UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**DEPÓSITOS CENOZÓICOS DA REGIÃO ENTRE MARÍLIA E
PRESIDENTE PRUDENTE (SP)**

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO

2003

*Ao meu marido William
Aos meus pais Cecília e Sérgio e meu irmão Serginho*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos aqueles que contribuíram de alguma forma, para realização deste trabalho.

Os agradecimentos mais sinceros ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio pela orientação, amizade e total apoio em todas as etapas deste trabalho. Nestes três anos de convívio aprendi sobre como dirigir minha vida com coragem, honestidade e competência científica.

Aos técnicos dos laboratórios do IG-USP que de diversas maneiras auxiliaram este trabalho, em especial ao Laboratório de Sedimentologia - Elaine; Laboratório de Petrografia Sedimentar - Bruna; Laboratório de Microscopia Eletrônica - Isaac; Laboratório de Difração de raios X - Flávio; Laboratório de Informática Geológica (LIG) - Cristina; Laboratório de Tratamento de Amostras - José Paulo; Laboratório de Química e ICP-AES - Paulo e Sandra. Também aos funcionários dos setores de laminação, gráfica, pós-graduação (Ana Paula e Magali) e aos motoristas Mauro e Antonio

Ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo por toda infraestrutura colocada à disposição. Ao Prof. Dr. Paulo E. Oliveira e Dr. Mitsuro Arai pelos estudos paleontológicos. Aos funcionários da Pedreira Siqueira em Paraguaçu Paulista (SP) que sempre foram muito atenciosos nas visitas à pedreira

À FAPESP pela concessão de bolsa (Processo 00/10672-6) e pelo financiamento das pesquisas através da reserva técnica da bolsa e do auxílio à pesquisa concedido ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio (Processo 2001/07469-7). Ao CNPq pelo auxílio à pesquisa concedido ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio (Processo 470404/2001-9 NV).

Um agradecimento especial aos meus pais e meu irmão que sempre me incentivaram com amor e ensinaram a ter coragem para enfrentar todas as dificuldades, além de me ajudar nos trabalhos de campo.

Aos colegas Iede, Deise, Rodrigo e Leandro pela realização de análises sedimentológicas. Aos colegas Alexandre Tomio e Alexandre Feitosa, Rodrigo, Deise, Fernando, Iede, Victor, Sidney, Paulo, André, Renata, Afonso, Ivo, Francisco William, Patrícia, Alessandro, Claudia, Gaston, Veridiana, Carlos, Marcelo, Ivan, Renato, Juliana, Paula, André e Caroline pela amizade e colaboração.

E mais que um agradecimento, dedico esta dissertação ao meu marido William. Somente com seu amor, dedicação e paciência foi possível essa dissertação. Sou muito feliz de amá-lo e caminhar ao seu lado em todos os momentos.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	ii
AGRADECIMENTOS	iii
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS	xiii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 JUSTIFICATIVA	2
2. TRABALHOS PRÉVIOS	3
2.1 GEOMORFOLOGIA	3
2.2 GEOLOGIA REGIONAL	8
2.2.1 Bacia do Paraná	8
2.2.2 Depósitos cenozóicos.....	15
3. MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.1 TRABALHOS DE GABINETE	23
3.1.1 Pesquisa bibliográfica.....	23
3.1.2 Compilação e digitalização de dados cartográficos.....	23
3.1.3 Análise morfométrica	24
3.1.3.1 Sensoriamento remoto	24
3.1.3.2 Cartas temáticas	25
3.1.4 Análise granulométrica e mineralógica	26
3.1.4.1 Análise estatística.....	26
3.1.4.2 Análise mineralógica	29
3.1.4.3 Representação gráfica.....	29
3.2 TRABALHOS DE CAMPO	30

3.2.1 Coleta de amostras.....	30
3.2.1.1 Para análise granulométrica	30
3.2.1.2 Para datação absoluta.....	30
3.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO	33
3.3.1 Datação absoluta	33
3.3.1.1 Datação por termoluminescência (TL) e por luminescência opticamente estimulada (LOE).....	33
3.3.1.2 Datação por radiocarbono	34
3.3.2 Análise granulométrica	35
3.3.3 Análise mineralógica	36
3.3.3.1 Minerais leves e pesados	36
3.3.3.2 Ferricretes	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	38
4.1 DEPÓSITOS CENOZÓICOS	38
4.1.1 Depósitos colúvio-eluviais.....	38
4.1.1.1 Características granulométricas	48
4.1.1.2 Características mineralógicas.....	65
4.1.1.3 Datação absoluta.....	71
4.1.2 Depósitos aluviais	77
4.1.2.1 Características texturais.....	85
4.1.2.2 Datação absoluta.....	89
4.1.3 Ferricretes.....	90
4.1.3.1 Análise textural e mineralógica	90
4.1.3.2 Análise química	94
4.1.3.3 Gênese dos ferricretes	95
4.2 PROVENIÊNCIA DOS DEPÓSITOS CENOZÓICOS	97
4.2.1 Grupo Bauru	97
4.2.1.1 Características granulométricas	97
4.2.1.2 Características mineralógicas.....	107
4.2.2 Correlações do Grupo Bauru com os depósitos cenozóicos	114
4.2.2.1 Características granulométricas	114
4.2.2.2 Características mineralógicas.....	118
4.3 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	123
4.3.1 Análise das cartas temáticas.....	123

4.3.1.1 Mapa hipsométrico.....	123
4.3.1.2 Mapa de declividades	130
4.3.1.3 Mapa de orientação das vertentes.....	136
4.3.1.4 Mapa de densidade de drenagem.....	138
4.3.1.5 Mapa de rugosidade do relevo.....	138
4.3.2 Condicionantes do relevo	141
5. CONCLUSÃO	143
REFERÊNCIAS	145
ANEXOS.....	154
ANEXO 1: Mapa de pontos	155
ANEXO 2: Quadro de resumo dos afloramentos descritos em trabalhos de campo... 156	
ANEXO 3: Gráficos dos pontos experimentais e sua extrapolação que forneceram os valores das doses acumuladas (DA) nas amostras datadas por LOE e TL	162

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudos do estado de São Paulo	1
Figura 2: I) Mapa geomorfológico do estado de São Paulo (ALMEIDA 1964); II) zonas geomorfológicas do Planalto Ocidental (modificado de PONÇANO <i>et al.</i> 1981a).	4
Figura 3: Mapa geomorfológico da área de estudos baseado em PONÇANO <i>et al.</i> (1981b).....	5
Figura 4: Mapa pedológico da área de estudos baseado em OLIVEIRA <i>et al.</i> (1999b)	7
Figura 5: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, e distribuição no tempo das diversas unidades de seu registro estratigráfico (MILANI & RAMOS 1998)	9
Figura 6: Distribuição do Grupo Bauru, Formação Itaqueri e correlatas no estado de São Paulo (ALMEIDA <i>et al.</i> 1981a)	10
Figura 7: Distribuição da Bacia Bauru na área de estudo segundo FERNANDES (1998)	12
Figura 8: Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no estado de São Paulo (RICCOMINI 1997)	14
Figura 9: Mapa das formações cenozóicas do extremo oeste do estado de São Paulo (SUAREZ 1991)	18
Figura 10: Esboço de distribuição dos depósitos de sedimentos cenozóicos mais expressivos em área no estado de São Paulo (FÚLFARO & SUGUIO 1974)	21
Figura 11: Mosaico das folhas topográficas utilizadas como base para a confecção de mapas ...	23
Figura 12: Exemplo de uma drenagem de folha topográfica (escala 1:50.000) (A) e os pontos utilizados para a digitalização dessa drenagem para a confecção do mapa de densidade de drenagem (B)	26
Figura 13: Fotos da coleta de amostras para datação por TL e LOE	31
Figura 14: Amostra coletada no Ponto 27 para datação por radiocarbono	32

Figura 15: Mapa da distribuição da espessura (em m) dos depósitos colúvio-eluviais na área de estudo.....	38
Figura 16: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.....	40
Figura 17: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.....	41
Figura 18: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.....	42
Figura 19: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.....	43
Figura 20: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.....	44
Figura 21: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.....	46
Figura 22: Fotos de depósitos colúvio-eluviais rudáceos.....	47
Figura 23: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos colúvio-eluviais	48
Figura 24: Diagrama triangular de depósitos colúvio-eluviais.....	48
Figura 25: Representação gráfica da distribuição em planta da porcentagem da distribuição fina em depósitos colúvio-eluviais.....	50
Figura 26: Representação gráfica da distribuição em planta da porcentagem da distribuição areia em depósitos colúvio-eluviais	51
Figura 27: Representação gráfica da distribuição em planta de parâmetros obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para a distribuição areia.	52
Figura 28: Representação gráfica da distribuição em planta de parâmetros obtidos pelo método dos momentos para a distribuição areia... ..	53
Figura 29: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para amostras de depósitos colúvio-eluviais para as distribuições total e areia... ..	55
Figura 30: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais... ..	56
Figura 31: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina	57
Figura 32: Diagrama triangular de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina	57

Figura 33: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina para as distribuições total e areia	59
Figura 34: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina pelo método de FOLK & WARD (1957).....	60
Figura 35: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.....	61
Figura 36: Diagrama triangular de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.....	61
Figura 37: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília para as distribuições total e areia.....	63
Figura 38: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília pelo método de FOLK & WARD (1957).....	64
Figura 39: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia fina de depósitos colúvio-eluviais	65
Figura 40: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia muito fina de depósitos colúvio-eluviais.....	66
Figura 41: Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não-micáceos, das distribuições areia fina e areia muito fina, de amostras dos depósitos colúvio-eluviais	68
Figura 42: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia fina de depósitos colúvio-eluviais	69
Figura 43: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia muito fina de depósitos colúvio-eluviais.....	70
Figura 44: Exemplo dos dados obtidos para amostra 77-2.	71
Figura 45: Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade de TL e LOE de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina	74
Figura 46: Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade de TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos a Formação Marília	75

