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro, SBG. p.109-110.
- FÚLFARO, V.J. & SUGUIO, K. 1968. A Formação Rio Claro, Neocenoico, e seu ambiente de deposição. *IGG, Rev. do Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, v.20, n. único, p.45-60.
- FÚLFARO, V.J. & SUGUIO, K. 1974. O Cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v.3, p.91-101.
- FÚLFARO, V.J., LANDIM, P.M.B., ELLERT, N. 1967. A tectônica das serras de Santana e São Pedro (Serra Geral). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais...* Curitiba. SBG, p.198-205.
- FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V., VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, v.12, n.4, p.590-610.
- FÚLFARO, V.J., ANGELI, N., BARCELOS, J.H. 1983. Os depósitos de cascalhos na bacia hidrográfica do alto Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, SBG. p.267-273 (Publ. SBG-SP n.11).

- GIACHETI, H.L., RÖHM, S.A., NOGUEIRA, J.B., CINTRA, J.C.A. 1993. Propriedades geotécnicas do sedimento cenozóico. In: CINTRA, J.C.A. & ALBIERO, J.H. (Eds.), *Solos do interior de São Paulo*. São Carlos. ABMS - Núcleo Regional de São Paulo e Depto. Geotecnia da Esc. Eng. São Carlos. p.143-175.
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.L. 1970. Geologia do centro-leste de Mato Grosso. Ponta Grossa, Petrobrás. 46p. (Relatório interno, DESUL, 394).
- HACHIRO, J. 1991. *Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP, 175p.
- HACHIRO, J., COIMBRA, A.M., MATOS, S.L.F. 1993. O caráter cronoestratigráfico da unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. *Bol. Resumos...* Rio Claro, SBG-UNESP, p.62-63.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais...* Belo Horizonte, ABEQUA-SBG/NMG, p.1-31 (Bol. nº 11).
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira: setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coords.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher, p.308-344.
- HUBERT, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy minerals assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *J. Sed. Petrol.*, v.32, n.3, p.440-450.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1979. *Potencial de biomassas vegetais para fins energéticos no Estado de São Paulo*. São Paulo. (IPT. Relatório, 12 868, 2 vol.).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná*. São Paulo. (IPT. Relatório, 14 091, 147p.).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1981. *Geologia, tectônica e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. São Paulo. (IPT. Relatório, 15 211, 170p.).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo. (IPT. Relatório, 27 394, 2 vol.).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1991. *Vistoria técnica à área afetada por movimentação do solo na cidade de Araras - SP*. São Paulo. (IPT. Relatório de Visita AGAMA-06/91).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1992a. *Sismotectônica e dinâmica superficial na área do alto rio Pardo (SP e MG)*. São Paulo. (IPT. Relatório, 30 074, 4 vol.).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1992b. *Sismotectônica e dinâmica superficial na área da PCH Moji Guaçu*. São Paulo. (IPT. Relatório, 30 696, 3 vol.).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1992c. *Subsidência na área urbana de Boituva, SP*. São Paulo. (IPT. Relatório, 30 714).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1993. *Geologia das folhas Campinas (SF.23-Y-A) e Ribeirão Preto (SF.23-V-C)*. São Paulo. (IPT. Relatório, 31 723).
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, v.18, n.2, p.147-265. Rio de Janeiro.
- LEDRU, M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, v.39, n.1, p.90-98.
- LEPSCH, I.F. 1977. Superfícies geomorfológicas e depósitos superficiais neocenozóicos em Echaporã, SP. São Paulo, *Bol. Paul. Geogr.*, n.53, p.5-34.
- LIMA, M.R., MEZZALIRA, S., DINO, R., SAAD, A.R. 1986. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. *Rev. IG*, v.7, n.1/2, p.5-9.
- LIU, C.C. 1984. *Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da USP, 157p.

- LIU, C.C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do LANDSAT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1, Rio de Janeiro, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. p.164-188.
- LOPES, J.A.U. 1987. *Terra Roxa - PR: um caso notável de problemas em fundações rasas provocados por fenômenos associados a colapsos de solos*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, São Paulo, 1987. *Anais...* São Paulo, ABGE. v.2, tema IV, p.359-375.
- MANCINI, F. & RICCOMINI, C. 1994. Estilos estruturais da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Bol. Res. Exp...* Camboriú, SBG. v.1, p.564-565.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., FOURNIER, M., MOURGUIART, P., SIFEDDINE, A., TURCQ, B. 1992. Enregistrements de conditions de type El Niño en Amérique du Sud, au cours des 7 000 dernières années. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.315, Série II, p.97-102.
- MARTIN, L., FOURNIER, M., MOURGUIART, P., SIFEDDINE, A., TURCQ, B., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M. 1993. Southern oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research*, v.39, n.3, p.338-346.
- MARTINS-NETO, R.G. 1989. Novos insetos terciários do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, v.19, n.3, p.375-386.
- MARTONNE, E. 1940. Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. *Ann. Géogr.*, Paris, v.49, n.277, p.1-27; n.278/279, p.106-129.
- MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, v.5, n.4, p.523-550.
- MASSOLI, M. 1980. Geologia da Folha de Santa Rita do Passa Quatro. *Rev. IG*. v.1, n.1, p.7-14.
- MASSOLI, M. 1981. Geologia do Município de Santa Rita do Passa Quatro, SP. *Rev. IG*. v.2, n.2, p.35-45.
- MASSOLI, M. 1983. Geologia da Folha de Piraçununga, SP. *Rev. IG*. v.4, n.1/2, p.25-51.
- MATOS, S.L.F. 1995. *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da USP, 110p.
- MEIS, M.R.M. & MOURA, J.R.S. 1984. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. *Am. Jour. Sci.*, v.284, p.241-254.
- MELLO, C.L. 1992. *Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso - Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 188p.
- MELLO, C.L., MOURA, J.R.S., CARMO, I.O., SILVA, T.M., PEIXOTO, M.N.O. 1995. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ) - aloestratigrafia e datações por radiocarbono. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói, 1995. *Anais...* Niterói, ABEQUA, p.193-200.
- MELO, M.S. 1990. *A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP, 211p.
- MELO, M.S. 1994. Depósitos cenozóicos da região centro-leste do Estado de São Paulo. In: WORKSHOP CIENTÍFICO DE PÓS-GRADUAÇÃO, 1, São Paulo, 1994. *Resumos...* São Paulo, IG-USP, p.5-6.
- MELO, M.S. 1995. Fragmentos de carvão em coberturas areno-argilosas neocenozóicas: indicadores paleoclimáticos holocênicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, Águas de São Pedro, 1995. *Bol. de Resumos...* Águas de São Pedro, SBG-UMESP, p.93.
- MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. 1983. *Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT. 74 p. il. (IPT, Monografias 9).

- MELO, M.S., PONÇANO, W.L., MOOK, W.G., AZEVEDO, A.E.G. 1987. Datações C14 em sedimentos quaternários da Grande São Paulo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1, Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre, ABEQUA, p.427-436.
- MELO, M.S., STEIN, D.P., PONÇANO, W.L., BISTRICHI, C.A. 1993. Neotectônica da área do alto rio Pardo (SP e MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, 1993. *Bol. Res e Breves Comunicações...* Rio de Janeiro, SBG. p.38.
- MELO, M.S., FERNANDES, L.A., MORAES, M.C., COIMBRA, A.M. 1994. Níveis de terraços fluviais do baixo Ribeira do Iguape (SP): a Formação Eldorado. *An. Acad. bras. Ciênc.*, v.66, n.3, p.319-330.
- MEZZALIRA, S. 1961/62. Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo. *O IGG*, São Paulo, v.15, p.73-94.
- MEZZALIRA, S. 1965. Descrição geológica e geográfica das folhas de Piracicaba e São Carlos, SP. *Bol. Inst. Geogr. Geol.*, n.43, 42p.
- MEZZALIRA, S. 1966. *Folha geológica de São Carlos 1:100.000*. Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo.
- MEZZALIRA, S. 1974. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. *Bol. IGG*, n.151, 163p.
- MEZZALIRA, S. 1981. Aspectos paleoecológicos da Formação Bauru. In: MESA REDONDA SOBRE A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. *Coletânea de Trabalhos e debates... Publicação Especial SBG-SP.*, n.7, p.1-8.
- MIALL, A.D. 1982. *Analysis of fluvial depositional systems*. Tulsa, AAPG. 75p. (AAPG Education Course Note Series, 20).
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev. Amsterdam*, v.22, n.4, p.261-308.
- MIALL, A.D. 1992. Alluvial deposits. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Editors), *Facies Models: response to sea level change*. Hamilton, Geological Association of Canada, p.119-142.
- MIKLOS, A.A.W. 1992. *Byodinamique d'une couverture pédologique dans la région de Botucatu (Brésil-SP)*. Thèse, Univ. Paris-VI, 247p.
- MILANI, E.J. 1991. Estilos estruturais em bacias sedimentares - revisão conceitual. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (Eds.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p.75-96. (2a. ed.).
- MILLOT, G. 1970. *Geology of clays*. New York, Springer-Verlag, 429p.
- MIOTO, J.A. 1984. *Mapa de risco sísmico do Sudeste Brasileiro*. São Paulo, IPT. 48 p.il. (IPT, Monografias 10).
- MIOTO, J.A. & HASUI, Y. 1982. Aspectos da estabilidade sismotectônica do Sudeste Brasileiro de interesse à Geologia de Engenharia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.4, p.1652-1659.
- MODENESI, M.C. 1974. Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu-Salto, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, v.4, n.4, p.228-246.
- MORAES REGO, L.F. 1932. *Notas sobre a geomorphologia de S.Paulo e sua genesis*. Inst. Astrom. Geographico de São Paulo. 28p.
- MORAES REGO, L.F. 1933. As formações cenozoicas de S.Paulo. *Ann. Esc. Polytechnica de São Paulo*, ano II, 2a. série, p.231-267.
- MÖRNER, N.-A. 1991. The Patagonian glaciations and the onset of general Quaternary-type glaciations on the globe. *Bol. IG-USP, Pub. Esp.*, n.8, p.109-115.
- MÖRNER, N.-A. 1993. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of Ice Ages. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, v.62, Supl.2, p.295-301.

- MOTTA, J.F.M. 1991. *Avaliação do potencial geológico para argilas plásticas para cerâmica branca no Estado de São Paulo*. Rio Claro. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista - UNESP, Campus de Rio Claro. 176p.
- MOTTA, J.F.M., CABRAL JR., M., CAMPANHA, V.A. 1986. Diatomitos e espongilitos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v.5, p.2320-2341.
- MOURA, J.R.S. & MEIS, M.M.R. 1986. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul: Bananal, SP. *An. Acad. bras. Ciênc.*, v.58, n.1, p.89-102.
- MOURA, J.R.S. & MELLO, C.L. 1991. Classificação aloestratigráfica do Quaternário Superior na região de Bananal (SP/RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, v.21, n.3, p.236-254.
- MOURA, J.R.S., MELLO, C.L., SILVA, T.M., PEIXOTO, M.N.O. 1989. O emprego da aoestratigrafia na reconstituição da dinâmica geomorfológica e estratigráfica - médio vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Bol. Resumos...* Rio de Janeiro, SBG, p.24-25.
- NAKAZAWA, V.A., FREITAS, C.G.L., DINIZ, N.C. 1994. *Carta geotécnica do Estado de São Paulo: escala 1:500.000*. São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas. (Publicação IPT 2089).
- NILSEN, T.H. 1985. *Modern and ancient alluvial fan deposits*. New York, Van Nostrand Reinhold Co., 372p.
- NOGAMI, J.S. & VILLIBOR, D.F. 1988. Estado atual da metodologia MCT de estudo geotécnico de solos. In: SIMPÓSIO DE NOVOS CONCEITOS EM ENSAIOS DE CAMPO E LABORATÓRIO EM GEOTECNIA, Rio de Janeiro, 1988. *Anais...* Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ. v.1, p.239-250.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE - NACSN. 1983. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bull.*, v.67, n.5, p.841-875.
- OKA-FIORI, C. 1987. Mapeamento das formações superficiais entre Piracicaba e São Carlos (SP). *Bol. Paran. Geociências* 37:53-64.
- OLIVEIRA, E.G. 1987. Formação Rio Claro - caracterização de uma área para utilização na indústria de vidro e fundição. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG/SP. v.2, p.401-412.
- OLIVEIRA, M.A.M. & MUHLMANN, H. 1965. Geologia de semi-detalle da região de Mutum, Jaciara, São Vicente e Chapada dos Guimarães. Ponta Grossa, Petrobrás. 63p. (Relatório interno, DESUL, 300).
- OLIVEIRA, M.A.F., FRANCESCONI, R., CORDEIRO, C.M., INGLEZ, A.G., OLIVEIRA, E.G., SENA, C.A.S. 1983. Geologia da porção paulista das quadrículas Caconde e Guaxupé. In: JORNADA DA CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. *Atas...* São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, p.171-188.
- OLLIER, C.D. 1991. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. *Zeits. Geomorp. N.F.*, v.35, n.2, p.165-173.
- OPPENHEIM, V. & MALAMPHY, M.C. 1936. Notas sobre a tectônica da área São Pedro-Xarqueada. *Avulso*, Serv. Fomento Prod. Min., Min. Agric., n.7, 12p. Rio de Janeiro.
- PATTON, F.O. & HENDRON, A.J. 1974. General report on "Mass Movements". In: INTERNATIONAL CONGRESS OF IAEG, 2, São Paulo, 1974. *Proceedings...* São Paulo, IAEG. v.2, p.V-GR 1-57.
- PENTEADO, M.M. 1976. *Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista*. São Paulo, IGEOG/USP. 86p. (Série Teses e Monografias, 22).
- PENTEADO-ORELLANA, M.M. 1981. Estudo geomorfológico do sítio urbano de Rio Claro (SP). *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.21, n.42, p.23-56.
- PEREIRA, N.A.M. & LANDIM, P.M.B. 1975. Determinação de paleocorrentes em cascalheiras da Formação Rio Claro (Neocenoico). *Rev. Bras. Geoc.*, v. 5, n.2, p.71-77.
- PETRI, S. 1964. Grupo Tubarão. *Bol. IGG*, n.41, p.56-63.
- PETRI, S., COIMBRA, A.M., AMARAL, G., OJEDA Y OJEDA, H., PONÇANO, W.L. 1986a. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, v.16, n.4, p.372-376.