Figura 47: Representação gráfica da distribuição das idades obtidas por TL e LOE de depósitos colúvio-eluviais, com a localização de todas as localidades datadas.....	75
Figura 48: Representação gráfica dos dados obtidos por datação de carvão (método do radiocarbono) e grãos de quartzo (método da TL) coletados no mesmo ponto.....	76
Figura 49: Desenho esquemático da forma de ocorrência dos dois níveis de terraços que ocorrem no Ponto 81.....	79
Figura 50: Fotos de terraços altos encontrados no Rio do Peixe.	80
Figura 51: Fotos de terraço baixo encontrado em afluente do Rio Aguapeí.	81
Figura 52: Desenho esquemático da forma de ocorrência dos dois níveis de terraços que ocorrem no Ponto 112.....	82
Figura 53: Local do terraço alto do Ponto 112.....	83
Figura 54: Fotos de terraço baixo encontrado em afluente do Rio Santo Anastácio (Ponto 112).....	84
Figura 55: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos aluviais.	85
Figura 56: Diagrama triangular de depósitos aluviais.	85
Figura 57: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para depósitos aluviais para as distribuições total e areia	87
Figura 58: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos aluviais pelo método de FOLK & WARD (1957).....	88
Figura 59: Foto de amostra de ferricrete coletada no ponto 45.	91
Figura 60: Fotomicrografias de lâminas delgadas de ferricretes	92
Figura 61: Fotomicrografias de ferricretes obtidas por MEV	93
Figura 62: Diagrama triangular que sugere os tipos de ferricretes (modificado de DURY 1969) com os dados obtido por fluorescência de raios X.....	94
Figura 63: Resultado das datações realizadas em depósitos colúvio-eluviais que ocorrem sobrepostos à Formação Adamantina e que exibem no contato camada formada por fragmentos de ferricretes.	96

Figura 64: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras da Formação Adamantina.....	97
Figura 65: Diagrama triangular da Formação Adamantina.	98
Figura 66: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) da Formação Adamantina para as distribuições total e areia.....	100
Figura 67: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos da Formação Adamantina.....	101
Figura 68: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras da Formação Adamantina.....	102
Figura 69: Diagrama triangular da Formação Marília.....	102
Figura 70: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para amostras da Formação Marília para as distribuições total e areia.....	104
Figura 71: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais pelo método de FOLK & WARD (1957)...	106
Figura 72: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais leves do Grupo Bauru na distribuição areia muito fina (0,125 - 0,062 mm) (I) e areia fina (0,250-0,125) (II).....	107
Figura 73: Representação gráfica da distribuição em porcentagem da massa de minerais pesados nas distribuições de areia fina e areia muito fina da Formação Adamantina..	108
Figura 74: Representação gráfica da distribuição em porcentagem da massa de minerais pesados nas distribuições de areia fina e areia muito fina da Formação Marília.....	108
Figura 75: Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não-micáceos, das distribuições areia fina e areia muito fina, do Grupo Bauru.....	111
Figura 76: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia fina do Grupo Bauru.....	112
Figura 77: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia muito fina do Grupo Bauru.....	113
Figura 78: Comparação dos parâmetros obtidos para as distribuições total e areia pelo método de FOLK & WARD (1957) para as diversas unidades.....	116

Figura 79: Comparação dos parâmetros obtidos para as distribuições total e areia pelo método dos momentos para as diversas unidades.....	117
Figura 80: Resultado do emprego do método gráfico de SAHU (1964) aplicado para as diversas unidades... ..	118
Figura 81: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados nas distribuições de areia fina (I) e areia muito fina (II) das diversas unidades.....	119
Figura 82: Distribuição do índice ZTR nos depósitos colúvio-eluviais e no Grupo Bauru para as distribuições areia fina (I) e areia muito fina (II)....	119
Figura 83: Representação gráfica do índice ZTR de depósitos colúvio-eluviais e do Grupo Bauru que ocorrem no mesmo ponto, nas frações areia fina e areia muito fina... ..	120
Figura 84: Distribuição dos minerais pesados transparentes da distribuição areia fina de depósitos colúvio-eluviais (I) e do Grupo Bauru (II).....	121
Figura 85: Distribuição dos minerais pesados transparentes da distribuição areia muito fina de depósitos colúvio-eluviais (I) e do Grupo Bauru (II)	122
Figura 86: Composição colorida RGB 543 + PC1 com os limites das unidades geomorfológicas definidas por PONÇANO <i>et al.</i> (1981b).....	125
Figura 87: Mapa hipsométrico da área de estudo	126
Figura 88: Mapa dos remanescentes das superfícies de aplainamento identificadas na área de estudo... ..	127
Figura 89: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo	129
Figura 90: Mapa de declividade da área de estudo	131
Figura 91: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo	133
Figura 92: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo	134
Figura 93: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo	135
Figura 94: Mapa de orientação de vertentes da área de estudo	137
Figura 95: Mapa de densidade de drenagem da área de estudo.	139
Figura 96: Mapa de rugosidade da área de estudo.....	140

Figura 97: Idades obtidas por TL e LOE de depósitos colúvio-eluviais e aluviais que ocorrem sobre as superfícies de aplainamento identificadas.....	142
---	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Escala qualitativa de FOLK & WARD (1957) para descrição de grau de seleção de sedimentos	27
Tabela 2: Escala qualitativa de FOLK & WARD (1957) para descrição de grau de assimetria de sedimentos.....	27
Tabela 3: Limites usados para classificar uma curva segundo os valores de curtose (SUGUIO 1973)	28
Tabela 4: Frequência das classes mineralógicas	29
Tabela 5: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos colúvio-eluviais ...	49
Tabela 6: Resumo dos dados obtidos para amostras da distribuição areia de depósitos colúvio-eluviais	54
Tabela 7: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.....	58
Tabela 8: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.....	59
Tabela 9: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília	62
Tabela 10: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília	62
Tabela 11: Dados obtidos das datações por TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.....	72
Tabela 12: Dados obtidos das datações por TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília	73
Tabela 13: Dados obtidos das datações por TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Serra Geral.....	73

Tabela 14: Dados obtidos das datações por LOE de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília	73
Tabela 15: Dados obtidos das datações por LOE de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.....	74
Tabela 16: Resumo dos dados obtidos das datações por radiocarbono (AP = antes do presente, sendo o presente o ano de 1950).	76
Tabela 17: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos aluviais.....	86
Tabela 18: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia de depósitos aluviais.....	86
Tabela 19: Dados obtidos das datações por TL de depósitos aluviais.	89
Tabela 20: Resumo dos dados obtidos para distribuição total da Formação Adamantina.....	98
Tabela 21: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia da Formação Adamantina.....	99
Tabela 22: Resumo dos dados obtidos para distribuição total da Formação Marília	103
Tabela 23: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia da Formação Marília	103

RESUMO

Depósitos cenozóicos ocorrem extensivamente entre Marília e Presidente Prudente (SP), sobrepostos em discordância (com concentrações basais de ferricretes e/ou linhas-de-pedra) ou transicionalmente às rochas cretácicas do Grupo Bauru. Eles se distribuem irregularmente na área de estudo e foram agrupados em depósitos colúvio-eluviais e aluviais segundo critérios sedimentológicos, genéticos e morfológicos. Os depósitos colúvio-eluviais são caracterizados pela predominância de areia e areia argilosa com alta maturidade mineralógica. Os depósitos mais espessos são caracterizados pela predominância de areia fina.

Datações por termoluminescência indicam idade pleistocênica para os depósitos colúvio-eluviais (10.000 ± 1.200 a $1.188.000 \pm 130.000$ anos) e aluviais (12.700 ± 1.500 a 349.800 ± 28.000 anos). Esses depósitos acham-se instalados sobre quatro superfícies peneplanizadas afeioadas no Quaternário: I ($1.200.000$ a 400.000 anos), II (400.000 a 120.000 anos), III (120.000 a 10.000 anos) e IV (10.000 a hoje).

Durante o Quaternário ocorreram pulsos de erosão e sedimentação de depósitos coluviais, colúvio-eluviais e aluviais, intercalados com fases de desenvolvimento de solos sobre as rochas cretácicas. Estes eventos poderiam estar relacionados a mudanças paleoclimáticas e/ou atividades neotectônicas, que causaram mudanças nos níveis de base com conseqüentes transformações do relevo.

ABSTRACT

Cenozoic deposits occur extensively between Marília and Presidente Prudente (São Paulo State, Brazil), unconformably (with basal concentration of ferricretes and/or stonelines) or transitionally superimposed to Bauru Group cretaceous rocks. They are irregularly distributed throughout the study area, and have been grouped into colluvio-elluvial and alluvial deposits, according to sedimentological, genetical and morphological criteria. The colluvio-elluvial deposits are characterized by dominance of sands and clayey sands, with high mineralogical maturity. The thickest deposits are characterized by dominance of fine sands.

Thermoluminescence (TL) datings indicated Pleistocene age for colluvio-elluvial ($10,000 \pm 1,200$ to $1,118,000 \pm 130,000$ years) and alluvial ($12,700 \pm 1,500$ to $349,800 \pm 28,000$ years) deposits. These deposits have been installed on four peneplained surfaces shaped during the Quaternary: I (1,200,000 to 400,000 years), II (400,000 to 120,000 years), III (120,000 to 10,000 years) and IV (10,000 until today).

During the Quaternary erosion and sedimentation pulses of colluvial, colluvio-elluvial and alluvial deposits occurred, which were intercalated with soil development phases on cretaceous rocks. These events could be related to paleoclimatic changes and/or neotectonic activities, which caused baselevel changes with consequent relief transformations.

1. INTRODUÇÃO

Depósitos cenozóicos podem ser encontrados em diversos locais no Estado de São Paulo, associados a distintos contextos geológicos. Estes depósitos foram intensamente estudados na porção leste do Estado, em bacias tectônicas e regiões litorâneas.

Poucos são os estudos de sedimentos continentais em depósitos interiores, excetuando-se os da Depressão Periférica. Dentre estes depósitos têm-se aqueles que ocorrem extensamente no oeste paulista, recobrimdo o Planalto Ocidental.

Estratigraficamente os depósitos cenozóicos do Planalto Ocidental situam-se essencialmente sobre as rochas do Grupo Bauru, sob forma discordante, formando corpos descontínuos e irregulares. Poucos trabalhos versaram sobre estes depósitos e os mapeamentos realizados não conduziram ao reconhecimento de unidades geológicas. Recebendo diferentes denominações e interpretações, são referidos como solos ou formações superficiais e, portanto, necessitam de estudos sedimentológicos, estratigráficos e paleontológicos mais detalhados.

Desta forma, essa dissertação visou estudar parte destes depósitos cenozóicos, principalmente sob pontos de vista sedimentológico e estratigráfico, na área situada entre Marília e Presidente Prudente (SP).

Os resultados obtidos contribuíram para o entendimento desta parte do Estado, ainda tão pouco conhecida em termos de sua evolução geológica cenozóica.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos localiza-se na região noroeste do Estado de São Paulo, entre os paralelos 21°30' e 22°30' de latitude sul e 49°30' e 51°30' de longitude oeste (Figura 1).

Figura 1: Localização da área de estudos no estado de São Paulo.

De forma retangular, ocupa uma superfície aproximada de 13.000 km², tendo nas extremidades as cidades de Presidente Prudente e Marília, distantes cerca de 140 km. É cortada por diversas rodovias pavimentadas e estradas secundárias que possibilitaram o deslocamento na região (ANEXO 1).

1.2 OBJETIVOS

O estudo proposto teve como objetivos as caracterizações sedimentológica e estratigráfica dos depósitos cenozóicos, que ocorrem entre as cidades de Marília e Presidente Prudente. Esperava-se, ao final do estudo, obter informações relacionadas:

- às formas de ocorrência e às distribuições geográficas dos depósitos cenozóicos;
- aos processos e aos ambientes de sedimentação;
- às idades geológicas dos depósitos; e
- à reconstituição paleogeográfica dos sítios deposicionais;

1.3 JUSTIFICATIVA

Os estudos geológicos, até hoje realizados na área, enfocam quase somente o Grupo Bauru. Os depósitos cenozóicos são praticamente ignorados e, quando estudados, tiveram enfoque essencialmente geomorfológico. Entretanto, eles testemunham certamente a evolução geológica cenozóica da área e devem registrar os principais eventos pós-Bauru.

Deste modo, as descrições e interpretações muito vagas e/ou desconstruídas precisavam ser mais detalhadas, para se tentar elucidar melhor a evolução geológica cenozóica da área de estudo.

2. TRABALHOS PRÉVIOS

2.1 GEOMORFOLOGIA

A área de estudos está situada na província geomorfológica denominada Planalto Ocidental por REGO (1932), onde se destacam os planaltos residuais de Marília-Garça-Echaporã (Figura 2).

ALMEIDA (1964) descreve no Planalto Ocidental extensos espigões de perfis convexos e cimos ondulados, que na maioria se acham abaixo dos 600 m de altitude, e configuram baixas e amplas colinas que avançam em direção aos vales dos principais rios, separando seus afluentes. O autor reconhece o planalto de Marília como um grande promontório sustentado pela resistência à erosão da Formação Marília, com altitudes acima de 700 m, sendo um relevo tabular preservado, terminando a leste a ao sul em escarpas abruptas altas (50 a 100 m), e a norte perde altitude com o declive ligeiro das camadas sedimentares, desfazendo-se em colinas suavizadas.

Segundo AB'SABER (1969), esses planaltos residuais descritos por ALMEIDA (1964) representariam prováveis remanescentes da chamada superfície neogênica. Desta forma, o Planalto de Marília resultaria do desmantelamento da cobertura cretácea e as colinas mais baixas, que se situam ao redor, constituiriam restos de pedimentos moderadamente dissecados pela drenagem atual (ARAÚJO FILHO & AB'SABER 1969).

PONÇANO *et al.* (1981a) analisam a geomorfologia do estado de São Paulo sob o ponto de vista descritivo e elaboraram um mapeamento em escala 1: 1.000.000. Os autores identificaram na área de estudos relevos de agradação, degradação e transição, e indicam que a rede de drenagem apresenta acentuado paralelismo de eixos alinhados segundo NO, e é organizada principalmente por rios conseqüentes formados dentro dos limites do Planalto Ocidental, com exceção do rio Paranapanema que deve representar um antigo rio conseqüente que não se acha inteiramente contido no planalto. No Planalto de Marília os autores identificaram um forte controle litológico das rochas da Formação Marília, marcado por colinas amplas e médias (Figura 3).

I

II

Figura 2: I) Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo (ALMEIDA 1964); II) Zonas geomorfológicas do Planalto Ocidental (modificado de PONÇANO *et al.* 1981a).

Figura 3: Mapa geomorfológico da área de estudos baseado em PONÇANO *et al.* (1981b).

PONÇANO *et al.* (1981a) reuniram os diversos setores do Planalto de Marília, considerado o mais heterogêneo de todo o Planalto Ocidental, em uma única zona envolvendo as partes mais elevadas e tabuliformes, quanto às escarpas e relevos de transição do planalto com as regiões mais baixas. As áreas elevadas apresentam relevos do tipo Colinas Amplas e Médias, desfazendo-se em Escarpas Festonadas e espigões irregulares a medida que se caminha para as regiões mais baixas.

ROSS & MOROZ (1997) realizaram um mapeamento em escala 1: 500.000 e descrevem no Planalto Centro Ocidental formas de relevo denudacionais cujo modelado constitui-se basicamente em colinas amplas e baixas com topos convexos e topos aplanados ou tabulares. Segundo os autores a altimetria varia de 400 e 700 m, e as declividades médias predominantes das vertentes estão entre 2 e 10%. Os principais rios apresentam como característica mais conspícua um padrão paralelo, uma vez que seus traçados foram estabelecidos numa superfície aplainada e ligeiramente inclinada para o eixo do Rio Paraná. Apesar da escala utilizada neste mapeamento ser maior do que a utilizada por PONÇANO *et al.* (1981b), as unidades de relevo descritas apresentam menor detalhamento na área de estudos. Portanto, nesta dissertação serão adotadas as unidades de relevo descritas por PONÇANO *et al.* (1981a e b).

OLIVEIRA *et al.* (1999a) realizaram mapeamento pedológico do Estado de São Paulo e descrevem na região da área de estudos: argissolos vermelho-amarelados, latossolos vermelhos, nitossolos e neossolos litólicos (Figura 4). Podemos observar que em algumas regiões da área de estudos existe uma correlação entre as formas de relevo (Figura 3) e os tipos de solos identificados (Figura 4).

Figura 4: Mapa pedológico da área de estudos baseado em OLIVEIRA *et al.* (1999b).

2.2 GEOLOGIA REGIONAL

Na área de estudos foram observadas rochas mesozóicas da Bacia do Paraná, representadas pelas formações Serra Geral (Grupo São Bento), Marília e Adamantina (Grupo Bauru) e depósitos cenozóicos.

2.2.1 Bacia do Paraná

Segundo ALMEIDA *et al.* (1976) o Estado de São Paulo faz parte da Plataforma Sul-Americana e na configuração da superfície do Estado de São Paulo pode-se distinguir (ALMEIDA *et al.* 1981a):

- porção do Escudo Atlântico, com restritas coberturas sedimentares e pequenas intrusões jurássico-paleocênicas;
- porção da cobertura da plataforma, representada pela seqüência sedimentar e vulcânica da Bacia do Paraná, com importantes intrusões juro-cretácicas.

A Bacia do Paraná (Figura 5), *sensu stricto*, é uma vasta bacia intracratônica sul-americana, que abrange uma área de cerca de 1.400.000 km² estendendo-se pelo Brasil (100.000 km²), Paraguai (100.000 km²), Uruguai (100.000 km²), e Argentina (100.000 km²) (ZALÁN *et al.* 1990).

A evolução geológica da Bacia do Paraná foi influenciada pela geodinâmica do domínio sul-ocidental do Gondwana, e a ciclicidade observada na bacia foi provavelmente controlada pela sua história de subsidência. Dois terços da porção brasileira (734.000 km²) são cobertos por derrames de lava basáltica, que podem atingir até 1.700 m de espessura. A espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas gira em torno de 8.000 m, no centro geométrico da bacia. Um terço da superfície da bacia é representada por um cinturão de afloramentos em torno da capa de lavas, onde podem ser observados diversos pacotes sedimentares que preenchem a bacia (ZALÁN *et al.* 1990).

Desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, abriga um registro estratigráfico temporalmente posicionado entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (ZALÁN *et al.* 1990; MILANI & RAMOS 1998). São reconhecidas seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou supersequências: Rio Ivaí (Caradociano – landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-

Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano) (MILANI 1997).

Figura 5: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, e distribuição no tempo das diversas unidades de seu registro estratigráfico (MILANI & RAMOS 1998).

No Neojurássico, desertos arenosos cobriram completamente a Bacia do Paraná e regiões vizinhas (Formação Botucatu), seguidos por lavas eocretáceas (Formação Serra Geral). Subsidência e acumulação sedimentar na Bacia do Paraná tiveram um último evento no Neocretáceo com a acomodação da Supersequência Bauru, um delgado pacote de sedimentos continentais areno-conglomeráticos (MILANI & RAMOS 1998).

A Formação Serra Geral é representada por um conjunto de derrames de basaltos toleíticos, que atingem espessuras de até 1.700 m associados a corpos intrusivos de mesma composição (diques e soleiras) (WHITE 1908 *in* ALMEIDA *et al.* 1981a) e idade em torno de $132,4 \pm 1,1$ Ma, com extravasamento de $1,6 \times 10^6$ Km² em um intervalo de um milhão de anos (RENNE *et al.* 1992). Na área de estudos os basaltos ocorrem associados ao vale do Rio Paranapanema, na porção sul (Figura 6).

Figura 6: Distribuição do Grupo Bauru, Formação Itaqueri e correlatas no Estado de São Paulo (ALMEIDA *et al.* 1981a).

A Formação Serra Geral é recoberta em discordância angular pelas formações que compõem a Bacia Bauru e depósitos cenozóicos. Cessados os derrames de lavas observou-se uma tendência geral para o soerguimento epirogênico em toda a Plataforma Sul-Americana.

A porção norte da Bacia do Paraná comportou-se como área negativa relativamente aos soerguimentos marginais e à zona central da bacia, marcando o início de embaciamentos localizados.

A Bacia Bauru (ARID 1970, FULFARO *et al.* 1982, FERNANDES 1992, COIMBRA & FERNANDES 1994, FERNANDES & COIMBRA 1996; FERNANDES 1998) instalou-se sobre os derrames da Formação Serra Geral, com depocentro associado a maior espessura de rocha vulcânica e disposição alongada de embaciamento segundo direção NE.