- PETRI, S., COIMBRA, A.M., AMARAL, G., PONÇANO, W.L. 1986b. Guia de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, v.16, n.4, p.376-415.
- PONÇANO, W.L. 1981. As coberturas cenozóicas. In: ALMEIDA, F.F.M. et al.: *Mapa geológico do Estado de São Paulo*; 1:500 000, texto. São Paulo, IPT. v.1, p.82-96 (IPT, Publicação 1184) (Série Monografias, 6).
- PONÇANO, W.L. & ALMEIDA, F.F.M. 1993. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. *Cadernos IG/UNICAMP*, v.3, n.1, p.55-90.
- PONÇANO, W.L., CARNEIRO, C.D.R., BISTRICHI, C.A., ALMEIDA, F.F.M. de, PRANDINI, F.L. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo; escala 1:500 000*. São Paulo, IPT. 2v. (Publicação IPT 1183) (Monografias 5).
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.4, p.1339-1350.
- POPP, J.H. & BIGARELLA, J.J. 1975. Formações cenozóicas do noroeste do Paraná. *An. Acad. bras. Ciênc.*, v.47, supl., p.465-472.
- POTTER, P.E. & PETTITJOHN, F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. Berlin, Springer-Verlag, 425p.
- PRESSINOTTI, M.M.N. 1991. *Caracterização geológica e aspectos genéticos dos depósitos de argilas tipo "ball clay" de São Simão, SP*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da USP. 141p.
- PRESSINOTTI, M.M.N., TORRES, C.C., SANTORO, J., MASSOLI, M. 1987. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Araras, 1:50 000*. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- QUEIROZ NETO, J.P. 1974. Solos e paleossolos do Estado de São Paulo e suas interpretações paleogeográficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.3, p.173-181.
- QUEIROZ NETO, J.P. & JOURNAUX, A. (Coords.). 1978. Carta geomorfológica de São Pedro, SP. *Sedimentol. Pedol.*, São Paulo, Inst. Geogr. USP, n.12, p.1-33.
- QUEIROZ NETO, J.P. & MODENESI, M.C. 1973. Observações preliminares sobre as relações entre os solos e a geomorfologia na área de Itu. *Sedimentol. Pedol.*, São Paulo, Inst. Geogr. USP, n.3, p.1-28.
- QUEIROZ NETO, J.P., JOURNAUX, A., PELLERIN, J., CARVALHO, A. 1977. Formações superficiais da região de Marília, SP. São Paulo, Inst. Geogr. USP, *Sedimentologia e Pedologia*, n.8, p.1-39.
- QUINTAS, M.C.L. 1995. *O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço*. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico da USP. 218p.
- RANZANI, G., PENTEADO, M.M., SILVEIRA, J.D. 1972. Concreções ferruginosas, paleossolos e a superfície de cimeira no Planalto Ocidental Paulista. *Geomorfologia*, São Paulo, Inst. Geogr. USP, n.31, p.1-28.
- READING, H.G. 1986. Facies. In: READING, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blakwell, p.4-19.
- REGINATTO, A.R. & FERRERO, T.C. 1973. Collapse potential of soils and soil-water chemistry. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 7, Moscow, 1973. *Proceedings...* Moscow, v.2.2, p.177-183.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. Berlin, Springer-Verlag, 439p.
- RICCOMINI, C. 1989. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, IG-USP, 256p.
- RICCOMINI, C. 1992a. Evidências geológicas de atividade neotectônica no Estado de São Paulo e regiões adjacentes. *Bol. IG-USP. Pub. Esp.* n.12, p.95-96 (II Jornadas Científicas).
- RICCOMINI, C. 1992b. Estilos estruturais na região do domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. *Bol. IG-USP. Pub. Esp.* n.12, p.93-94. (II Jornadas Científicas).
- RICCOMINI, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese para o concurso de Livre Docente, IG-USP, 100p.

- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M. 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Bol IG-USP, Série Didática* n.6, 44p.
- RICCOMINI, C., MANCINI, F., HASEBE, F.K., RIDENTE JR., J.L., SANT'ANNA, L.G., FAMBRINI, G.L. 1991. Evidências de neotectonismo no vale do rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG. p.27-28.
- RICCOMINI, C., CHAMANI, M.A.C., AGENA, S.S., FAMBRINI, G.L., FAIRCHILD, T.R., COIMBRA, A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics o Gondwana. *An. Acad. bras. Ci.*, v.64, n.2, p.610.
- RUST, B.R. 1983. Coarse alluvial sediments. In: WALKER, R.G. (Ed.), *Facies models*. Hamilton, Geoscience Canada, p.9-21. (GC Reprint Series, 1).
- SADOWSKI, G.R. & DIAS NETO, C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, v.11, n.4, p.209-212.
- SALDARRIAGA, J.G. & WEST, D.C. 1986. Holocene fires in the Northern Amazon Basin. *Quaternary Reserch*, v. 26, p.358-366.
- SANTORO, J., MASSOLI, M., TORRES, C.C. s.d. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Conchal*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico (inédito).
- SHEEL, R., VERNET, J.-L., WENGLER, L., FOURNIER, M. 1995. Carvões do solo em São Pedro, Estado de São Paulo, Brasil: datação, notas sobre o paleoambiente no Quaternário recente, condições de depósito e origem do fogo e proposta de estudos antracológicos. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói, 1995. *Anais...* Niterói, ABEQUA, p.169-175.
- SCHNEIDER, R.L., MÜHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.F., NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.1, p.41-65.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., SOUBIÈS, F., SUGUIO, K., TURCQ, B. 1989. Sécheresse holocène au Brésil (18-20° latitud Sud). Implications paléométéorologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.309, série II, p.153-156.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sed. Petrol.*, v.24, n.3, p.151-158.
- SIFFEDINE, A., FRÖHLICH, F., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SOUBIÈS, F., TURCQ, B., SUGUIO, K., VOLKMER-RIBEIRO, C. 1994. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cour des 30 000 dernières annés (Carajas, Amazonie, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.318, série II, p.1645-1652.
- SOARES, P.C. 1973. Nota sobre a tectônica moderna na Depressão Periférica Paulista. Campinas. *Not. Geomorfológica*, v.13, n.25, p.75-81.
- SOARES, P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v.4, p.107-121.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. 1976. Depósitos cenozóicos na região Centro Sul do Brasil. Campinas. *Notícia Geomorfológica*. v.16, n.31, p.17-39.
- SOARES, P.C., SINELLI, O., PENALVA, F., WERNICK, E., SOUZA, A., CASTRO, P.R.M. 1973. Geologia do nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG, v.1, p.209-229.
- SOARES, P.C., BARCELLOS, P.E., CSORDAS, S.M., MATTOS, J.T., BALIERO, M.G., MENESES, P.R. 1982. Lineamentos em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, Brasília, 1982. *Anais...* Brasília, CNPq/INPE, v. 1, p.143-156.
- SOUBIÈS, F. 1980. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.). *Cahiers ORSTOM*, série Géologie, v.XI, n.1, p.133-148.
- SOUZA FILHO, E.E. 1983. Tectônica da região de Rio Claro - Piracicaba, Domo de Pitanga, In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. *Anais...* São Paulo, SBG, p.191-196.

- SOUZA FILHO, E.E. 1993. Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR). Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP, 214p.
- STEVAUX, J.C. 1993. *O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)*. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da USP. 242p.
- STEVAUX, J.C. 1994. Geomorfologia, sedimentologia e paleoclimatologia do alto curso do rio Paraná (Porto Rico, PR). *Bol. Par. Geociências*, n.42, p.97-112.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher/EDUSP. 317p.
- SUGUIO, K. 1980. *Rochas sedimentares*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher/EDUSP. 500p.
- SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. 1979. Ambiente fluvial In: BIGARELLA, J.J. & SUGUIO, K. (Eds.), *Ambientes de sedimentação - sua interpretação e importância*. Curitiba, Ed. Univ. Fed. Paraná. ADEA. 183p.
- SUGUIO, K., TURCQ, B., SERVANTE, M., SOUBIÈS, F., FOURNIER, M. 1989. Holocene fluvial deposits in Southeastern Brazil: chronology and paleohydrological implications. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, São Paulo, 1989. *Special Pub...* São Paulo, ABEQUA-INQUA, n.1, p.70-74.
- SUGUIO, K., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., LEDRU, M.P., MARTIN, L., SIFEDDINE, A., SOUBIÈS, F., TURCQ, B., YBERT, J.-P. 1993. The evolution of continental and coastal environments during the last climatic cycle in Brazil (120 KY BP to present). *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, v.24, p.27-41.
- TANNO, L.C., MOTTA, J.F.M., CABRAL Jr., M. 1994. Geologia e características tecnológicas das argilas plásticas e refratárias do Estado de São Paulo. In: WORKSHOP RECURSOS MINERAIS NÃO-METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO, São Paulo, 1994. *Resumos expandidos...* São Paulo, SBG. p.37-41.
- TARDY, Y. 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris, Masson, 256p.
- TOMINAGA, L. K. 1981. Geologia da Folha de São João da Boa Vista. *Rev. IG*. v.2, n.1, p.21-29.
- TORRES, C.C., PRESSINOTTI, M.M.N., MASSOLI, M. 1986. *Mapa de formações geológicas de superfície, folha de Rio Claro*, 1:50 000. São Paulo: Secretaria da Agricultura e Abastecimento: Instituto Geológico.
- TRICART, J. 1959. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central. São Paulo, *Bol. Paul. Geogr.*, n.31, p.3-44.
- TURCQ, B., SUGUIO, K., SOUBIÈS, F., SERVANT, M., PRESSINOTTI, M.M. 1987. Alguns terraços fluviais do sudeste e centro-oeste brasileiro datados por radiocarbono: possíveis significados paleoclimáticos. In: CONGRESSO ABEQUA, 1, Porto Alegre, 1987. *Anais...* ABEQUA, p.379-392.
- TURCQ, B., SUGUIO, K., ABSY, M.L., LEDRU, M.P., LORSCHETTER, A.L., MARTIN, L., RICCOMINI, C., SALGADO-LABORIAU, M.L., SERVANT, M., SIFEDDINE, A., SOUBIÈS, F. 1995. Climas pleistocênicos no Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói, 1995. *Anais...* Niterói, ABEQUA, p.28-31.
- VALENTIM, J.L. 1994. A ressurgência: fonte de vida dos oceanos. *Ciência Hoje*, v.18, n.102, p.18-25.
- VARGAS, M. 1993. *Solos porosos e colapsíveis (aula inaugural de 1992)*. Escola de Engenharia de São Carlos/USP. Depto. de Geotecnia. Publicação 079/93, 22p., 17figs.
- VERNET, J.-L., WENGLER, L., SOLARI, M.-E., CECCANTINI, G., FOURNIER, M., LEDRU, M.-P., SOUBIÈS, F. 1994. Feux, climats et végétation au Brésil central durant l'Holocène: les données d'un profil de sol à charbons de bois (Salitre, Minas Gerais). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.319, Série II, p.1391-1397.
- VIEIRA, P. C. 1982a. Geologia do Folha Rio Capetinga. *Rev. IG*. v.3, n.2, p.23-52.
- VIEIRA, P.C. 1982b. Hipótese sobre a origem da Depressão Periférica Paulista. *Rev. IG*. v.3, n.2, p.61-67.
- VILAR, O.M. 1979. *Estudo da compressão unidirecional do sedimento moderno (solo superficial) da cidade de São Carlos*. Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos - USP. 146p.
- VILAR, O.M., RODRIGUES, J.E., NOGUEIRA, J.B. 1981. Solos colapsíveis: um problema para a engenharia de solos tropicais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SOLOS TROPICAIS EM ENGENHARIA, Rio de Janeiro, 1981. *Anais...* Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ-CNPq-ABMS. p.209-224.