Segundo FERNANDES (1998) a sedimentação ocorreu em duas fases principais, a primeira em condições essencialmente desérticas e a seguinte com maior presença de água, ainda em clima semi-árido. Dessa forma, a Bacia Bauru seria constituída por dois grupos parcialmente cronocorrelatos:

- Grupo Caiuá: formações Rio Paraná (parte central de mar de areia interior), Goio Erê (zonas periféricas de mar de areia), e Santo Anastácio (lençóis de areia secos).
- Grupo Bauru: formações Uberaba (rios entrelaçados de baixa a média sinuosidade), Vale do Rio do Peixe (lençóis de areia com campos de dunas baixas, *loess e wadis*), Araçatuba (pantanal interior), São José do Rio Preto (sistema fluvial entrelaçado arenoso), Presidente Prudente (sistema fluvial meandrante arenoso fino de canais rasos) e Marília representada pelo Membro Echaporã (zonas distais de leques aluviais) mais os analcimitos Taiúva.

Na área de estudos, FERNANDES (1998) identificou a Formação Serra Geral do Grupo São Bento, as formações Araçatuba, Vale do Rio do Peixe, Presidente Prudente e Marília (Membro Echaporã) do Grupo Bauru e a Formação Santo Anastácio do Grupo Caiuá (Figura 7). Como o objetivo desta dissertação não é o estudo do Grupo Bauru, utilizou-se de simples comparação deste com os depósitos cenozóicos, foi utilizada a distribuição litológica de ALMEIDA *et al.* (1981a e b).

FÚLFARO *et al.* (1999) interpretaram a Formação Santo Anastácio como um geossolo desenvolvido sobre rochas sedimentares das formações Rio Paraná e Goio-Erê, definindo essa unidade pedoestratigráfica como Geossolo Santo Anastácio, que marca uma discordância entre o Grupo Bauru e o Grupo Caiuá.

O magmatismo alcalino representado pelos analcimitos Taiúva é a reativação do Aptiano-Eoceno (máximos de 87-80 e 70-60 Ma), sendo contemporâneos a sedimentação da Bacia Bauru (ALMEIDA *et al.* 1981a; COUTINHO *et al.* 1982). FERNANDES & COIMBRA (1996) e FERNANDES (1998) associam as idades dos analcimitos com o conteúdo fóssil das formações Adamantina e Marília, e admitem o intervalo Coniaciano-Maastrichtiano (Cretáceo Superior) para a bacia.

Figura 7: Distribuição da Bacia Bauru na área de estudo baseada em FERNANDES (1998).

RICCOMINI (1995; 1997) aponta no Estado de São Paulo durante o Neocretáceo, a permanência de esforços relacionados a um binário dextral de orientação geral E-W, vigentes desde a fase tardia do episódio Serra Geral (Figura 8). Na região oeste do estado, o autor indica que o campo de tensões regional teria sido sobrepujado pela subsidência associada ao grande volume de rochas basálticas, com instalação da Bacia Bauru (Santoniano-Maastrichtiano), ocorrendo posteriormente intensificação do tectonismo de caráter rúptil na bacia, evidenciado pelo incremento no aporte de sedimentos rudáceos (Formação Marília) e pelo vulcanismo alcalino extrusivo, relacionados à atividade tectônica dos alinhamentos que configura a sua borda leste atual. A borda oriental da Bacia Bauru, no Estado de São Paulo, é atualmente delimitada pelos alinhamentos estruturais do Rio Paranapanema, Ibitinga-Botucatu, São Carlos-Leme e do Rio Moji-Guaçu.

O tectonismo deformador da bacia sucedeu-se ao preenchimento sedimentar da bacia, com falhas e juntas resultantes de dois regimes transcorrentes, com movimentações de componentes sinistral e dextral ao longo dos alinhamentos de direção NNW e WNW, mas com movimentações opostas (RICCOMINI 1997):

- 1) σ_1 E-W/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 N-S/horizontal;
- 2) σ_1 N-S/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 E-W/horizontal.

Os dois regimes são correlacionáveis a megaestruturação geológica do Estado de São Paulo, sendo o último provavelmente associado a neotectônica regional (RICCOMINI 1997).

Figura 8: Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (RICCOMINI 1997). 1) substrato pré-cambriano; 2) terrenos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; 4) soleiras de diabásio; 5) contato aproximado entre 2 e 3; 6) depósitos rudáceos da região de Franca-Pedregulho; 7) grupos Caiuá e Bauru; 8) Formação Marília (Grupo Bauru); 9) Formação Itaqueri; 10) Formação Rio Claro e depósitos correlatos; 11) alinhamentos estruturais (A- Rio Paranapanema; B- Tietê; C- Ibitinga-Botucatu; D- Rio Moji-Guaçu; E- Ribeirão Preto-Campinas; F- Rifaina-São João da Boa Vista; G- São Carlos-Leme; H- Barra Bonita-Itu; I- Guapiara; J- Cabo Frio); 12) manifestações alcalinas (1- Taiúva; 2- Aparecida do Monte Alto; 3- Jaboticabal; 4- Piranji; 5- Ipanema/Araçoiaba da Serra); 13) altos estruturais (6- Domo de Anhembi-Piapara; 7- Estrutura de Pitanga; 8- Domo de Ártemis; 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).

2.2.2 Depósitos cenozóicos

A primeira referência a depósitos cenozóicos na área de estudos é devida a REGO (1946) no Planalto de Marília. O autor referiu-se a depósitos areno-argilosos de origem eólica e inferiu uma correlação temporal destes depósitos com as argilas terciárias descritas na Bacia de São Paulo.

ALMEIDA (1964) descreveu na região depósitos cenozóicos restritos, sem estruturas sedimentares e contendo alguns fragmentos de seixos de quartzo, que teriam resultado do retrabalhamento fluvial do Grupo Bauru.

No município de Echaporã, LEPSH (1977) definiu cinco superfícies geomorfológicas recobertas por quatro tipos de formações superficiais e quatro tipos de depósitos sedimentares. O autor interpretou os depósitos pós-cretácicos e solos de decomposição *in situ* como derivados do Grupo Bauru.

PENTEADO & RANZANI (1973) descreveram colúvios, paleossolos e linhas-de-pedra (*stone lines*) que formam um conjunto detrítico de 1,50 a 10 m de espessura no município de Marília. Os autores reconheceram a dificuldade em discernir entre horizontes coluviais e eluviais e adotaram alguns critérios, a partir de observações de campo: nos sedimentos do Grupo Bauru há maior distância entre os leitos de seixos do que nos colúvios e os seixos que compõem as linhas-de-pedra são maiores.

QUEIROZ NETO *et al.* (1977) reconheceram sobre o Planalto de Marília dois níveis geomorfológicos:

- nível superior: recoberto por depósitos descritos por REGO (1946) e identificados por PENTEADO & RANZANI (1973).
- nível inferior: com linhas-de-pedra basais, contendo os depósitos descritos por LEPSH (1977) em Echaporã.

PENTEADO & RANZANI (1973) e MELO & PONÇANO (1983) concluíram que os depósitos do nível superior (QUEIROZ NETO *et al.* 1977; REGO 1946) estariam relacionados à época de elaboração de uma superfície de idade mais antiga que os depósitos do nível inferior (CARVALHO, 1976; QUEIROZ NETO *et al.* 1977; LEPSCH 1977). Dessa forma os autores consideram que o nível atualmente inferior teria resultado do retrabalhamento do nível que atualmente se encontra em cotas superiores e de rochas do Grupo Bauru.

QUEIROZ NETO & JOURNAUX (1978) descreveram, no Vale do Rio do Peixe em Marília, terraços fluviais antigos que foram considerados como correlacionáveis às duas

últimas glaciações, sem identificar de forma clara a idade ou os elementos que levaram a essa comparação. Os autores consideraram que o nível mais elevado (QUEIROZ NETO *et al.* 1977) representaria um remanescente do pediplano de idade terciária média (Superfície Paleogênica ou das Cristas Médias) e os depósitos de nível inferior, entre Marília e Echaporã, corresponderiam a uma fase Neogênica da evolução da drenagem, relacionada à elaboração dos extensos pediplanos.

PELLERIN & QUEIROZ NETO (1992) reconheceram no município de Marília depósitos organo-minerais no sopé das escarpas, e constataram que o desenvolvimento das organizações latossólicas é anterior a última fase de entalhamento fluvial, por que após esta fase houve uma pedogênese com tendência a podzolização que evoluiu concordantemente com as formas atuais do relevo. Mas os autores correlacionaram de forma pouco adequada os eventos deposicionais com as possíveis superfícies erosivas, tornando a cronologia dos eventos muito confusa e atribuindo idades baseadas em hipóteses não comprovadas por datações (absolutas ou relativas).

PONÇANO *et al.* (1981a) descreveram depósitos coluvionares, na área de estudos, associados a relevos suaves que refletiram granulometria e composição mineralógica correlacionáveis às rochas basais. São depósitos arenosos de alta permeabilidade e porosidade, que contêm fragmentos centimétricos dispersos de restos vegetais carbonizados, e apresentam em média 8 m de espessura. Geralmente apresentam na base linha de seixos limonitizada e/ou constituída de fragmentos de canga.

Na região entre as cidades de Rancharia, Tupã e Osvaldo Cruz (ANEXO 1), SUGUIO & COIMBRA (1976) descreveram solos autóctones do Grupo Bauru, onde reconheceram “bandas onduladas”, também denominadas “lamelas ou bandas de iluviação” (PAISANI 2001) e “estruturas de dissipação” (BIGARELLA & ANDRADE 1965; BIGARELLA 1974), que seriam estruturas pedogenéticas atribuíveis a processos de eluviação e iluviação, formadas por leitos sinuosos, mais ou menos lenticulares, em geral subhorizontais e que se sobressaem em perfis de solos. As bandas são mais ricas em argila, hidróxido de ferro, cimento carbonático ou componentes húmicos do que os materiais intercalados nas bandas. Os autores concluíram que as diferenças verificadas em análises granulométricas de amostras de solos e do Grupo Bauru são pequenas e devidas a enriquecimento de argila que ocorre durante os processos pedogenéticos.

Na cidade de Álvares Machado, no extremo oeste da área de estudos (ANEXO 1), ocorrem depósitos aluviais (CUNHA & SUAREZ 1981; SUAREZ 1991), compostos de siltitos cinza-esverdeados, mal estratificados, com 3,5 m de espessura, contendo fósseis de *Lestodon*,

Glyptodon e *Toxodon* (VIERA DE CARVALHO 1952; COUTO 1973; CUNHA & SUAREZ 1981; HENRIQUES 1992), que sugerem provável idade pleistocênica. Os ossos estavam articulados, sobre a superfície do arenito cretáceo, e cobertos por sedimentos de idade provavelmente pleistocênica.

POPP & BIGARELLA (1975) denominaram como Formação Paranavaí, de forma preliminar, a cobertura arenosa de origem colúvio-eluvial, que apresenta “estruturas de dissipação” que se estende pelo noroeste paranaense, oeste paulista e sudoeste do Mato Grosso do Sul. Essa formação estaria sobreposta a arenitos do Grupo Caiuá e basaltos da Formação Serra Geral e teria possível idade quaternária. SANTOS (1987, *in* STEVAUX 1993) critica o uso do termo Formação Paranavaí como unidade litoestratigráfica, uma vez que esses depósitos adquirem um caráter eluvial em algumas porções. JUSTUS (1985 *in* STEVAUX 1993) incluiu na Formação Paranavaí as carapaças e couraças ferruginosas pedogenéticas encontradas principalmente no divisor das bacias dos rios Ivaí e Piquiri (PR).

GASPARETTO (1999) descreveu formações superficiais de textura arenosa que ocorrem na região noroeste do Paraná, originadas do Arenito Caiuá por alteração *in situ*. Estas formações estariam relacionadas a uma superfície de erosão definida por BIGARELLA & ANDRADE (1965) como Pd1, a qual, desde o final do período Terciário, estaria sendo remodelada sob condições climáticas que, durante o Quaternário, se alternaram entre períodos mais secos e mais úmidos.

No extremo oeste do Estado de São Paulo, SUAREZ (1976; 1991) descreveu depósitos cenozóicos areno-argilosos e avermelhados, levemente compactados, apresentando “estruturas de dissipação”, com freqüentes linhas-de-pedra de provável origem fluvial, e concreções ferruginosas na base. O autor denominou estes depósitos, superpostos em discordância erosiva ao Grupo Bauru, de Formação Piquerobi, distinta dos depósitos de encostas. A Formação Piquerobi possuiria espessura média de 8 m e extensão em torno de 4.000 km² no Estado de São Paulo, ocorrendo entre as cotas de 410 a 500 m, principalmente nas cidades de Marabá Paulista, Presidente Venceslau, Presidente Epitácio, Teodoro Sampaio e Piquerobi (seção-tipo) (Figura 9).

Figura 9: Mapa das formações cenozóicas do extremo oeste do Estado de São Paulo (SUAREZ 1991).

SUAREZ (1991) associou a Formação Piqueroibi a restos da superfície neogênica definida por AB'SABER (1969), do Terciário Superior. Entretanto, a Formação Piqueroibi nunca foi datada ou proposta formalmente como uma unidade litoestratigráfica, segundo PETRI *et al.* (1987).

GODOY (1989) descreveu depósitos coluviais sem estrutura, com tendência arenosa contendo fragmentos carbonizados de restos vegetais, com espessura de até 8 m e 30 m sobre rochas do Grupo Bauru e Grupo Caiuá respectivamente, na região de Presidente Prudente. A espessura foi caracterizada como irregular condicionada às variações topográficas com valores mais comuns entre 2 e 4 m, ultrapassando 7 m nos topos aplainados dos interflúvios mais extensos. O autor registrou nesses colúvios leitos de nódulos ferríferos com espessura de 0,20 a 0,40 m, que acompanham o contato com estratos da Formação Adamantina, e indica a dificuldade em discernir sobre colúvios e elúvios que ocorrem sobre a Formação Adamantina. Esses colúvios apresentam uniformidade granulométrica, constituição areno-argilosa, com predominância de areia fina, e o autor concluiu que os depósitos coluviais têm menor uniformidade granulométrica que o solo residual.

Segundo MELO & PONÇANO (1983), na área deste projeto ocorrem os seguintes depósitos cenozóicos:

-Coberturas dos platôs de Echaporã e Marília: Nesses platôs ocorrem colúvios arenosos a areno-argilosos contendo cascalhos avermelhados, que foram provisoriamente correlacionados à Formação Itaqueri (FREITAS 1955). Tentativamente, esses depósitos de cobertura foram atribuídos à fase de pediplanação Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965). LEPSH (1977) e os autores admitiram que a cota entre 480-500 m corresponderia ao Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965). As informações a respeito dessas coberturas são confusas, já que esses autores correlacionam depósitos sedimentares a fases de pediplanação de forma incoerente, baseados em teorias e conceitos pré-estabelecidos.

-Linhas-de-pedra: Associadas aos topos dos platôs residuais, como os de Marília e Echaporã e sustentados pela Formação Marília, ocorrem vários níveis de linhas-de-pedra de quartzo e quartzito. Os autores atribuem a formação das linhas-de-pedra a fases de pedimentação, baseados na localização estratigráfica atual desses depósitos.

-Colúvios atuais e subatuais: Colúvios arenosos e avermelhados sem coesão, com espessuras de até 30 m, ocupando partes baixas das escarpas de Marília e Echaporã, contém fragmentos vegetais carbonizados. Provavelmente, representam retrabalhamentos dos depósitos superficiais descritos por LEPSCH (1977), mas nenhum dado a respeito da gênese desses depósitos, que ocorrem de forma abundante na área de estudos, é conclusivo.

FÚLFARO & SUGUIO (1974) descrevem depósitos de areias e colúvios que ocorrem nos atuais divisores de água de drenagem na região paulista. Apresentam um nível na base de cascalhos com seixos de quartzitos e calcedônia ou fragmentos retrabalhados de limonita, dificilmente individualizados quando não há presença de cascalhos na base. Esses depósitos (Figura 10) são mal estruturados e confundidos com material eluvial, pois pouco se diferenciam do material de alteração das rochas regionais, denotando sempre pequeno transporte.

FÚLFARO & BJORNBERG (1993) descrevem no Planalto Ocidental paulista coberturas aluviais e coluviais associados a dois ciclos geomorfológicos:

- Sul-Americano (KING, 1956): de idade terciária, com espessura máxima de 15 m. O levantamento da Serra do Mar e do Arco da Canastra no Terciário Médio a Superior, causou rejuvenescimento da drenagem com aprofundamento de seus leitos e erosão dessa superfície.
- Velhas: de idade quaternária, associados a terraços aluviais de até 40 m. Nesta fase os rios da Bacia do Paraná atingem uma fase senil, formando amplas planícies aluviais ao longo dos principais rios e grandes coberturas coluviais nos divisores de água.

Esses dois eventos foram formados predominantemente por dois ciclos sedimentares (FÚLFARO & BJORNBERG 1993):

- ciclo inferior de origem aluvial, arenoso com conglomerado na base, espessuras de 20 a 40 m, e estruturas sedimentares presentes.
- ciclo superior de origem coluvial, com espessura de até 15 m, sem estruturas, arenosos com camada basal de cascalho ou linha de seixos com seixos de quartzo e quartzito com fragmentos de limonita. A espessura da cimentação limonítica pode atingir de 1 a 3 m de espessura na base dos depósitos.

A origem desses depósitos está sempre condicionada a níveis de base locais, produzindo depósitos litologicamente muito similares aos das áreas fontes. Com o levantamento da Serra do Mar, ocorre um rejuvenescimento dos rios a oeste do estado, causando intenso terraceamento. Os depósitos são facilmente identificados porque apresentam baixa densidade de drenagem, e alto número de colinas com superfícies planas e convexas, intensa erosão e cobertura vegetal de campos e cerrados (FÚLFARO & BJORNBERG 1993).

STEVAUX (1993) identificou depósitos coluviais na região do Rio Paraná que, por datação por TL, teriam indicado idades superiores há 40.000 anos. Segundo o autor o compartimento geomorfológico onde se instalou a bacia hidrográfica do rio Paraná começou a se formar durante o Plioceno e Pleistoceno Superior sobre a Superfície Sul-Americana de KING (1956). Com o estabelecimento da Serra de Maracaju (Planalto Maracaju - Campo Grande), ocorreu a divisão das bacias dos rios Paraná e Paraguai. O compartimento do rio Paraná sofre novo aplainamento (Superfície de Guaíra) e começa a ser escavado o atual canal do rio Paraná. Dessa forma o clima árido que se desenvolveu durante quase todo o Pleistoceno permitiu o desenvolvimento de grandes extensões de colúvio e de grande pacote de areia e cascalho do canal do rio Paraná. O autor caracterizou os depósitos associados ao rio Paraná e estabeleceu a evolução climática para os últimos 50.000 anos:

- ETCHEBEHERE *et al.* (1999) e ETCHEBEHERE (2000) mapearam, nos depósitos de terraços no Vale do Rio do Peixe, cinco alomembros que formariam a Aloformação Rio do

Peixe, de idade neopleistocênica. Essa aloformação estaria assentada sobre as rochas dos Grupos Bauru e Caiuá, apresentaria até 40 m de espessura em associação a outros depósitos cenozóicos: leques aluviais tecnogênicos, colúvios holocênicos, aluviões atuais e mantos regolíticos. Os alomembros apresentariam uma associação de fácies similares de corpos arenosos e areno-conglomeráticos maciços ou com estratificações acanaladas, bancos de cascalho, siltitos e argilitos ricos em macrorrestos vegetais (que teriam fornecido idade absoluta de 27 - 34 ka B.P. por radiocarbono), eluviais, depositados em um contexto fluvial entrelaçado, com ocorrência de fácies lacustres.

Os autores teriam identificado evidências de deformação em depósitos da Aloformação Rio do Peixe, representadas por estruturas de liquefação e falhas de rejeitos diversificados. Dobras e fraturas nos depósitos coluviais que recobrem essa aloformação, também evidenciariam a atividade tectônica recente na região. RICCOMINI (1995) reconheceu evidências diretas de neotectonismo no Platô de Marília, onde linhas-de-pedra superpostas à Formação Adamantina estariam seccionadas por falhas normais com rejeito decimétrico, que sugeririam extensão na direção ONO (Ponto 126).

Na Bacia do Rio do Peixe, ETCHEBEHERE & SAAD (1999) e ETCHEBEHERE (2000) sugerem a existência de uma região onde predomina um regime de tectônica transcorrente, com vetor de máxima compressão posicionado na direção NO-SE. Através do estudo da razão da declividade/extensão de curso de água, identificaram três áreas de soerguimento tectônico mais acentuado provavelmente correspondentes:

- a) À sutura crustal de Ribeirão Preto, que teria propiciado o entalhe acelerado do Planalto Marília - Echaporã;
- b) Ao prolongamento do lineamento crustal de Guapiara, representado por escassos depósitos de terraço compostos por cascalheiras eluviais; e
- c) À sutura crustal de Presidente Prudente, reconhecida também pela presença de cascalheiras eluviais.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 TRABALHOS DE GABINETE

3.1.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica consistiu no levantamento e compilação das documentações bibliográfica e cartográfica disponíveis, que forneceram os subsídios para a fundamentação teórica do estudo de depósitos sedimentares cenozóicos da área de estudo. A elaboração e normalização dessa dissertação foram realizadas segundo OLIVEIRA (2000).