- VOLKMER-RIBEIRO, C. 1992. The freshwater sponges in some peat-bog ponds in Brazil. *Amazoniana*, Kiel, v.XII, n.2, p.317-335.
- WALKER, R.G. 1983. Facies and facies models. General introduction. In: WALKER, R.G. (Editor), *Facies Models*. Hamilton, Geoscience Canada p. 1-7. (GC Reprint Series, 1).
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Editors), *Facies Models: response to sea level change*. Hamilton, Geological Association of Canada, p.1-14.
- WALKER, R.G. & CANT, D.J. 1983. Sandy fluvial systems. In: WALKER, R.G. (Editor), *Facies Models*. Hamilton, Geoscience Canada p. 23-31. (GC Reprint Series, 1).
- WASHBURN, C.W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo - Brasil. *Bol. Com. Geog. Geol. Est. São Paulo*, n.22, 282p.
- WERNICK, H. 1967. *A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, FFCL-UNESP, campus de Rio Claro.
- WERNICK, H. & PENALVA, F. 1973. As relações entre os grupos Amparo e Itapira, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Res. Comunicações...* Aracaju, SBG, p.116-117 (Bol. 1).
- WERNICK, H. & PENALVA, F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v.8, n.2, p.113-133.
- ZAINE, J.E. 1994. *Geologia da Formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP)*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Campus de Rio Claro. 90p.
- ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., MARQUES, A., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A. 1991. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (Coords.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, p.135-168.

ANEXOS

A - ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

B - ANÁLISES MINERALÓGICAS DOS PESADOS

**C - CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E MINERALÓGICAS DA FRAÇÃO LEVE
DOS SEDIMENTOS**

D - ANÁLISES MINERALÓGICAS DA FRAÇÃO ARGILA

E - DADOS ESTRUTURAIS

ANEXO A

ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

Procedimento:

As amostras foram secas ao ar, e quarteadas até obtenção de duas porções representativas. Uma porção foi seca em estufa, a 60°C por 48h, e pesada para obtenção do teor de umidade. Outra porção foi desagregada em meio aquoso, com auxílio de agitador mecânico, e transferida para proveta, na qual o volume foi completado para 1000ml, após adição de 1g de pirofosfato de sódio, como dispersante.

As suspensões obtidas foram submetidas à pipetagem de acordo com a Lei de Stokes. Após a pipetagem, as amostras foram peneiradas segundo escala granulométrica de Wentworth (SUGUIO 1973).

Nota: significado das abreviações e símbolos da Tabela

AMOSTRA - Identificação da amostra (local de coleta e posição no afloramento)

UNID - Unidade estratigráfica da amostra:

Regolito - coberturas autóctones ou alóctones, não atribuíveis às demais unidades

Qa - aluviões em planícies meandantes e baixos terraços; **c** - cascalhos e areias.

Ql - depósitos lacustres em depressões fechadas.

Qce - depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas.

Qb - depósitos de fundo de boçorocas.

Qca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e baixos terraços; **c** - cascalhos e areias, **l** - lamitos.

Qg - depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais.

TQt - cascalhos aluviais em terraços elevados.

TQac - depósitos aluviais em rampas e terraços elevados.

TQca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados; **c** - cascalhos e areias, **f** - finos.

TQf - depósitos rudáceos de tálus e leque aluviais separados da escarpa da cuesta.

Trc - Formação Rio Claro; **l** - lamitos, **c** - cascalhos e areias, **a** - areias finas, **m** - argilas de planície de inundação, **i** - indiferenciados; **(E)** - amostras da região próxima à borda do Planalto Atlântico, a E da área estudada, **(W)** - amostras próximas à cidade de Rio Claro, a W da área estudada.

KTi - Formação Itaqueri

CPi - Subgrupo Itararé

CPa - Formação Aquidauana

LITOL - Classificação litológica de campo: **a** = argila, **aA** = argila arenosa, **l** = lamito, **Af** = areia fina, **Am** = areia média, **Ag** = areia grossa, **Ac** = areia cascalhenta, **c** = cascalho, **Oc** = ortoconglomerado.

S,G,A,s,a - Porcentagens das classes texturais, respectivamente, seixos, grânulos, areia, silte e argila

SHEP - Classificação de SHEPARD (1954): **A** = areia ou arenoso, **s** = silte ou siltoso, **a** = argila ou argiloso.

D.M., D.P., ASS., CUR. - Parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957), respectivamente, diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose

TABELA DE GRANULOMETRIA												
AMOSTRA	UNID	LITOL	S	G	A	s	a	SHEP	D.M.	D.P.	Ass	Cur
RC-08A	Trcm (W)	a	0	0	2	19	80	a	8.42	1.09	-0.37	2.05
RC-08B	Trca (W)	Af	0	0	98	1	0	A	2.72	0.55	-0.16	1.21
RC-08D	Trcc(W)	Ac	1	1	95	2	0	A	2.19	0.97	-0.14	1.22
RC-09A	Trcc(W)	A	0	0	98	1	0	A	2.52	0.79	-0.12	0.94
RC-09B	Trcc(W)	c	1	3	95	1	0	A	1.45	1.16	-0.25	0.93
RC-09C	Trca (W)	A	1	1	98	1	0	A	2.32	0.74	0.01	0.96
RC-09D	Qg	I	22	4	57	5	12	A	3.98	2.96	0.38	2.39
RC-10A	Trcc(W)	Am	0	0	89	4	7	A	1.73	1.75	0.57	2.69
RC-11A	TQcal	I	0	1	71	10	18	Aa	4.17	2.83	0.56	1.07
RC-11B	TQcal	I	0	0	53	15	33	Aa	4.69	2.82	0.46	0.56
RC-12A	TQcac	Ac	1	5	76	1	17	A	2.85	3.57	0.69	2.03
RC-12B	TQcal	I	2	0	56	9	32	Aa	4.73	2.72	0.56	0.56
RC-13	Qce	A	0	1	68	8	24	Aa	4.42	2.78	0.56	0.68
RC-14	Qce	A	0	0	76	5	19	A	4.08	2.84	0.63	1.58
RC-15A	Trca (W)	A	0	0	99	1	0	A	2.40	0.66	-0.13	1.06
RC-17	Qce	Aa	0	0	75	4	21	Aa	4.05	2.89	0.64	1.34
RC-19A	Trcc(W)	A	2	3	95	1	0	A	1.51	1.09	-0.28	0.97
RC-22	Qce	Aa	0	0	74	7	18	Aa	4.24	2.74	0.61	1.46
RC-27A	Trcc(W)	Ac	3	1	93	3	0	A	2.26	1.06	-0.09	1.19
RC-27B	Qce	A	0	0	78	5	17	A	4.11	2.78	0.61	1.80
RC-29B	Qce	A	0	0	82	3	15	A	3.13	2.07	0.53	2.12
RC-29C	Trcc(W)	A	0	0	89	0	11	A	2.57	1.39	0.42	3.44
RC-29D	Trcl (W)	I	0	0	60	11	29	Aa	4.63	2.74	0.55	0.57
RC-29E	Trcm (W)	a	0	0	2	2	96	a	8.98	0.54	0.00	1.00
RC-29F	Trca (W)	A	0	0	98	1	0	A	2.51	0.66	-0.02	1.01
RC-31A	Qce	A	0	0	87	3	10	A	2.64	1.52	0.34	2.67
SP-42A	Qce	Aa	0	0	74	5	21	Aa	4.45	2.58	0.70	1.61
SP-42B	Qce	A	0	0	92	5	3	A	2.74	0.89	0.17	1.64
SP-62	TRJp	A	0	0	77	20	4	A	3.67	1.19	0.60	1.94
CO-76A	CPa	A	0	0	90	6	4	A	2.18	1.33	0.56	2.71
CO-78	regolito	Aa	0	0	33	15	53	aA	6.35	2.97	-0.73	0.64
RC-89A	Qcaf	a	0	0	7	12	81	a	8.35	1.50	-0.51	3.09
RC-89B	Qcal	I	2	2	54	11	32	Aa	4.42	3.07	0.43	0.58
RC-93A	QI	a	0	0	14	15	70	as	7.32	2.31	-0.70	1.62
LA-120A	Qce	A	0	0	88	4	9	A	2.59	1.60	0.29	2.35
LA-121	Qce	Aa	0	0	58	8	33	Aa	4.63	2.75	0.59	0.54
DE-133A	TRJp	A	0	0	75	8	17	A	4.51	2.48	0.64	2.00
DE-133C	Qce	A	0	0	79	5	16	A	4.18	2.25	0.64	2.32
PI-146B	Qce	A	0	1	83	3	13	A	2.60	1.95	0.27	2.08
CR-153A	KTi	A	0	0	37	38	25	sA	5.31	2.66	0.01	0.65
IP-177A	Qac	Af	0	0	96	1	3	A	2.35	0.52	0.09	1.26
IP-177B	Qac	A	0	0	92	6	2	A	2.54	1.00	0.06	1.18
IP-177C	Qce	A	10	0	80	9	1	A	2.93	1.00	0.09	1.20

continuação

TABELA DE GRANULOMETRIA												
AMOSTRA	UNID	LITOL	S	G	A	s	a	SHEP	D.M.	D.P.	Ass	Cur
CR-184A	TQf	Ac	4	8	79	4	6	A	2.03	2.10	0.05	2.33
CR-185	Qce	Ag	0	0	88	2	10	A	2.07	1.75	0.46	2.48
LE-193C	regolito	aA	0	1	14	14	70	aA	7.15	2.42	-0.71	1.20
LE-194B	Qce	A	0	0	62	6	32	Aa	4.32	2.98	0.54	0.53
LE-198B	regolito	aA	0	0	20	11	69	aA	6.89	2.59	-0.72	1.06
LA-209A	Qce	A	0	0	78	4	18	A	4.47	2.50	0.73	3.36
PQ-211B	Qce	A	0	0	67	10	23	Aa	4.63	2.48	0.73	0.66
PQ-224A	Qac	Af	1	0	96	3	0	A	2.66	0.66	0.06	0.89
PQ-224B	Qac	Ag	1	0	94	5	0	A	2.61	0.91	-0.15	0.97
LE-254	Qce	A	0	0	75	4	22	Aa	4.01	3.01	0.57	1.34
CB-266A	Trcc (E)	Ag	7	2	79	8	4	A	1.65	2.05	0.25	1.52
CB-266B	Trcm (E)	a	0	0	1	18	82	a	8.49	0.97	-0.31	1.79
CB-266C	regolito	Aa	0	1	27	18	54	aA	6.28	3.16	-0.75	0.73
PQ-274A	Qb	Af	3	0	93	4	0	A	2.90	0.73	-0.29	1.07
PQ-274B	Qb	Af	0	0	98	1	1	A	2.44	0.66	-0.23	1.12
BV-289A	Trcc (E)	A	1	8	73	4	14	A	1.83	3.18	0.64	1.83
BV-289B	Trcc (E)	A	0	1	76	4	19	A	3.43	3.79	0.70	1.41
BV-289C	Trcm (E)	a	0	0	6	7	87	a	9.45	1.15	-0.39	4.52
BV-289D	Trcl (E)	I	2	1	28	8	62	aA	6.63	3.66	-0.86	0.60
BV-289E	Trcl (E)	I	0	0	46	5	48	aA	5.31	3.71	-0.15	0.50
BV-290A	Trcl (E)	I	0	0	46	13	40	Aa	4.80	3.31	-0.03	0.54
AG-307A	CPa	a	0	0	0	53	47	sa	7.45	1.80	-0.23	0.64
CA-319A	CPI	A	0	0	80	15	6	A	3.08	2.18	0.61	1.76
MG-322A	Trcm (E)	as	0	0	13	18	69	as	7.27	2.20	-0.68	1.02
MG-322B	Trcc (E)	Ag	1	9	60	9	21	Aa	3.20	3.72	0.40	0.64
MG-322C	regolito	A	0	0	35	19	46	aA	6.02	2.85	-0.48	0.60
MG-331A	Trcm (E)	a	0	0	4	55	41	sa	6.93	1.70	-0.20	0.75
MG-331B	Trcc (E)	Ag	0	1	70	6	23	Aa	3.59	3.27	0.61	0.70
MG-331C	Trcc (E)	Ag	2	11	57	7	23	Aa	2.90	3.80	0.55	0.55
MG-331D	Trcl (E)	I	0	0	42	18	40	Aa	5.25	3.04	-0.07	0.62
MG-336A	regolito	aA	0	1	30	16	53	aA	6.23	3.20	-0.75	0.70
CM-349A	Trcc (E)	Ag	0	5	83	6	6	A	1.29	2.18	0.41	1.92
CM-350A	Trcm (E)	a	0	0	4	41	54	as	7.72	1.37	-0.43	1.04
CM-350B	Trcc (E)	Ag	4	1	86	8	2	A	1.81	1.72	0.20	1.27
CM-351A	Qac	A	1	0	97	2	0	A	2.27	0.71	0.06	1.24
AP-354A	Trcl (E)	I	0	1	46	15	39	Aa	4.87	3.19	0.06	0.59
AP-357A	Trcl (E)	I	0	1	47	13	39	Aa	4.62	3.39	0.02	0.54
CM-359A	Trcl (E)	I	1	1	41	22	35	Aa	4.89	3.31	-0.13	0.58
CM-359B	Trcc (E)	Ag	0	0	64	8	27	Aa	3.39	3.44	0.65	0.50
CA-373A	Trcm (E)	a	0	0	2	46	52	as	7.61	1.36	-0.42	0.82
CA-373B	Trca (E)	Ag	0	1	84	11	5	A	1.98	2.09	0.30	1.52
CO-385A	QI	a	0	0	1	24	75	as	8.20	1.14	-0.40	1.76
LI-407A	Qg	I	0	0	47	28	25	Asa	4.90	2.69	0.29	0.57