3.1.2 Compilação e digitalização de dados cartográficos

Os documentos cartográficos foram compilados e digitalizados. Para tanto foram utilizadas 24 folhas topográficas na escala 1:50.000 (Figura 11), do IBGE de 1980, que abrangem a área de estudos. As curvas de nível (com espaçamento de 20 m) e a rede de drenagem de cada folha topográfica foram digitalizadas usando-se o *software* AutoCAD R14¹ e mesa digitalizadora, utilizando valores segundo a Projeção Transversa de Mercator (UTM) para as coordenadas x e y e altitude para z.

SANTO ANÁSTACIO SF-22-V-D-V-4	ALFREDO MARCONDES SF-22-V-D-VI-3	MARIÁPOLIS SF-22-V-D-VI-4	OSVALDO CRUZ SF-22-X-C-IV-3	TUPÃ SF-22-X-C-IV-4	PARNAÍTO SF-22-X-C-V-3	QUEIRÓS SF-22-X-C-V-4	GETULINA SF-22-X-C-VI-3
ALFREDO MARCONDES SF-22-Y-B-II-4	PRESIDENTE PRUDENTE SF-22-Y-B-III-1	MARTINÓPOLIS SF-22-Y-B-III-2	RANCHARIA SF-22-Z-A-I-1	QUATÁ SF-22-Z-A-I-2	HERCULÂNDIA SF-22-Z-A-II-1	POMPÉIA SF-22-Z-A-II-2	MARILIA SF-22-Z-A-III-1
TARABAI SF-22-Y-B-II-3	PIRÁPOZINHO SF-22-Y-B-III-3	CABECEIRAS DO JAGUARETÊ SF-22-Y-B-III-4	JOÃO RAMALHO SF-22-Z-A-I-3	PARAGUAÇU PAULISTA SF-22-Z-A-I-4	LUTÉCIA SF-22-Z-A-II-3	EXAPORÃ SF-22-Z-A-II-4	ALVINLÂNDIA SF-22-Z-A-III-3

ÁREA DE ESTUDOS

Figura 11: Mosaico das folhas topográficas utilizadas como base para a confecção de mapas.

¹ Autodesk S/A

3.1.3 Análise morfométrica

Foi realizada uma análise geomorfológica de âmbito regional que buscou a caracterização morfoestrutural regional. A classificação dos terrenos se baseou na definição e identificação de áreas homogêneas.

Foram utilizadas técnicas de geoprocessamento e observações nos trabalhos de campo para a caracterização morfoestrutural da área de estudos e identificação dos depósitos cenozóicos, correlacionando-os a níveis geomorfológicos. Dessa forma, foram utilizados produtos de sensoriamento remoto e geradas cartas temáticas utilizando Sistema de Informação Geográfica (SIG).

3.1.3.1 Sensoriamento Remoto

Para a obtenção dos dados de sensoriamento remoto, foram utilizados recortes georeferenciados de quatro imagens multiespectrais do sensor ETM+ do satélite LANDSAT-7. As imagens possuem órbita e ponto: 221/75 e 222/75 (obtidas em 05/08/2001); 221/76 e 222/76 (obtidas em 12/08/2001).

As composições das imagens do satélite LANDSAT-7 foram processadas, utilizando-se o *software* ER-Mapper 6.3. As bandas utilizadas são: ETM+1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8 do sensor ETM+, sendo que a banda ETM+8 pancromática (15 x 15 m de resolução) no visível e infravermelho próximo e a ETM+6 no infravermelho termal, enquanto as outras bandas apresentam resolução de 30 x 30 m.

Foi realizada a fusão de todas as bandas que aumentou a resolução espacial (15 x 15 m) com preservação das propriedades radiométricas. Para a composição das bandas foi utilizado o denominado “*High Pass Filter Method*” (CHAVEZ JR. *et al.* 1991), aplicação de filtros passa-alta, e a análise por componentes principais (PC1) para realce da informação textural. Filtros passa alta eliminam as feições de baixa frequência, deixando apenas as de altas frequências (CRÓSTA 1993).

3.1.3.2 Cartas temáticas

Foram gerados os seguintes mapas:

- 1) Modelo digital de terreno (MDT): foi gerado utilizando-se o software ARCVIEW GIS 1.8 a partir da base topográfica digitalizada. As curvas topográficas foram digitalizadas com espaçamento de pontos de 100m, que corresponde a um ponto a cada 0,2 cm da linha que representa cada curva topográfica na folha topográfica na escala 1:50.000. Para cada ponto obtido na digitalização foi atribuído o valor de elevação em metros. Para a confecção do modelo foi utilizado o método “triangular irregular network” (TIN) (PEUKER *et al.* 1978) utilizando todos os pontos obtidos, que segundo BURROUGH & McDONNELL (2000) apresenta melhores resultados do que a utilização de grades regulares para a confecção de MDT, utilizados para o cálculo de hipsometria, declividade e direção da declividade de encostas.
- 2) Mapa hipsométrico: foi confeccionado com base no MDT em classes altimétricas com espaçamento de 20m, de acordo com a resolução do mapa topográfico original em escala 1: 50.000. O mapa hipsométrico destaca a distribuição e organização espacial das principais unidades de relevo, e representa a altura da área de estudo em relação ao do nível do mar.
- 3) Mapa de declividade das encostas: o grau de declividade representa no geral blocos de igual intensidade de dissecção fluvial, e representa a taxa de variação na elevação. O mapa foi confeccionado a partir do MDT com os valores de declividade em graus. Os intervalos de classes de declividade utilizados são consagrados em estudos de processos erosivos (GUERRA & CUNHA 1996).
- 4) Mapa de orientação das encostas: indica a direção dos declives das encostas, e também é gerado a partir do MDT, com os valores de orientação em azimuth.
- 5) Mapa de rugosidade: foi confeccionado com base no MDT. Foi estabelecida uma malha quadrática com células de 500x 500 m para a área de estudos. Para cada célula foi calculada a razão entre a área real e a área plana (HOBSON 1972).
- 6) Mapa de densidade de drenagem: a drenagem das folhas topográficas foi digitalizada com espaçamento de pontos de 100m, que corresponde a um ponto a cada 0,2 cm de linha de drenagem. Foi estabelecida uma malha quadrática com células de 500 x 500 m para a área de estudos, onde o parâmetro de densidade de cada célula foi obtido a partir do número de pontos que cada célula continha (Figura 12);

Figura 12: Exemplo de uma drenagem de folha topográfica (escala 1: 50.000) (A) e os pontos utilizados para a digitalização dessa drenagem para a confecção do mapa de densidade de drenagem (B).

3.1.4 Análise granulométrica e mineralógica

3.1.4.1 Análise estatística

A partir dos dados granulométricos obtidos em trabalhos de laboratório, foram calculados diâmetro médio, grau de seleção, grau de assimetria e curtose, para a caracterização dos depósitos cenozóicos e possível comparação com as rochas mesozóicas. Foram obtidos dados para:

- os depósitos aluviais (7 amostras);
- depósitos colúvio-eluviais (112 amostras);
- depósitos colúvio-eluviais que ocorrem sobrepostos a Formação Adamantina (91 amostras);
- depósitos colúvio-eluviais que ocorrem sobrepostos a Formação Marília (21 amostras);
- Formação Adamantina (24 amostras);
- Formação Marília (7 amostras).

Para tanto foram utilizados dois métodos estatísticos: segundo FOLK & WARD (1957) e dos momentos (PEARSON & HARTLEY 1958). Para o cálculo dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) foi utilizado o programa ANASED 5.0i² (LIMA *et al.* 1999). Pelo método dos momentos as medidas são influenciadas por todos os indivíduos da distribuição,

² Desenvolvido no Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada da Universidade Federal do Ceará.

desde os mais finos até os mais grossos, e para o cálculo dos parâmetros foi utilizado o programa MOMENTO 4.123 (de Paulo C. F. Giannini). Segundo McMANUS (1988) nenhuma das duas técnicas é melhor do que a outra, mas cada uma pode ser mais apropriada para um determinado tipo de amostra. No caso dos depósitos encontrados na área de estudos, ainda não é conhecido qual o melhor método e, portanto cada um deles será utilizado para comparação.

Para a classificação do grau de seleção e assimetria foi usada a escala qualitativa de FOLK & WARD (1957) (Tabela 1 e 2).

muito bem selecionado	< 0,35
bem selecionado	0,35 a 0,50
moderadamente selecionado	0,50 a 1,00
pobrememente selecionado	1,00 a 2,00
muito pobrememente selecionado	2,00 a 4,00
extremamente mal selecionado	> 4,00

Tabela 1: Escala qualitativa de FOLK & WARD (1957) para descrição de grau de seleção de sedimentos.

assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
assimetria negativa	-0,30 a -0,10
aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
assimetria positiva	0,10 a 0,30
assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Tabela 2: Escala qualitativa de FOLK & WARD (1957) para descrição de grau de assimetria de sedimentos.

muito platicúrtica	< 0,67
platicúrtica	0,67 a 0,90
mesocúrtica	0,90 a 1,11
leptocúrtica	1,11 a 1,50
muito leptocúrtica	1,50 a 3,00
extremamente leptocúrtica	> 3,00

Tabela 3: Limites usados para classificar uma curva segundo os valores de curtose (SUGUIO 1973).

A partir dos resultados dos parâmetros de FOLK & WARD (1957) foi efetuado o teste de SAHU (1964) e tratamentos estatísticos propostos por FRIEDMAN (1961; 1967) e FRIEDMAN & JOHNSON (1982). O teste de SAHU fornece as características ambientais de deposição, quanto à energia e viscosidade, para os grupos de amostras provenientes de diferentes afloramentos.

FRIEDMAN propôs um tratamento dos dados para a distinção de diferentes ambientes de deposição de areias, demonstrando a relação entre parâmetros granulométricos e os ambientes de deposição, agrupando-os dois a dois na forma de diagrama, obtendo zonas de concentração mais elevadas que caracterizam determinados ambientes. Foram construídos gráficos do tipo: desvio padrão x diâmetro médio, assimetria x diâmetro médio, diâmetro médio x curtose e assimetria x curtose, utilizando-se os dados obtidos pelo método dos momentos.