continuação

TABELA DE GRANULOMETRIA												
AMOSTRA	UNID	LITOL	S	G	A	s	a	SHEP	D.M.	D.P.	Ass	Cur
RC-432A	Qb	Aa	16	0	79	5	0	A	2.49	1.05	-0.05	0.97
RC-432B	Trcm (W)	a	0	0	2	10	89	a	8.73	0.90	-0.25	1.97
RC-432D	Trcc (W)	A	0	2	97	0	1	A	1.05	0.86	-0.13	1.31
RC-432E	Trcm (W)	a	0	0	1	12	88	a	8.72	0.83	-0.21	1.73
RC-432F	Pc	a	0	0	0	45	55	as	7.55	1.48	-0.47	0.85
IP-442A	KTi	a	0	0	8	40	52	as	7.30	1.93	-0.59	1.07
IP-442B	KTi	Af	0	0	85	3	12	A	2.50	1.52	0.51	3.25
IP-445A	KTi	I	0	0	13	7	80	a	8.08	1.85	-0.62	3.57
PC-467A	regolito	aA	0	0	16	22	63	as	7.11	2.24	-0.67	1.04
IB-497A	TQt	Ag	5	5	70	3	18	A	3.05	3.54	0.63	1.66
CV-503A	TQac	A	0	0	80	5	16	A	4.19	2.47	0.65	2.31
SC-507A	KTi	Ac	2	1	33	47	17	sA	4.99	2.87	-0.20	0.63
RC-516B	Qce	A	0	0	83	3	14	A	3.42	1.63	0.74	3.66
RP-527A	Qac	A	0	0	91	5	4	A	2.84	1.06	0.41	2.78
RP-528A	Qcac	Ac	0	2	62	10	26	Aa	3.51	3.89	0.62	0.51
RP-528B	Qcac	Ac	2	8	58	16	16	Aa	2.90	3.81	0.55	0.78
RT-529A	Qce	A	0	0	74	8	18	Aa	4.39	3.19	0.65	1.39
RP-537A	Qcal	I	2	3	46	15	34	Aa	4.39	3.93	0.16	0.53
RP-539A	Qac	Ac	1	5	87	5	2	A	0.65	1.59	0.41	1.59
RT-544A	CPa	A	0	0	85	10	4	A	2.90	1.38	0.39	2.87
RT-544B	CPa	Oc	0	0	39	46	14	sA	4.87	2.66	0.07	0.86
CB-545A	Qcac	A	0	0	88	5	7	A	2.20	1.75	0.43	2.64
CB-545B	Qcac	A	0	0	68	7	25	Aa	4.27	3.42	0.59	0.67
RC-556B	Trcm (W)	a	0	0	3	8	88	a	8.73	0.97	-0.27	2.20
RC-556C	Trcm (W)	a	0	0	1	18	82	a	8.52	0.94	-0.28	1.74
JU-560A	TQcaf	aA	0	0	14	45	41	sa	6.54	2.07	-0.20	0.73
JU-560B	TQcal	I	0	2	69	7	22	Aa	3.55	3.38	0.53	0.75
JU-560C	Qg	I	0	0	45	8	46	aA	5.12	3.16	-0.07	0.59

MÉDIAS GRANULOMETRIA										
No.Amostras	UNID	S	G	A	s	a	D.M.	D.P.	Ass	Cur
7	Qac	1	1	93	4	2	2,27	0,92	0,13	1,42
3	Qb	7	0	90	3	0	2,61	0,81	-0,19	1,05
4	Qcac	1	2	69	10	18	3,22	3,22	0,55	1,15
1	Qcaf	0	0	7	12	81	8,35	1,50	-0,51	3,09
2	Qcal	2	3	50	13	33	4,41	3,50	0,30	0,56
21	Qce	0	0	77	5	17	3,72	2,29	0,53	1,75
7	regolito	0	0	25	16	58	6,58	2,72	-0,69	0,85
3	Qg	7	1	50	14	28	4,67	2,94	0,20	1,18
2	Ql	0	0	8	19	73	7,76	1,73	-0,55	1,69
1	TQac	0	0	80	5	16	4,19	2,47	0,65	2,31
1	TQcac	1	5	76	1	17	2,85	3,57	0,69	2,03
1	TQcaf	0	0	14	45	41	6,54	2,07	-0,20	0,73
4	TQcal	1	1	62	10	26	4,29	2,94	0,53	0,74
1	TQf	4	8	79	4	6	2,03	2,10	0,05	2,33
1	TQt	5	5	70	3	18	3,05	3,54	0,63	1,66
1	Trca (E)	0	1	84	11	5	1,98	2,09	0,30	1,52
4	Trca (W)	0	0	98	1	0	2,49	0,65	0,08	1,06
9	Trcc (E)	4	4	72	7	13	2,37	2,84	0,44	1,22
8	Trcc (W)	1	1	94	1	2	1,91	1,13	0,00	1,59
6	Trcm (E)	0	0	5	31	64	7,91	1,46	-0,41	1,66
6	Trcm (W)	0	0	2	11	87	8,68	0,68	-0,23	1,78
7	Trcl (E)	0	1	42	12	43	5,20	3,37	-0,17	0,57
1	Trcl (W)	0	0	60	11	29	4,63	2,74	0,55	0,57

ANEXO B

ANÁLISES MINERALÓGICAS DOS PESADOS

Procedimento

A lâmina de grãos pesados foi montada com o material retido na peneira 0,125 mm, após as seguintes separações mineralógicas: fração leves, por meio de bromofórmio ($d = 2,89 \text{ g/cm}^3$); fração pesados, atraídos ao eletro-ímã a 0,4 A.

Nota: significado das abreviações e símbolos da Tabela

AMOST. - Identificação da amostra (local de coleta e posição no afloramento)

UNID. - Unidade estratigráfica da amostra:

Regolito - coberturas autóctones ou alóctones, não atribuíveis às demais unidades

Qa - aluviões em planícies meandantes e baixos terraços; **c** - cascalhos e areias.

Ql - depósitos lacustres em depressões fechadas.

Qce - depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas.

Qb - depósitos de fundo de boçorocas.

Qca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e baixos terraços; **c** - cascalhos e areias, **l** - lamitos.

Qg - depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais.

TQt - cascalhos aluviais em terraços elevados.

TQa - depósitos aluviais em rampas e terraços elevados; **c** - cascalhos e areias

TQca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados; **c** - cascalhos e areias, **f** - finos.

TQf - depósitos rudáceos de tálus e leque aluviais separados da escarpa da cuesta.

Trc - Formação Rio Claro; **l** - lamitos, **c** - cascalhos e areias, **a** - areias finas, **m** - argilas de planície de inundação, **i** - indiferenciados; **(E)** - amostras da região próxima à borda do Planalto Atlântico, a E da área estudada, **(W)** - amostras próximas à cidade de Rio Claro, a W da área estudada.

KTi - Formação Itaqueri

CPi - Subgrupo Itararé

CPa - Formação Aquidauana

LIT. - Classificação litológica de campo: **a** = argila, **aA** = argila arenosa, **l** = lamito, **Af** = areia fina, **Am** = areia média, **Ag** = areia grossa, **Ac** = areia cascalhenta, **c** = cascalho, **Oc** = ortoconglomerado.

NTG - Número total de grãos contados

MINER. TOT. - porcentagem de grupos de minerais em relação ao total de pesados: **OP** - opacos; **TL** - translúcidos; **MI** - micas; **TR** - transparentes

MINERALOGIA DOS TRANSPARENTES - porcentagem de minerais transparentes, para cada espécie mineral, em relação ao número total de minerais pesados transparentes, não micáceos:

ZIR = zircão, **TUR** = turmalina, **RUT** = rutilo, **CIA** = cianita, **EST** = estauroлита,

MON = monazita, **SIL** = sillimanita, **FIB** = fibrolita, **AND** = andaluzita, **COR** = coríndon,

ANA = anatásio, **DUM** = dumortierita; **EPI** = epidoto, **GRA** = granada; **HOR** = hornblenda,

CPX = clinopiroxênio; **ESP** = espinélio.

ZTR - índice de maturidade mineralógica, igual à soma das porcentagens de zircão, turmalina e rutilo, em relação ao total de minerais pesados transparentes não micáceos (HUBERT, 1962)

AMOST	UNID.	LIT.	NTG	MINER. TOT.				MINERALOGIA DOS TRANSPARENTES																ZTR
								ULTRA EST			ESTÁVEIS							INSTÁVEIS						
				OP	TL	MI	TR	ZIR	TUR	RUT	CIA	EST	MO	SIL	FIB	AND	COR	ANADU	EPI	GRA	HOR	CPX	ESP	
RC-08B	Trca (W)	a	308	14	31		55	30	37	9	1	23												76
RC-08D	Trcc (W)	Ac	305	11	38		51	84	4	4		8		PR										92
RC-09A	Trcc (W)	A	302	13	50		37	13	35	13		38							PR					61
RC-09B	Trcc (W)	c	301	23	35		42	69	10	14		7												93
RC-09C	Trca (W)	A	301	3	7		90	98	1	1		PR												100
RC-09D	Qg	l	518	7	10		83	88	6	4		2												98
RC-10A	Trcc (W)	Am	311	8	24		68	43	33		2	21			PR									76
RC-11A	TQcal	l	318	12	31		57	37	40	12	PR	10							PR					89
RC-11B	TQcal	l	304	9	36		54	46	33	7	1	11		PR					1					86
RC-12A	TQcac	Ac	708	PR	83		16	53	22	3	PR	21												78
RC-12B	TQcal	l	310	2	41		56	59	20	5	1	14		1										84
RC-13	Qce	A	316	13	7	1	79	61	23	3	1	11					PR							87
RC-14	Qce	A	316	2	2		96	30	53	2	PR	14			PR									85
RC-15A	Trca (W)	A	308	4	37		59	46	29	3	PR	22		1				PR	PR					78
RC-17	Qce	Aa	317	6	11		83	57	24	2	1	13		2										83
RC-19A	Trcc (W)	A	435	2	72		26	65	18	3		13		PR	PR									86
RC-22	Qce	Aa	307	20	7		73	49	27	3	3	18		PR										79
RC-27A	Trcc (W)	Ac	300	3	24		73	74	16	4		13							PR					94
RC-27B	Qce	A	308	15	7		78	40	35	5	1	18		1										80
RC-29B	Qce	A	310	15	20		65	38	38	6	PR	17		PR										82
RC-29C	Trcc (W)	A	301	3	20		76	63	12	5		20												80
RC-29D	Trcl (W)	l	313	4	30		65	41	31	11	PR	17		PR					PR					83
RC-29F	Trca (W)	a	492	5	23		71	35	34	11	1	18												80
RC-31A	Qce	A	310	26	4		70	46	20	20	PR	14		PR										86
SP-42A	Qce	A	307	12	13		74	34	31	4	PR	31		PR	PR									69
SP-42B	Qce	Aa	310	10	14		76	37	34	6	1	21		PR					PR					77
SP-62	TRJp	A	322	13	24	PR	63	33	61	5														99
CO-76A	CPa	A	298	PR	47		53	45	50	5														100
RC-89B	Qcal	A	309	14	17		69	49	33	6	PR	11		PR										88
LA-120A	Qce	l	311	8	6		86	43	38	2		14									2			83
LA-121	Qce	A	319	20	42		38	34	29	5	2	29												68
DE-133A	TRJp	Aa	319	2	22		76	32	60	3	2	3												95
DE-133C	Qce	A	317	39	4		56	70	23	3		3												96
PI-146B	Qce	A	311	43	5		51	84	8	4		4		PR										96
CR-153A	KTi	A	322	18	18	1	62	18	64	3	5	8		PR	PR				2					85
IP-177B	Qac	A	320	23	20		57	54	21	3	2	19		PR		PR								78
IP-177C	Qce	A	325	14	12		73	52	26	1	3	16		1	PR				PR		PR			79
CR-184A	TQf	A	313	41	9	1	49	69	6	10		14							PR	PR				85
CR-185	Qce	Ag	347	40	2		57	47	19	3	PR	30												69
LE-193C	regolito	aA	402	41	31		28	43	36	3	3	14												82
LE-194B	Qce	A	311	11	3		86	62	22	1	1	13												85
LE-198B	regolito	aA	325	20	8	1	71	41	42	2	PR	9							2			3		85
LA-209A	Qce	A	311	23	3		74	50	34	3	PR	13		PR										87
PQ-211B	Qce	A	308	9	1		89	71	21	2		6		PR										94
PQ-224A	Qac	Af	336	3	26		71	63	23	3	1	7		1			1							89
PQ-224B	Qac	Ag	332	6	24		70	49	30	7	1	11					PR		PR	1				86
LE-254	Qce	A	328	40	26		34	53	23	3	3	18		PR	PR									79
CB-266A	Trcc (W)	Ag	321	32	28		39	69	20	PR		5			5									89
CB-266C	regolito	Aa	311	42	3		55	98	1	PR		PR												99
PQ-274B	Qb	Af	348	7	24		68	62	22	12	PR	4		PR	PR	PR			PR					96
BV-289A	Trcc (E)	A	185	55	30	PR	16	34	3		1	31	5				24		1					37
BV-289B	Trcc (E)	A	171	48	35	4	13	18	7	1		2	8				24							26
BV-290A	Trcl (E)	l	329	8	13		79	96		2		2		PR										98
CA-319	CPi	A	285	1	50		49	33	47	9	1	9		1	1									89
MG-322B	Trcc (E)	Ag	316	10	43	1	46	54	20	6	4	13		2										80
MG-331B	Trcc (E)	Ag	333	7	28		65	72	6	3	9		1	1	PR	3			1	1				81
MG-331C	Trcc (E)	Ag	305	20	18		61	93	1	1	1	1		1		1								95
MG-331D	Trcl (E)	l	412	22	52		26	64	13	12	PR	8		PR						1				89
CM-349A	Trcc (E)	Ag	301	1	10		89	92	3	1	1	1		2	PR									96
CM-350B	Trcc (E)	Ag	302	10	7		83	87	4	1	1			6	PR	1				PR				92
CM-351A	Qac	A	313	1	1		98	51	3	1	1	PR		5		1			1		36			55

PR = presente, mas não quantificado

AMOST	UNID.	LIT.	NTG	MINER. TOT.				MINERALOGIA DOS TRANSPARENTES																	ZTR	
								ULTRA EST			ESTÁVEIS								INSTÁVEIS							
				OP	TL	MI	TR	ZIR	TUR	RUT	CIA	EST	MO	SIL	FIB	AND	COR	ANA	DU	EPI	GRA	HOR	CPX	ESP		
AP-354A	Trel (E)	1	300	6	21		72	79	15	1	PR		PR	3								PR	1			95
AP-357A	Trel (E)	1	325	3	20		77	57	21	4	6	3		5	PR							PR		2		82
CM-359A	Trel (E)	1	301	3	19	1	77	66	16	3	3			10								2				85
CM-359B	Troc (E)	Ag	307	7	36		57	66	22	3	3			4									1			91
LI-407A	Qg	1	300	3	52		44	61	30	7	PR	PR		2									PR			98
RC-432D	Troc (W)	A	314	2	33		65	22	53	3		22														78
IP-442B	KTi	Af	309	29	24		46	43	17	4	2	33														64
PC-467A	regolito	aA	393	67	6		27	74	13	4		7								2						91
IB-497A	TQt	Ag	315	29	14	2	55	41	18	2	6	26		2	2					2	PR					61
CV-503A	TQac	A	310	8	24		67	34	22	6	PR	34								2				2		62
SC-507A	KTi	Ac	312	14	27		59	15	44	2	2	29		2	PR					2	2		3			61
RC-516B	Qce	A	322	7	18		75	36	39	4		20								1						79
RP-527A	Qac	A	233	8	24	PR	67	4	PR				1	5						10	2	78		PR		4
RP-528A	Qcac	Ac	186	24	19	PR	56	6					PR	11			PR	PR		7	1	74				6
RP-528B	Qcac	Ac	139	10	18	PR	72	1				1	1	9						14	1	74				1
RT-529A	Qce	A	161	16	5		79	3	52	1		44	1							2						56
RP-537A	Qcal	1	180	25	40	2	33	71		2			21	2						2	1	2				73
RP-539A	Qac	Ac	211	11	6	12	71	13	1			3	2							6	21	53	1			14
RT-544A	CPa	A	149	19	5		76	18	49	PR		31								2						67
CB-545A	Qcac	A	152	8	15		77	9	36	6		48	PR									2				51
CB-545B	Qcac	A	122	#			4	45	1			50														50
JU-560A	TQcaf	aA	326		35		65	7	85	2	3	4		PR												94
JU-560B	TQcal	1	292	1	16		83	24	66		3	5		PR	1											90
JU-560C	Oz	1	348	1	19		81	14	78	1	2	2		2												93

PR = presente, mas não quantificado

pouco material, predominantemente opaco.

MEDIAS DOS PESADOS																									
N.A	UNID.	NTG	MINER. TOT.				MINERALOGIA DOS TRANSPARENTES																	ZTR	
							ULTRA EST			ESTÁVEIS								NSTÁVEIS							
			OP	TL	MI	TR	ZIR	TUR	RUT	CIA	EST	MON	SIL	FIB	AND	COR	ANA	DUM	EPI	GRA	HOR	CPX	ESP		
6	Qac	291	9	17	2	72	39	13	2	1	6	1	2		1				3	4	28	PR	PR	54	
1	Qb	348	7	24		68	62	22	12	PR	4		PR	PR	PR				PR					96	
4	Qcac	150	14	17		68	5	20	2		25	PR	5				PR		5	1	37			27	
2	Qcal	245	20	29	1	51	60	17	4	PR	6	11	1						1	1	1			81	
21	Qce	308	19	10	PR	71	47	29	4	1	17	PR	PR	PR					PR			PR		81	
3	Qg	389	4	27		69	54	38	4	1	1		1							PR				96	
4	regolito	358	43	12	PR	45	64	23	2	1	8								1			1		89	
1	TQac	310	8	24		67	34	22	6	PR	34								2			2		62	
1	TQcac	708	PR	83		16	53	22	3	PR	21													78	
1	TQcaf	326		35		65	7	85	2	3	4		PR											94	
4	TQcal	306	6	31		63	42	40	6	1	10		PR	PR					PR					87	
1	TQf	313	41	9	1	49	69	6	10		14								PR	PR				85	
1	TQt	315	29	14	2	55	41	18	2	6	26		2	2					2	PR				61	
4	Trca (W)	352	7	25		69	52	25	6	1	16		PR					PR	PR					84	
8	Trcc (E)	278	20	26	1	54	65	8	2	3	2	9	4	PR	1	6			PR	PR				75	
9	Trcc (W)	321	11	36		53	56	22	5	2	16		PR	1					PR					83	
5	Trel (E)	333	8	25	PR	66	72	13	4	2	3	PR	4	PR					PR	PR	1			90	
1	Trel (W)	313	4	30		65	41	31	11	PT	17	PR							PR					83	

PR = presente, mas não quantificado

N.A. = número de amostras

ANEXO C

CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E MINERALÓGICAS DA FRAÇÃO LEVE DOS SEDIMENTOS

Procedimento

Após a separação por meio de bromofórmio ($d=2,89\text{g/cm}^3$), a fração leve foi examinada em lupa estereoscópica, separada em dois intervalos granulométricos: 1) 0,062-0,250mm, onde se observou a mineralogia, o arredondamento dos grãos de quartzo e seu aspecto superficial; 2) maior que 0,250mm, onde se observou a mineralogia.

Nota: significado das anotações e símbolos da tabela:

AMOSTRA - Identificação da amostra (local de coleta e posição no afloramento)

UNID - Unidade estratigráfica da amostra

SHEP - Classificação de SHEPARD (1954): A = areia ou arenoso, s = silte ou siltoso, a = argila ou argiloso.

Regolito - coberturas autóctones ou alóctones, não atribuíveis às demais unidades

Qa - aluviões em planícies meandantes e baixos terraços; c - cascalhos e areias.

Ql - depósitos lacustres em depressões fechadas.

Qce - depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas.

Qb - depósitos de fundo de boçorocas.

Qca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e baixos terraços; c - cascalhos e areias, l - lamitos.

Qg - depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais.

TQt - cascalhos aluviais em terraços elevados.

TQa - depósitos aluviais em rampas e terraços elevados; c - cascalhos e areias

TQca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados; c - cascalhos e areias, f - finos.

TQf - depósitos rudáceos de tálus e leque aluviais separados da escarpa da cuesta.

Trc - Formação Rio Claro; l - lamitos, c - cascalhos e areias, a - areias finas, m - argilas de planície de inundação, i - indiferenciados; **(E)** - amostras da região próxima à borda do Planalto Atlântico, a E da área estudada, **(W)** - amostras próximas à cidade de Rio Claro, a W da área estudada.

KTi - Formação Itaqueri

CPi - Subgrupo Itararé

CPa - Formação Aquidauana

Qbr = quartzo bem arredondado; **Qar** = quartzo arredondado; **Qsar** = quartzo subarredondado; **Qsan** = quartzo subanguloso; **Qan** = quartzo anguloso (adaptado de KRUMBEIN & SLOSS 1963 *apud* SUGUIO 1973); **Qzo** = quartzo; **Felds** = feldspato.

AMOSTRA	UNID	SHEP	MINERALOGIA ESTIMADA (%)								Observações
			0,062mm a 0,250mm						>0,250mm		
			Qbar	Qar	Qsar	Qsan	Qan	Felds	Qzo	Felds.	
CO-76A	CPa	A		20	25	40	10	5	80	20	grãos bem limpos
CA-319A	CPi	A		13	25	35	25	2	95	5	predominância de grãos leitosos angulosos
CR-153A	KTi	sA		10	15	40	30	5	90	10	muitas micas, alguns grãos limonitizados, maioria limpos
IP-442B	KTi	A	10	40	20	20	10	<1	95	5	grãos foscos arred. e ligeiro predomínio de tranp. angulosos
SC-507A	KTi	sA	5	20	35	35		5	85	15	alguns grãos limonitizados
CM-351A	Qac	A				15	80	5	85	15	predominância de grãos leitosos angulosos com poucas micas
IP-177A	Qac	A	5	60	34			1	95	5	grãos foscos arredondados
IP-177B	Qac	A		30	50	20		<1	95	5	grãos foscos e alguns transparentes
PQ-224A	Qac	A	10	70	10	10		1	99	1	predom. grãos foscos arred. e poucos grãos transp. angulosos
PQ-224B	Qac	A	15	40	20	15	5	5	95	5	predom. grãos foscos arred. e poucos grãos transp. angulosos
PQ-274A	Qb	A		10	25	45	30		99	1	predominância de grãos transparentes poucos grãos foscos
PQ-274B	Qb	A		20	45	25	20	1	95	5	predominância de grãos foscos, poucos grãos transparentes
RC-432A	Qb	A	10	35	35	20		<1	99	1	grãos foscos arred. e ligeiro predomínio de tranp. angulosos
RC-89B	Qcal	Aa	10	35	35	20		1	90	10	alguns grãos limonitizados, maioria limpos
JU-560C	Qg	aA					95	5	85	15	grãos leitosos e angulosos com presença de micas
LI-407A	Qg	Asa		10	35	20	35	<1	99	1	grãos foscos arred. e transparentes angulosos
RC-09D	Qg	A		40	30	40			100		grãos limonitizados
RC-13	Qce	Aa	10	70	15	5		<1	100		grãos limonitizados
RC-14	Qce	A	10	60	20	10			100		grãos limonitizados
RC-17	Qce	Aa	25	60		15			100		grãos limonitizados
RC-22	Qce	Aa	15	55		30			100		grãos limonitizados
RC-27B	Qce	A	15	35	30	30			100		50% grãos limonitizados, 50% grãos limpos
RC-29B	Qce	A		10	30	40	20		100		grãos limonitizados, quartzo ang. e bem arred.
RC-31A	Qce	A		10	10	40	40		100		matéria orgânica, alguns grãos limonitizados
SP-42A	Qce	Aa		10	10	40	40		100		alguns grãos limonitizados
SP-42B	Qce	A		25	35	25	15	<1	100		matéria orgânica, alguns grãos limonitizados
LA-120A	Qce	A	30	30	20	20			100		grãos limonitizados
LA-121	Qce	Aa	20	30	35	15			100		matéria orgânica, alguns grãos limonitizados
DE-133C	Qce	A	30	40	20	10			100		grãos limonitizados
PI-146B	Qce	A	25	35	20	20			100		grãos limonitizados
IP-177C	Qce	A		20	30	25	20	5	99	1	grãos foscos arred. e transparentes angulosos
CR-185	Qce	A	10	35	35	20		<1	100		grãos limonitizados
LE-194B	Qce	Aa	15	35	30	20			100		grãos limonitizados
LA-209A	Qce	A		35	40	25			100		grãos limonitizados
PQ-211B	Qce	Aa	10	25	35	30		<1	100		grãos limonitizados
LE-254	Qce	Aa	10	40	20	20	7	3	100		grãos limonitizados, foscos arred.e transparentes angulosos
RC-516B	Qce	A	5	30	30	30	5		100		grãos transparentes e foscos
LE-193C	regolito	aA		10	35	35	20		95	5	grãos limonitizados
LE-198B	regolito	aA		20	45	35		<1	95	5	grãos limonitizados
CB-266C	regolito	aA		5	24	40	30	1	90	10	grãos limonitizados e felds. angulosos
PC-467A	regolito	as		5	15	50	30		100	<1	grãos limonitizados
CV-503A	TQac	A	10	35	30	25		<1	100		grãos foscos arred.
RC-12A	TOcac	A	10	60	25	5		<1	99	1	