Para uma melhor comparação entre os sedimentos cenozóicos e mesozóicos foram calculados os parâmetros para a distribuição total e para a distribuição areia, onde as frações siltico-argilosas da distribuição granulométrica total das amostras foram desprezadas e a frequência granulométrica foi recalculada para 100%.

3.1.4.2 Análise mineralógica

Na análise mineralógica foram definidas as frequências de classes segundo COUTINHO & COIMBRA (1974) (Tabela 4):

superabundante	>50%
abundante	50 - 10%
comum	10 - 2 %
raro	2 - 0%

Tabela 4: Frequência das classes mineralógicas.

Para melhor interpretar as assembléias de minerais pesados transparentes não-micáceos encontrados, foi calculado o índice ZTR que demonstra a maturidade mineralógica correspondendo à soma das porcentagens relativas de zircão, turmalina e rutilo entre os minerais pesados transparentes não micáceos:

$$I = Z (\text{zircão}) + T (\text{turmalina}) + R (\text{rutilo})$$

3.1.4.3 Representação gráfica

Para interpretação e representação dos dados granulométricos e da análise estatística foram utilizados: histograma, diagrama triangular (para três variáveis), diagrama de barra e curvas de frequência acumulativas. Para classificação de sedimentos clásticos de acordo com a granulometria foi utilizado o diagrama triangular de SHEPARD (1954).

A partir dos dados obtidos foram confeccionados mapas de isolinhas da área de estudos, para melhor visualização da distribuição em planta. Foram gerados utilizando-se o *software* Surfer 8.0, com interpolação pelo método de krigagem, com uma malha regular com células quadráticas de 1 km x 1 km, com as seguintes variáveis:

- espessura de depósitos colúvio-eluviais;
- diâmetro médio, grau de seleção, assimetria e curtose (FOLK & WARD 1957);

- teor em massa de minerais pesados e de cada mineral considerado abundante (zircão, turmalina, rutilo e estauroлита);
- índice ZTR.

3.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo consistiram no levantamento de perfis geológicos, distribuídos por toda a área de estudos, com geomorfologia e estratigrafia de seções expostas, acompanhado da coleta de amostras para análises sedimentológicas e datações absolutas. A análise estratigráfica adotada teve um enfoque básico: reconhecimento de unidades morfoestratigráficas (FRYE & WILLMAN 1962) em superfícies deposicionais. Sedimentos coluviais e aluviais são importantes elementos morfoestratigráficos.

3.2.1 Coleta de amostras

3.2.1.1 Para análise granulométrica e mineralógica

Na maioria dos afloramentos foram coletadas amostras de ± 200 g para análise detalhada em laboratório. Quando ocorriam depósitos cenozóicos sobre as rochas do Grupo Bauru, foram coletadas amostras de ambas unidades para análise textural e mineralógica para comparação. As amostras foram embaladas e etiquetadas em sacos plásticos, e para efeito de padronização foi acrescentado, após o número do ponto, o número 1 para amostras do Grupo Bauru e o número dois para amostras de depósitos cenozóicos (Ex: 77-1 e 77-2).

3.2.1.2 Para datação absoluta

Datação pelo método de Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

Foram coletadas 50 amostras de sedimentos para a datação por TL e LOE (ANEXO 2), distribuídos pela área de estudos. As amostras de sedimento foram coletadas em tubos de PVC opaco (50 cm de comprimento x 5 cm de diâmetro), introduzidos no local de coleta com a ajuda de uma marreta, o que evitou que as amostras recebessem radiação solar (Figura 13).

Figura 13: Fotos da coleta de amostras para datação por TL e LOE. I) Ponto 4; II) Ponto

Datação por radiocarbono

Foram coletados em dez pontos descritos na área de estudos (ANEXO 2) fragmentos de carvão para datação por radiocarbono (Figura 14). As amostras foram acondicionadas em papel alumínio e introduzidas em sacos plásticos etiquetados e enviadas para datação no CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura) da USP.

Figura 14: Amostra coletada no Ponto 27 para datação por radiocarbono. Aproximadamente no centro da foto vê-se fragmento de carvão com cerca de 2 cm de comprimento.

3.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Com as análises sedimentológicas das amostras de campo objetivou-se a obtenção das características texturais (granulometria e arredondamento), mineralógicas dos sedimentos, além dos estudos mineralógicos de minerais leves e pesados.

3.3.1 Datação absoluta

3.3.1.1 Datação por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE)

Com o objetivo de tentar identificar gerações de depósitos coluviais e aluviais foram datados sedimentos arenosos por TL e LOE. Estes métodos mostram grande potencialidade para depósitos siliciclásticos quaternários, quando o quartzo é o constituinte mineral predominante e, além disso, permite alcançar idades muito mais antigas do que pelo método de radiocarbono. A TL refere-se à propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos, previamente irradiados com uma radiação ionizante, de emitir luz quando são aquecidos até determinadas temperaturas. O método de datação por TL é fundamentado na teoria da interação da radiação com a matéria, pois se baseia no fato de que a idade do material a ser datado pode ser calculada pela medida das concentrações de defeitos induzidos no material por radiações ionizantes.

Materiais geológicos e arqueológicos, tais como alguns minerais e fragmentos de cerâmica, recebem radiações ionizantes provenientes dos raios cósmicos e de radioisótopos naturais, que se encontram no seu interior ou na vizinhança. Parte desta radiação provoca ionização por efeito fotoelétrico, efeito de Compton e produção de pares, podendo os elétrons liberados produzir defeitos pontuais ou vários tipos de centros. Estes centros resultam da captura de elétrons ou buracos (carga positiva) por estados metaestáveis criados por defeitos e impurezas. Quando a amostra é aquecida, os elétrons aprisionados são liberados e podem se recombinar com um buraco, emitindo luz TL. O número desses centros, dentro de certos limites, cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente e ao tempo de irradiação. Assim, medindo-se a luz emitida por esses centros por estimulação térmica (TL) é possível, por exemplo, determinar quando um mineral se cristalizou ou quando um sedimento foi exposto à luz solar pela última vez por um período mínimo de 6-8

horas (TL) e 2 horas (LOE) (AITKEN 1985). Mas alguns estudos indicam que o intemperismo também é capaz de produzir defeitos em cristais de quartzo, e o que poderia ser determinado seria a última vez que o sedimento foi exposto a intenso intemperismo, sem posterior exposição solar, já que a exposição solar é tida como dominante sobre os efeitos do intemperismo (AITKEN 1985).

O método de datação por TL permite obter idades desde poucas dezenas de anos até cerca de 1.5 Ma anos, dependendo das características da amostra e da sensibilidade do equipamento de medida de TL. A aplicação na determinação de idade de depósitos sedimentares por este método se iniciou na década de 80 (WINTLE & HUNTLEY 1980).

As amostras coletadas foram peneiradas para separar grãos de 88-180 μm (areia muito fina a fina) e submetidos a um tratamento químico com HF 20% por 45 minutos, HCl 20% durante 2 horas, para então serem selecionados apenas grãos de quartzo. As medidas de TL e LOE foram realizadas com 40 mg de grãos selecionados.

As curvas de TL foram obtidas no Laboratório de Vidro da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC-SP), com o aparelho TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc., com um aquecimento de 10°C/s , e os grãos de quartzo sofreram uma irradiação com ^{60}Co realizada no IPEN-CNEN/SP. A Dose Acumulada (P) foi obtida através do Método de Regeneração Total. Os valores das doses anuais foram calculados usando as concentrações de ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U medidas no Instituto de Pesquisa em Energia Nuclear (IPEN-CNEN/SP) e a contribuição da radiação cósmica ficou em $182 \mu\text{Gy/ano}$.

3.3.1.2 Datação por radiocarbono

Com o objetivo de tentar identificar gerações de depósitos coluviais e aluviais e comparação com idades obtidas por TL/LOE, foram datados fragmentos de carvão contidos nesses depósitos pelo método do radiocarbono. Este método foi proposto por LIBBY (1955) e é baseado no decaimento radioativo do ^{14}C . No CENA a datação foi realizada via síntese de benzeno e espectrometria de cintilação líquida das dez amostras.

3.3.2 Análise granulométrica

Para a caracterização textural de sedimentos inconsolidados e rochas sedimentares encontradas na área de estudo, foi feita análise granulométrica de amostras coletadas nos pontos descritos. Foi realizada análise granulométrica de 150 amostras: 119 cenozóicas e 31 mesozóicas.

A análise para o estudo granulométrico foi realizada por métodos convencionais, adotando-se o peneiramento para partículas maiores que 0,062 mm e pipetagem para frações menores. A escala granulométrica empregada é a de WENTWORTH (1922) e o intervalo de pipetagem foi calculado segundo a lei de Stokes em temperatura constante (20°C). Estas análises foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do IGC-USP (Processo FAPESP 98/7959-0).

Amostras de arenitos do Grupo Bauru foram desagregadas com martelo de borracha e as amostras cenozóicas foram desagregadas manualmente. Depois de mantidas durante 48 horas em estufa, foi separada uma amostra representativa de 60 g que foi dispersa com 1 g de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_3\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) com agitação mecânica durante quinze minutos. Todas as amostras foram desagregadas com almofariz de porcelana e pistilo de borracha.

Após a agitação mecânica as amostras foram submetidas a um ensaio de pipetagem, para material mais fino que 0,062 mm, onde foram usados tempos e profundidades específicas no processo de decantação contínua, para colher amostras de suspensão com volumes de 20 cm³ de pipeta em intervalos determinados de tempo e profundidade. A análise por pipetagem foi feita com as distribuições grossas e finas juntas dentro da proveta. Depois da pipetagem, as amostras foram elutriadas através de fluxo de água ascendente em funil liso, para eliminação das partículas mais finas que 0,062 mm. O que sobrou da amostra foi filtrada e colocada em estufa a 60°C por 24 horas. As amostras secas foram submetidas ao peneiramento, em peneiras compreendidas em intervalos de $\frac{1}{2} \phi$, entre 4ϕ e -2ϕ (WENTWORTH 1922), por 20 minutos no peneirador.

3.3.3 Análise mineralógica

3.3.3.1 Minerais leves e pesados

Os minerais leves foram separados dos minerais pesados nas frações areia fina (0,250 – 0,125 mm) e areia muito fina (0,125 – 0,062 mm) de trinta amostras (RITTENHOUSE 1943). Essas amostras foram previamente tratadas com ácido oxálico 5% a quente sobre alumínio metálico, para eliminação de películas ferruginosas, impregnadas nos grãos minerais.