AMOSTRA	UNID	SHEP	MINERALOGIA ESTIMADA (%)								Observações
			0,062mm a 0,250mm						>0,250mm		
			Qbar	Qar	Qsar	Qsan	Qan	Felds	Qzo	Felds.	
JU-560A	TQcaf	sa					95	5	75	25	grãos leitosos e angulosos com presença de micas
JU-560B	TQcaf	Aa					95	5	90	10	grãos leitosos e angulosos com presença de micas
RC-11A	TQcal	Aa		60	20	15		5	90	10	grãos foscos
RC-11B	TQcal	Aa		40	25	30		5	90	10	
RC-12B	TQcal	Aa		25	40	30		5	99	1	grãos foscos
CR-184A	TQf	A		30	40	30			100		grãos foscos
IB-497A	TQt	A		10	30	40	20	1	95	5	grãos transparentes com presença de micas
CA-373B	Trca (E)	A				5	90	5	90	10	predom. de grãos leitosos angulosos alguns grãos transp.
RC-08B	Trca (W)	A	4	30	30	30		1	95	5	grãos foscos bem arredondados e transparentes angulosos
RC-09C	Trca (W)	A	10	30	25	35	25		100	<1	grãos foscos bem arredondados
RC-15A	Trca (W)	A		20	40	35	5		100		grãos bem limpos
RC-29F	Trca (W)	A		40	30	30			100		grãos bem limpos
CB-266A	Trcc (E)	A					90	10	70	30	quartzo e felds. angulosos,leitosos e foscos com muitas micas
CM-349A	Trcc (E)	A					98	2	95	5	predominância de grãos leitosos angulosos
CM-350B	Trcc (E)	A					100	<1	99	1	predominância de grãos leitosos angulosos com muitas micas
CM-359B	Trcc (E)	Aa				9	90	1	95	5	predom. de grãos leitosos angulosos alguns grãos transp.
MG-331B	Trcc (E)	A					98	2	95	5	predominância de grãos leitosos angulosos com muitas micas
MG-331C	Trcc (E)	Aa					95	5	85	15	predominância de grãos leitosos angulosos
RC-432D	Trcc (W)	A	20	65	15			<1	95	5	grãos foscos arred. e ligeiro predomínio de tranp. angulosos
RC-08D	Trcc(W)	A	9	25	35	30		1	100	<1	grãos foscos
RC-09A	Trcc(W)	A	5	35	30	30			99	1	grãos foscos
RC-09B	Trcc(W)	A	10	30	30	20		4	99	1	grãos foscos bem arredondados
RC-10A	Trcc(W)	A	10	65	15	5		5	95	5	grãos foscos
RC-19A	Trcc(W)	A	5	70		25		<1	100		
RC-27A	Trcc(W)	A		20	50	30			100		grãos bem limpos
RC-29C	Trcc(W)	A		30	45	25			100		grãos bem limpos
AP-354A	Trcl (E)	Aa				8	90	2	95	5	predominância de grãos leitosos angulosos
AP-357A	Trcl (E)	Aa				9	90	1	90	10	predom.de grãos leitosos angulosos alguns grãos transparentes
BV-290A	Trcl (E)	Aa		5	15	50	30	2	95	5	predom.de grãos leitosos angulosos, alguns grãos limonitizados
CM-359A	Trcl (E)	Aa				8	90	2	90	10	grãos leitosos ang. alguns grãos transp., presença de micas
MG-322B	Trcl (E)	Aa					98	2	95	5	predominância de grãos leitosos angulosos com muitas micas
MG-331D	Trcl (E)	Aa			8	20	70	2	90	10	predominância de grãos leitosos angulosos
RC-29D	Trcl (W)	Aa		10	30	40	10	5	90	10	grãos bem limpos
DE-133A	TRJp	A		20	35	35	10		100	<1	alguns grãos limonitizados, maioria limpos
SP-62	TRJp	A		10	30	40	20	<1	80	20	grãos bem limpos

ANEXO D

ANÁLISES MINERALÓGICAS DA FRAÇÃO ARGILA

Procedimento

Porção representativa de cada amostra foi desagregada em água deionizada, com auxílio de agitador mecânico, e transferida para proveta, na qual o volume foi completado para 1000ml, após adição de 1g de pirofosfato de sódio, usado como dispersante.

A argila em suspensão foi pipetada e o material obtido foi disposto, de maneira orientada, sobre lâminas de vidro e submetidas à análise por difratometria de raios X nos estados natural, glicolado e aquecido a 495°C / 2h.

O equipamento utilizado é Rigaku Denki, modelo Geigerflex, operado com radiação Ka do cobre.

Nota: significado das abreviações e símbolos da Tabela

AMOSTRA - Identificação da amostra (local de coleta e posição no afloramento)

UNIDADE - Unidade estratigráfica da amostra:

Regolito - coberturas autóctones ou alóctones, não atribuíveis às demais unidades

Qa - aluviões em planícies meandantes e baixos terraços; **c** - cascalhos e areias.

Ql - depósitos lacustres em depressões fechadas.

Qce - depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos em topos e rampas de colinas amplas.

Qb - depósitos de fundo de boçorocas.

Qca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e baixos terraços; **c** - cascalhos e areias, **l** - lamitos.

Qg - depósitos lamíticos de fluxos gravitacionais.

TQt - cascalhos aluviais em terraços elevados.

TQa - depósitos aluviais em rampas e terraços elevados; **c** - cascalhos e areias

TQca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados; **c** - cascalhos e areias, **f** - finos.

TQf - depósitos rudáceos de talus e leque aluviais separados da escarpa da cuesta.

Trc - Formação Rio Claro; **l** - lamitos, **c** - cascalhos e areias, **a** - areias finas, **m** - argilas de planície de inundação, **i** - indiferenciados; **(E)** - amostras da região próxima à borda do Planalto Atlântico, a E da área estudada,

(W) - amostras próximas à cidade de Rio Claro, a W da área estudada.

KTi - Formação Itaqueri

CPi - Subgrupo Itararé

CPa - Formação Aquidauana

LITOL = Classificação litológica de campo: **a** = argila, **aA** = argila arenosa, **l** = lamito, **Af** = areia fina, **Am** = areia média, **Ag** = areia grossa, **Ac** = areia cascalhenta, **c** = cascalho, **Oc** = ortoconglomerado.

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA - Porcentagens relativas dos minerais de argila e outros, presentes nas amostras: **CAU** - caulinita; **ILL** - illita; **VER** - vermiculita; **ESM** - esmectita; **C.M.** - camada mista; **GIB** - gibbsita; **GOE** - goethita

PROPORÇÃO DOS MINERAIS: **rr** = raro (< 1%), **es** = escasso (1-5%), **fr** = freqüente (5-20%), **pa** = pouco abundante (20-50%), **ab** = abundante (50-80%), **ma** = muito abundante (> 80%)

AMOSTRA	UNIDADE	LITOL	MINERALOGIA						
			GRUPO DOS ARGILOMINERAIS					OUTROS	
			CAU	ILL	VER	ESM	C. M	GIB	GOE
RC-08A	Trcm (W)	a	ma	es	es		rr		
RC-09D	Qg	l	ma	es	es		rr	rr	rr
RC-11A	Trcl (W)	l	ma	fr			rr		
RC-11B	Trcl (W)	l	ma	fr					
RC-12B	Trcl (W)	Ac	ma	fr					
RC-22	Qce	Aa	ma		es			rr	
RC-29B	Qce	A	ma	rr	fr			rr	rr
RC-29D	Trcl (W)	l	ma	pa			rr		
RC-29E	Trcm (W)	a	ma	es	es		rr		rr
RC-31A	Qce	A	ma		es		rr	rr	rr
SP-42A	Qce	Aa	ma	fr	fr		rr		rr
CO-78	regolito	Aa	ma		es		rr	rr	rr
RC-89A	Qcaf	a	ab	fr			pa		
RC-89B	Qcal	l	pa	pa			pa		
RC-93A	Ql	a	pa	pa		pa	rr		
LA-121	Qce	Aa	ma	es	fr			rr	rr
CR-153A	KTi	A	fr			ma			
LE-193C	regolito	aA	ma	es	fr		rr	rr	rr
LE-198B	regolito	aA	ab	fr	fr		rr	rr	rr
CB-266B	Trcm (E)	a	ma	es	es		rr		
CB-266C	regolito	Aa	ma		es		rr	rr	rr
BV-289C	Trcm (E)	a	ma	es					
BV-289E	Trcl (E)	l	ma	es				rr	
BV-290A	Trcl (E)	l	ma	es			rr		rr
AG-307A	CPa	a	pa	fr		ab			
MG-322A	Trcm (E)	as	ma	es			rr		rr
MG-322C	regolito	A	ma	es	fr		rr	rr	rr
MG-331A	Trcm (E)	a	ma	es			rr		rr
MG-331D	Trcl (E)	l	ma	es			rr		rr
MG-336A	regolito	aA	ma		es		rr	rr	rr
CM-350A	Trcm (E)	a	ma	es	es		rr		rr
AP-354A	Trcl (E)	l	ma	es			rr		
AP-357A	Trcl (E)	l	ma	es					
CM-359A	Trcl (E)	l	ma	es					rr
CA-373A	Trcm (E)	a	ma	es			rr		rr
CO-385A	Ql	a	ma	es		fr	rr		
RC-432A	Qb	Aa	ma		es		rr	rr	
RC-432B	Trcm (W)	a	ma	es			rr		rr
RC-432E	Trcm (W)	a	ma	es			rr		rr
RC-432F	Pc	a	ab	pa			rr		
IP-442A	KTi	a	ma	es					
IP-445A	KTi	l	ma	fr					
PC-467A	regolito	aA	ma		es		rr	rr	
IB-497A	TQt	Ag	ma	es			rr		
IB-497B	TQt	c	ma	es			rr		
SC-507A	KTi	Ac	fr	es		ma	rr		
RT-544B	CPa	Oc	pa	fr	pa	fr			
RC-556B	Trcm (W)	a	ab	pa			pa		
RC-556C	Trcm (W)	a	ma	es					rr
JU-560A	TQcaf	aA	ma	fr			rr		rr
JU-560B	TQcal	l	ma	fr			rr		rr
JU-560C	Qg	l	ma	fr			rr		

MÉDIAS								
No. AMOSTRAS	UNIDADE	MINERALOGIA						
		GRUPO DOS ARGILOMINERAIS					OUTROS	
		CAU	ILL	VER	ESM	C. M	GIB	GOE
1	Qb	ma		es		rr	rr	
1	Qcaf	ab	fr			pa		
1	Qcal	pa	pa			pa		
5	Qce	ma	es	fr			rr	rr
2	Qg	ma	es	es		es		
2	Ql	ab	fr		fr	rr		
7	regolito	ma	es	fr			rr	rr
1	TQcaf	ma	fr			es		rr
1	TQcal	ma	fr			es		rr
2	TQt	ma	es	es				
6	Trcl (E)	ma	es			rr	rr	rr
4	Trcl (W)	ma	fr	es				
6	Trcm (E)	ma	es			rr	rr	rr
6	Trcm (W)	ma	fr	es		es		rr

ANEXO E

DADOS ESTRUTURAIS

Os dados de estruturas estão apresentados por local de medida. A composição de cada dado inclui:

RP - azimuth do rumo do mergulho do plano da estrutura (0-360°);

MP - inclinação do mergulho do plano da estrutura (0-90°);

RE - azimuth do rumo da estria de atrito de falhas (0-360°);

ME - inclinação do mergulho da estria de atrito de falhas (0-90°);

Car - caráter de falha: N=normal; I-inversa; D=dextral; S=sinistral; X=indeterminada;

Tipo - tipo de estrutura: **a**=fraturas sem evidências de movimentação, truncando unidades paleozóicas e mesozóicas; **b**=fraturas sem evidências de movimentação, truncando unidades neocenozóicas; **c**="falhas" com movimentação atectônica, truncando unidades paleozóicas e mesozóicas; **d**="falhas" com movimentação atectônica, truncando unidades neocenozóicas; **e**=falhas pré-cenozóicas, truncando unidades paleozóicas e mesozóicas; **f**=falhas com hidrotermalismo associado, truncando rochas básicas do magmatismo Serra Geral; **g**=falhas pré-cenozóicas truncando o embasamento pré-cambriano; **h**=falhas cenozóicas truncando o embasamento pré-cambriano; **i**=falhas cenozóicas truncando unidades paleozóicas e mesozóicas; **j**=diques de diabásio (ver item 11.2 do texto);

Unid - unidade estratigráfica cortada pela estrutura (ver DESENHO 3;

Fase - idade atribuída à estrutura: I= fase jurássico-cretácea; II=fase cretácea inferior; III=fase paleogênica; IV=fase neogênica (ver item 11.2 do texto);

Local	R P	M P	R E	M E	Car	Tipo	Unid	Fase	Observações
RC 12	230	83				a	Pc		
RC 21	48	89	130	25	D	f	JKb	II	película ferruginosa
RC 25	128	55	128	55	X	d	Qc		
	308	40	308	40	N	d	Qc		
	60	62	60	62	X	c	Ptt		
	230	30	230	30	X	c	Ptt		
	155	37	174	33	X	c	Ptt		
	137	59	137	59	X	c	Ptt		
	117	57	117	57	X	c	Ptt		
	307	49	307	49	X	c	Ptt		
	230	42	240	40	X	c	Ptt		
	314	53	314	53	X	c	Ptt		
	309	61	309	61	I	d	Qc		
	307	50	307	50	X	d	Qc		
	130	53	130	53	I	d	Qc		
	137	65	137	65	N	d	Qc		
	130	73	205	57	I	c	Ptt		
	302	65	302	65	X	c	Ptt		
	293	60	293	60	X	c	Ptt		
	127	65	127	65	X	c	Ptt		
	140	65	140	65	X	c	Ptt		
	320	59	320	59	X	c	Ptt		
	284	73	284	73	N	c	Ptt		
	307	54	355	45	X	c	Ptt		
	311	59	311	59	X	c	Ptt		
	308	58	357	33	X	c	Ptt		
	128	55	128	55	N	c	Ptt		
	127	54	127	54	X	c	Ptt		
	88	50	88	50	X	c	Ptt		
PC 38	135	88				a	CPa		
SP 55	201	70			N?	e	TRJp	I	
	189	71			N?	e	TRJp	I	
	11	80			N?	e	TRJp	I	
	201	63			?	e	TRJp	I	
	133	66			N?	e	TRJp	I	
	4	58			N?	e	TRJp	I	
	16	61			N?	e	TRJp	I	
	161	65			N?	e	TRJp	I	
RC 57	209	87				a	Pc		
	239	89				a	Pc		
	231	83				a	Pc		
	228	88				a	Pc		
	150	87				a	Pc		
	169	88				a	Pc		
	250	84				a	Pc		
	238	88				a	Pc		
	159	73				a	Pc		
	229	89				a	Pc		

Local	R P	M P	R E	M E	Car	Tipo	Unid	Fase	Observações
SP 61	218	89				a	Pc		
	134	89				a	Pc		
	87	87				a	Pc		
	302	88				a	Pc		
	268	83				a	Pc		
	35	82				a	Pc		
	177	85				a	Pc		
	182	83				a	Pc		
CA 94	340	80				a	CPi		
	347	70				a	CPi		
	330	80				a	CPi		
	253	73				a	CPi		
	346	70				a	CPi		
	248	68				a	CPi		
	350	73				a	CPi		
	250	62				a	CPi		
LI 100	29	65	322	30	N	f	JK β	II	
	11	74	296	50	X	f	JK β	II	
	6	75	288	37	X	f	JK β	II	
	28	78	312	52	X	f	JK β	II	
	87	64	14	20	X	f	JK β	II	
	4	87	87	23	X	f	JK β	II	
	317	62	40	3	D	f	JK β	II	
	173	80	263	1	S	f	JK β	II	
DE 130	318	84	50	18	D	f	JK β	II	
	115	85	14	32	D	f	JK β	II	
	298	73				a	JK β	II	
	286	76				a	JK β	II	
	300	73				a	JK β	II	
	314	71				a	JK β	II	
	320	74				a	JK β	II	
CP 263	313	83	224	10	X	f	JK β	II	
	330	75	261	54	N	f	JK β	II	
	322	83	243	38	N?	f	JK β	II	
	322	83	242	7	X	f	JK β	II	
	101	88	202	33	X	f	JK β	II	
	318	73	244	43	X	f	JK β	II	
	88	80	163	40	X	f	JK β	II	
	132	70				a	JK β	II	
	19	88				a	JK β	II	
	143	80				a	JK β	II	
	138	71				a	JK β	II	
	127	84				a	JK β	II	
	20	70				a	JK β	II	
	139	89				a	JK β	II	
									estria anterior estria posterior
CA 320	136	76				j	JK β	I	55cm espessura
MG 325	298	60	298	60	N	e	CPa		
MG 327	224	83				j	JKb	I	70cm espessura
MG 342	192	75	107	25	X	e	CPa		
	182	87				j	JKb	I	15cm espessura
AP 358	123	86				b	Qg		
	315	60				b	Qg		
	270	60	270	60	N	d	Qg		
	343	89				b	Qg		

Local	R P	M P	R E	M E	Car	Tipo	Unid	Fase	Observações
CO 385	237	18	225	17	I	d	Ql		
	0	53	0	53	X	d	Ql		
	133	40	133	40	N	d	Ql		
	112	72	112	72	X	d	Ql		
	341	45	341	45	X	d	Ql		
	349	54	349	54	X	d	Ql		
DE 419	208	77				e	TRJp	I	
	8	88				e	TRJp	I	
	61	77				j	JKb	I	50cm espessura
RC 432	162	38			N?	d	Trc		
	213	52	175	46	N	d	Trc / Pc		
IP 450	255	23				a	TRJp		
AM 471	100	88				a	JKb		
	282	80				a	JKb		
RP 532	358	71	358	71	X	h	PréC	III	
	177	72	140	65	N	h	PréC	III	
	17	80	17	80	X	h	PréC	III	
	187	72	118	46	X	h	PréC	III	
	164	50	164	50	X	h	PréC	III	
	331	51	319	48	X	h	PréC	III	
	32	68	69	61	X	h	PréC	III	
	6	68	324	62	X	h	PréC	III	
	268	85	183	52	X	h	PréC	III	
RP 533	301	86	215	27	D	g	PréC	III	
	135	75	135	75	X	h	PréC	III	
	131	80	101	75	X	h	PréC	III	
	329	80	329	80	X	h	PréC	III	
BV 541	252	64	288	57	X	h	PréC	III	
	251	60	302	49	X	h	PréC	III	
	234	73	234	73	X	h	PréC	III	
	244	74	244	74	I	h	PréC	III	
AG 542	88	83	178	13	D	f	JKb	II	
	127	89	207	8	D	f	JKb	II	
	118	67	205	1	D	f	JKb	II	
	338	70	57	7	S	f	JKb	II	
	130	86	223	15	X	f	JKb	II	
	103	85	25	9	S	f	JKb	II	
	118	85	26	2	X	f	JKb	II	
	85	80	168	52	N	f	JKb	II	
	82	82	168	28	X	f	JKb	II	
	259	77	166	17	D	f	JKb	II	
	256	85	169	22	X	f	JKb	II	
	134	77	50	28	D	f	JKb	II	
	297	84	22	12	D	f	JKb	II	
	101	88	190	2	D	f	JKb	II	
	136	82	46	24	D	f	JKb	II	
	230	74	188	67	X	f	JKb	II	
	230	74	322	16	S	f	JKb	II	
	130	80	45	17	X	f	JKb	II	
	140	80	232	2	X	f	JKb	II	
	207	66	256	54	I	f	JKb	II	
	137	78	46	8	X	f	JKb	II	
	154	73	65	9	X	f	JKb	II	
	296	70	209	8	X	f	JKb	II	
	277	61	193	17	D	f	JKb	II	

Local	R P	M P	R E	M E	Car	Tipo	Unid	Fase	Observações
MG 553	190	80	278	14	X	f	JKb	II	
	213	82	132	52	X	f	JKb	II	
	308	75	234	41	X	f	JKb	II	
	342	78	258	21	X	f	JKb	II	
MG 554	3	89	96	37	D	f	JKb	II	
	4	89	94	16	S	f	JKb	II	
	128	89	220	4	S	f	JKb	II	
	153	89	66	9	D	f	JKb	II	
	155	89	246	3	X	f	JKb	II	
	234	89	322	18	D	f	JKb	II	
	333	89	64	10	S	f	JKb	II	
	244	89	340	2	D	f	JKb	II	
	170	85	265	5	D	f	JKb	II	
	142	85	55	10	D	f	JKb	II	
	178	86	262	2	S	f	JKb	II	
	230	85	316	5	S	f	JKb	II	
	230	89	312	5	S	f	JKb	II	
	268	89	348	20	D	f	JKb	II	
	330	89	55	20	D	f	JKb	II	
	345	89	262	5	S	f	JKb	II	
	36	89	306	15	S	f	JKb	II	
	122	88	214	10	D	f	JKb	II	
	105	82	190	10	D	f	JKb	II	
	246	86	158	5	S	f	JKb	II	
	190	85	268	65	N	f	JKb	II	
	70	85	158	10	S	f	JKb	II	
	122	89	33	32	D	f	JKb	II	
	165	84	84	15	S	f	JKb	II	
	136	85	50	5	S	f	JKb	II	
	154	85	68	10	D	f	JKb	II	
	4	89	90	25	S	f	JKb	II	
RC 556	255	45			N?	d	Trc		
PC 588	320	86				a	Pc		
	123	87				a	Pc		
	122	87				a	Pc		
	198	87				a	Pc		
	39	89				a	Pc		
	197	89				a	Pc		
	322	78				a	Pc		
	214	83				a	Pc		
	220	77				a	Pc		
	208	85				a	Pc		
	298	89				a	Pc		
PC 590	100	58			N?	i	Pc	IV	rejeito centimétrico faixa brechada com sílica
	53	78				e	Pc		
RC 609	1	63	84	19	S	f	JKb	II	veio de calcita
	326	85	57	5	S	f	JKb	II	
	325	75	53	8	S	f	JKb	II	
	322	85	65	2	D	f	JKb	II	
	140	72	230	8	D	f	JKb	II	
	328	84	58	8	D	f	JKb	II	
	341	86	252	5	S	f	JKb	II	
	302	87				f	JKb	II	
	312	75	228	10	D	f	JKb	II	
	157	85	245	17	D	f	JKb	II	

DESENHOS

- 1. MAPA DOS LOCAIS DE COLETA DE DADOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS**
- 2. MAPA DOS NÍVEIS PLANÁLTICOS NA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA E ÁREAS ADJACENTES**
- 3. MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA E ÁREAS ADJACENTES**
- 4. MAPA DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DA PORÇÃO CENTRO-LESTE DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA PAULISTA E ÁREAS ADJACENTES**

LEGENDA

Convenções Planimétricas

Estradas e caminhos percorridos

Cidades

Rede hidrográfica

Locais de descrição de afloramentos
e / ou dados geomorfológicos

LOCALIZAÇÃO NO ESTADO

Área estudada

Base topográfica: folhas Ribeirão Preto (1) e Campinas (2)
IBGE - escala 1 : 250.000

PP	LA	PQ	RT	RP
IT	DE	PI	CB	BV
SC	CR	LE	CP	AG
IP	RC	AR	CO	MG
SP	PC	LI	CM	AP
IB	CV	AM	CA	VA

Síglas adotadas para as folhas 1 : 50.000 do IBGE
utilizadas como prefixo dos números de afloramentos
descritos em campo

Síglas das folhas 1 : 50.000

AG - Aguai	IT - Ibaté
AM - Americana	LA - Luís Antônio
AP - Amparo	LE - Leme
AR - Araras	LI - Lins
BV - S. J. Boa Vista	MG - Moji-Guaçu
CA - Campinas	PC - Piracicaba
CB - Casa Branca	PI - Piraçununga
CM - Cosmópolis	PP - Porto Pulador
CO - Conchal	PQ - S. R. Passa Quatro
CP - Rio Capetinga	RC - Rio Claro
CR - Corumbatá	RP - S. J. Rio Pardo
CV - Capivari	RT - Rio Tambaú
DE - Descalvado	SC - São Carlos
IB - Ibitiruna	SP - São Pedro
IP - Itapiruna	VA - Valinhos

Desenho 1 - Mapa dos locais de coleta de
dados geológicos e geomorfológicos.

Tese de Doutorado: "A Formação Rio Claro e depósitos associados:
sedimentação neocenoica na Depressão Periférica Paulista."

Mário Sérgio de Melo - 1995

LOCALIZAÇÃO NO ESTADO

ARARAQUARA	48°00'	46°30'	VAROZINHA
BAURU			QUARATINGUETA
ITAPETININGA	SÃO PAULO	SANTOS	

Área estudada

Base topográfica: folhas Ribeirão Preto (1) e Campinas (2)

IBGE - escala 1 : 250.000

ESCALA 1 : 250.000
2,0km 0 10km
1995

LEGENDA

Níveis Planálticos

- Superfície cimeira (nível A) - 805 a 1068m
- Superfície intermediária (nível I) - 720 a 1020m
- Primeira superfície rebaixada (nível B) - 560 a 820m
- Segunda superfície rebaixada (nível Bd) - 520 a 680m
- Terceira superfície rebaixada (nível R) - 490 a 570m

Convenções Geomorfológicas

- Limite entre níveis planálticos marcado por nítidas rupturas de declive. O traço duplo indica forte controle litostrutural.
- Limite entre níveis planálticos pouco marcado, com as rupturas de declive desfeitas pela erosão. O traço duplo indica forte controle litostrutural.
- Morros testemunhos
- Cristas lineares sustentadas por diques ou litologias resistentes
- Trechos de vales encaixados
- Caimento dos níveis planálticos

Convenções Planialtimétricas

- Estradas e caminhos percorridos
- Cidades
- Rede hidrográfica
- Curvas de nível (equidistância de 100m)
- Cotas altimétricas
- Limites da Depressão Periférica (conforme IPT 1979)

Desenho 2 - Mapa dos níveis planálticos na porção centro-leste da Depressão Periférica Paulista e áreas adjacentes.

Tese de Doutorado: "A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista."

LOCALIZAÇÃO NO ESTADO

ARARAQUARA	1	VARINHA
BAURUR	2	OURATINGUETA
ITAPETINGUA	SÃO PAULO	SANTOS

Área estudada

Base topográfica: folhas Ribeirão Preto (1) e Campinas (2)

IBGE - escala 1 : 250.000

Base geológica das unidades pré-cenozóicas: IPT (1993)

ESCALA 1 : 250.000
2,5km 0 10km
1995

LEGENDA

NEOCENOZÓICO

SEDIMENTOS CONTINENTAIS QUATERNÁRIOS

Qa	Qc	Qca	Qce	Qf	Ql	Qb	Qt	Qg
----	----	-----	-----	----	----	----	----	----

Qa - aluviões em planícies meandantes e baixos terraços, compreendendo cascalhos, areias, argilas e, ocasionalmente, depósitos de turfa; Qc - cascalhos aluviais em baixos terraços junto a escarpa de cuesta, constituídos predominantemente por clastos de diabásio e basalto, de remanejamento de táxis e leques aluviais; Qca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e baixos terraços, constituídos pela associação de sedimentos de origem fluvial meandante (cascalhos, areias, argilas) com sedimentos imaturos resultantes de colúvionamento; Qce - depósitos colúvio-aluviais em topos e rampas de colinas amplas, compreendendo extensas coberturas incógnitas sem estruturas sedimentares, com frequente nível basal rudáceo; Qf - depósitos rudáceos de táxis e leques aluviais junto a escarpa de cuesta, constituídos predominantemente por clastos de diabásio, basalto e arenitos litificados; Ql - depósitos lacustres em depressões fechadas, compreendendo principalmente argilas; Qb - depósitos de fundo de bacia, compreendendo areias e, muito subordinadamente, sedimentos arenosos conglomeráticos; Qt - cascalhos aluviais em terraços intermediários, constituídos de clastos de natureza silicosa, com intercalações de lentes arenosas, formados em sistema fluvial entrelaçado; Qg - depósitos lamfícos de fluxos gravitacionais, constituídos por depósitos imaturos sem estruturas sedimentares formados nos encostas.

SEDIMENTOS CONTINENTAIS TERCIÁRIOS-QUATERNÁRIOS

TQa	TQt	TQca	TQcf	TQf
-----	-----	------	------	-----

TQa - depósitos aluviais em rampas e terraços elevados, constituídos de cascalhos, areias e argilas; TQt - cascalhos aluviais em terraços elevados, constituídos de clastos de natureza silicosa, com intercalações de lentes arenosas, formados em sistema fluvial entrelaçado; TQca - depósitos colúvio-aluviais em rampas e terraços elevados, constituídos pela associação de sedimentos de origem fluvial meandante (cascalhos, areias, argilas) com sedimentos imaturos resultantes de colúvionamento; TQcf - coureiros ferruginosos; TQf - depósitos rudáceos de táxis e leques aluviais separados da escarpa de cuesta, constituídos predominantemente por clastos de quartzo, quartzito e fragmentos de coureiros ferruginosos, com intercalações de areia conglomerática.

FORMAÇÃO RIO CLARO - TERCIÁRIO

Trcl	Trcc	Trcm	Trcl
------	------	------	------

Trcl - predominância de lamitas de origem gravitacional, formadas principalmente em áreas de relevo acidentado, nas cercanias do Planalto Atlântico; Trcc - predominância de cascalhos e areias de depósitos associados a canais (fundo de canal, barras de pontal) de sistema fluvial meandante; Trcm - predominância de argilas de planície de inundação de sistema fluvial meandante; Trcl - depósitos indiferenciados da Formação Rio Claro, podendo incluir lamitas, cascalhos, areias e argilas.

CRETÁCEO SUPERIOR OU PALEÓGENO

FORMAÇÃO ITAQUERI

KTI

KTI - conglomerados, arenitos e lamitas.

MESOZÓICO

GRUPO SÃO BENTO

JKsg	JKB	JKp + JKb
------	-----	-----------

JKsg - Formação Serra Geral: vulcânicas telélicas em derrames basálticos; JKB - intrusivos básicos (soleiras, diques); JKp + JKb - Formações Pirambóia e Botucatu: arenitos com estratificação cruzada de média a grande porte ou plano-paralela, arenitos conglomeráticos, raros siltitos e argilitos.

PALEOZÓICO

GRUPO PASSA DOIS

(PERMIANO SUPERIOR)

Pc	PI	Psa	Pi
----	----	-----	----

Pc - Formação Corumbataí: argilitos, folhelhos e siltitos finos arroxeados com intercalações de bancos carbonáticos silicíficos; PI - Formação Teresina: folhelhos e argilitos laminados alternados com siltitos e arenitos muito finos, com lentes restritas de calcários oolíticos e sílex; Psa - Formação Serra Alta: siltitos, folhelhos e argilitos com laminação plano-paralela; Pi - Subgrupo Irati: folhelhos sílticos a siltitos, na base com níveis conglomeráticos restritos (Formação Taquaral), folhelhos argilosos betuminosos, calcários dolomíticos, para o topo com alternância rítmica de folhelhos betuminosos e calcários dolomíticos silicificados (Formação Assatência).

FORMAÇÃO TATUI

(PERMIANO MÉDIO-SUPERIOR)

PH

PH - siltitos e arenitos finos com estratificação plano-paralela, em parte concrecionados, calcários e silicíficos.

CARBONÍFERO SUPERIOR - PERMIANO INFERIOR

CPI	CPa
-----	-----

CPI - Subgrupo Itararé: arenitos, arcóseos, conglomerados, diamictitos, siltitos, folhelhos e rítmicos; CPa - Formação Aquidauana: arenitos, siltitos, folhelhos rítmicos e diamictitos.

EMBASAMENTO ANTIGO

PC

PC - rochas do Maciço de Guaxupé e Faixa Alta Rio Grande (migmatitos, gnaisses charnockíticos e antiferíticos, granitóides, quartzitos, quartzito-xistos e micaxistos) e zonas de cisalhamento cambriano-ordovicianas (cataclastos, milonitos, ultramilonitos, blastomilonitos).

Convenções Geológicas

- Contato geológico
- Falha indiscriminada
- Falha com movimentação vertical (A=bloco alto; B=bloco baixo)
- Falha de empurrão ou inversa
- Falha provável
- Zona de Cisalhamento
- Dique de rocha básica
- Ocorrência não mapeável

Convenções Planimétricas

- Estradas e caminhos percorridos
- Cidades
- Rede hidrográfica

Desenho 3 - Mapa geológico da porção centro-leste da Depressão Periférica Paulista e áreas adjacentes.

Tese de Doutorado: "A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista."

Mário Sérgio de Melo - 1995

LEGENDA

Convenções Geológicas

Depósitos da Formação Rio Claro: Trcl - laminites de processos gravitacionais; Trcc - cascalhos e areias de canais e barras fluviais; Trcm - finos de transbordamento; Trci - indiferenciados.

Falhas com movimentação vertical ativas no Neocenozóico (A=bloco alto; B=bloco baixo) (fase IV)

Falhas com movimentação vertical ativas no Paleógeno (A=bloco alto; B=bloco baixo) (fase III)

Falhas com movimentação vertical ativas no Mesozóico (A=bloco alto; B=bloco baixo) (fases I e II)

Falhas indiscriminadas ativas no Mesozóico (fases I e II)

Falhas prováveis ativas no Mesozóico (fases I e II)

Falhas de empurrão ou inversas

Zona de Cisalhamento

Diques de rocha básica

Limites aproximados da estrutura de Pifanga

Limite entre as unidades da Bacia do Paraná e o embasamento Pré-Cambriano

Lineamentos estruturais interpretados de produtos de sensores remotos

* ver anexo: Locais com medidas de dados estruturais (ANEXO D) e respectivos números de identificação

Principais estruturas

- 1 Cinturão de cisalhamento Ouro Fino (Falha de Jacutinga)
- 2 Falha de Campinas
- 3 Zona de Cisalhamento de Valinhos
- 4 Zona de Cisalhamento de Socorro
- 5 Falha de Guaxupé
- 6 Sistema linear de falhas Rio das Pedras - Piracicaba - Ipeúna
- 7 Sistema linear de falhas de Descalvado - Santa Cruz da Conceição
- 8 Sistema linear de falhas de Santa Rita - Tambaú
- 9 Sistema de falhas do Passa Cinco - Cabeça
- 10 Sistema de horst e gráben de Pau d'Alho e Fazenda Milhã
- 11 Estrutura de Pitanga
- 12 Falha do Passa Cinco
- 13 Falha da Corumbataí

Convenções Planimétricas

Estradas e caminhos percorridos

Rio das Pedras Cidades

Rede hidrográfica

DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA DOS LINEAMENTOS

COMPRIMENTO ACUMULADO DOS LINEAMENTOS

NÚMERO TOTAL DE LINEAMENTOS = 4822
COMPRIMENTO TOTAL = 6536 km
FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 634 (13.1%)
FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 825 km (12.6%)
INTERVALO ANGULAR = 10 graus

NÚMERO DE LINEAMENTOS

Desenho 4 - Mapa das principais estruturas da porção centro-leste da Depressão Periférica Paulista e áreas adjacentes.

Tese de Doutorado: "A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista."

Mário Sérgio de Melo - 1995

LOCALIZAÇÃO NO ESTADO

ARARAQUARA	1	VARGINHA
BAURU	2	QUARATINGUETÁ
ITAPETINGA	SÃO PAULO	SANTOS

Área estudada

Base topográfica: folhas Ribeirão Preto (1) e Campinas (2)

IBGE - escala 1 : 250.000

ESCALA 1 : 250.000
2.5km 0 10km
1995

Base geológica: Andrade e Soares (1971), Soares (1974), Cavalcante et al (1979), IPT (1992a, 1992b e 1993).