A separação dos minerais leves e pesados foi feita por flutuação-afundamento da amostra em um líquido denso, o bromofórmio (CHBr_3) de densidade $2,85 \text{ g/cm}^3$, seguindo os procedimentos descritos por PARFENOFF *et al.* (1970) e CARVER (1971).

Para a análise quantitativa da relação dos minerais leves, os grãos foram moídos em almofariz de ágata para difração de raios X (JENKINS & SNYDER 1996). As análises foram executadas em difratômetro de raios X da marca SIEMENS D5000, do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGC-USP, utilizando radiação $\text{CuK}\alpha$.

As frações separadas (areia fina e muito fina) de minerais pesados transparentes não-micáceos foram pesadas em uma balança analítica para se obter a porcentagem de pesados na amostra total. Depois, 22 amostras de minerais pesados, 13 de depósitos colúvio-eluviais e 9 do Grupo Bauru, que representam os depósitos distribuídos pela área de estudos, foram selecionadas para contagem em lâmina. Para facilitar a análise microscópica, os minerais opacos magnéticos foram separados por um ímã manual antes da montagem das lâminas.

Os minerais pesados transparentes não-micáceos foram contados em lâminas, e os remanescentes dos minerais opacos e nódulos argilo-limoníticos nas lâminas foram excluídos da contagem (FRIEDMAN 1958). Para a descrição dos minerais foi utilizado microscópio estereoscópico da marca ZEISS (modelo SV6), no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGC-USP.

3.3.3.2 Ferricretes

Para a caracterização mais completa das concreções ferruginosas foi realizada análise química (MCFARLANE 1983) por fluorescência de raios X, além do estudo de lâminas petrográficas previamente impregnadas com resina (CHAYES 1956; SUGUIO 1980) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

A análise química por fluorescência de raios X dos elementos maiores, menores e traço, foi realizada a partir de uma amostra representativa em pó, preparado em moinho de bolas com granulação menor que 200 meshes, no Laboratório de Fluorescência de raios X do IGC-USP. As seções delgadas foram confeccionadas na Seção de Laminação de Rochas do IGC-USP, com espessura em torno de 30 μ . Para a descrição das lâminas foi utilizado microscópio óptico Olympus, modelo BXP 40, do Laboratório de Microscopia do IGC-USP.

A textura superficial dos ferricretes foi analisada por microscopia eletrônica de varredura (MEV), da marca LEO, modelo 440i, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IG-USP (Processo FAPESP 95/5635-4).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Durante os trabalhos de campo foram identificados depósitos arenáceos e rudáceos sobrepostos a rochas mesozóicas das formações Marília, Adamantina e Serra Geral. Foram observadas as principais formas de relevo onde esses depósitos ocorrem, sendo que os depósitos foram encontrados principalmente em cortes de estradas. Os depósitos cenozóicos são distribuídos irregularmente na área de estudo e são agrupados como depósitos colúvio-eluviais e aluviais, segundo a similiaridade composicional e relação genética com as feições morfológicas da paisagem atual.

4.1.1 Depósitos colúvio-eluviais

Os depósitos colúvio-eluviais ocorrem em toda a área de estudo, são homogêneos, arenáceos a rudáceos, apresentam estrutura maciça e espessura de 1 a 9 m (Figura 15). Nos locais de maior espessura (5 a 9 m) a espessura é mínima, por que o contato com as rochas mais antigas não está aflorante.

Figura 15: Mapa da distribuição da espessura (em m) dos depósitos colúvio-eluviais na área de estudo.

Os depósitos são compostos por areias muito finas a grossas inconsolidadas, em sua maioria formada por grãos individuais de quartzo. O sedimento adquiriu coloração avermelhada em função de óxidos e hidróxidos de ferro presentes (Figura 16 I, II e III). Alguns depósitos apresentam fragmentos de carvão de 0,5 até 3 cm de diâmetro (Figura 14). O contato entre os depósitos arenosos e as rochas das formações Serra Geral, Marília e Adamantina é discordante ou transicional (Figura 17).

Pela composição dos depósitos cenozóicos e o substrato rochoso ser muito semelhante, em algumas localidades o contato tem características transicionais. Dessa forma, esses depósitos podem ter uma origem unicamente eluvial ou coluvial, e são sempre referidos neste trabalho como colúvio-eluviais.

Onde ocorre contato discordante, os depósitos tem origem coluvial e é marcado por uma concentração de ferricretes (Pontos 19, 21, 28, 43, 45, 48, 58, 64, 67, 71, 84, 102, 108, 156, 157 e 158) ou de linhas-de-pedra (Pontos 63, 64, 65, 67, 68, 85 e 124).

Os ferricretes formam camadas, onduladas e às vezes interrompidas, de 2 a 40 cm de espessura (Figura 17 II, III e IV), que contem raros seixos arredondados de centimétricos de quartzo/quartzito (Figura 18 III). Esses níveis sempre ocorrem nos contatos da Formação Adamantina com os depósitos coluviais, ou como fragmentos retrabalhados em meio aos depósitos coluviais que ocorrem sobre as formações Serra Geral, Marília e Adamantina,

Nos contatos dos pontos 63, 64, 65, 67 e 68 ocorre uma camada de 2-10 cm de grânulos e seixos, de até 5 cm de eixo maior, de quartzo e quartzito e alguns nódulos ferruginosos. No ponto 68 ocorrem até quatro camadas de seixos sobrepostas, intercaladas com 1 m de sedimento arenoso inconsolidado, com seixos de quartzo, quartzito, ágata retrabalhada de basalto, arenito e raríssimos ventifactos (Figura 19 I, II e III).

No ponto 48 ocorre basalto da Formação Serra Geral (Pedreira Siqueira), com disjunções colunares, que apresenta uma cobertura sedimentar de areia inconsolidada em contato discordante, de 7 a 9 m de espessura (Figura 19 IV). Esse contato é muito bem evidenciado pela retirada da cobertura sedimentar durante a mineração do basalto. A superfície do contato é irregular e lisa com pequenas depressões, onde o sedimento foi depositado (Figura 20 I). No contato ocorre uma linha-de-pedra com blocos de concreções ferruginosas, areia grossa a grânulos arredondados, de 2 cm de espessura de quartzo, quartzito, basalto e calcedônia (Figura 20 I, II e III).

Figura 16: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.

- I) Foto do ponto 84, de depósito coluvial com 9 m de espessura que ocorre entre as cidades de Oriente e Pompéia, em cima do Platô de Marília a Tupã. Neste afloramento foi coletada uma amostra para datação por TL, que indicou idade de 910.800 ± 72.900 anos.
- II) Foto do ponto 154. Depósito colúvio-eluvial maciço, com datação por TL que indicou idade de 132.300 ± 10.600 anos.
- III) Foto do ponto 31, de depósito colúvio-eluvial com datação por TL que indicou idade de 156.600 ± 17.000 anos.

I

II

III

Figura 17: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.

- I) Foto do ponto 12, que mostra o contato transicional entre as rochas do Grupo Bauru (A) e depósito colúvio-eluvial (B).
- II) Foto do ponto 28 que mostra uma camada irregular composta por ferricretes que ocorre no contato de rochas do Grupo Bauru (A) e depósito colúvio-eluvial (B), que por datação por LOE indicou idade de 54.000 ± 6.500 anos.
- III) Foto do ponto 19, descrito por SUAREZ (1991) como seção-tipo da Formação Piquerobi. Detalhe do contato discordante de rochas do Grupo Bauru (A) com depósito colúvio-eluvial (B), onde ocorrem ferricretes que, por datação por TL, indicou idade de 32.300 ± 4.000 anos.
- IV) Foto do ponto 21. As setas indicam a camada de ferricretes que ocorre no contato entre as rochas do Grupo Bauru (A) de depósitos colúvio-eluviais (B).

Figura 18: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.

- I) Foto do ponto 71 que mostra o contato de rochas do Grupo Bauru (A) com depósito colúvio-eluvial (B). No contato ocorre uma camada irregular de ferricretes.
- II) Foto do ponto 102 que mostra o contato de rochas do Grupo Bauru (A) com depósito colúvio-eluvial (B), que por datação por TL indicou idade de 57.000 ± 6.000 anos. No contato ocorre uma camada irregular de ferricretes.
- III) Detalhe da camada de ferricretes da foto do ponto 102 (item II) que contem um seixo de quartzo (indicado pela seta).

Figura 19: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.

- I) Foto do ponto 64 que mostra o contato de rochas do Grupo Bauru (A) com depósito colúvio-eluvial (B). No contato ocorre uma camada irregular seixos.
- II) Foto do ponto 67 que mostra o contato de rochas do Grupo Bauru (A) com depósito colúvio-eluvial (B), que por datação por TL indica uma idade de 89.000 ± 10.000 anos. No contato ocorre uma camada irregular seixos.
- III) Detalhe da camada irregular de seixos da foto do ponto 67 (item II).
- IV) Foto do ponto 48, Pedreira Siqueira. Esta foto mostra as rochas basálticas e a cobertura de até 9 m de espessura de depósito colúvio-eluvial que recobre toda a mina (indicado pela flecha), que por datação por TL indica uma idade de 39.900 ± 4.500 anos.

Figura 20: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.

- I) Foto do ponto 48, Pedreira Siqueira. Nesta foto temos a superfície antiga de deposição dos colúvios (indicado pelas flechas) bem nítido, pela remoção do material da cobertura. Em (A) temos o depósito colúvio-eluvial.
- II) Foto do ponto 48, Pedreira Siqueira. Contato das rochas basálticas alteradas (A) e do depósito colúvio-eluvial.
- III) Foto do ponto 48, Pedreira Siqueira. Detalhe do contato das rochas basálticas alteradas (A) e do depósito colúvio-eluvial (B). As setas pretas indicam pequenos seixos que ocorrem no depósito coluvial.

I

III

II

Nos pontos 28, 35 e 42 ocorrem “bandas onduladas” descritas na região por SUGUIO & COIMBRA (1976) (Figura 21 I, II e III), que são produto de processos pedogenéticos.

Sobre a Formação Marília ocorrem depósitos colúvio-eluviais rudáceos nos pontos 2, 4, 128, 129, 130 e 131. São produtos de intenso intemperismo, e provavelmente são formados *in situ* ou sofreram pequeno transporte com processo do tipo rastejo. São recobertos por depósitos coluviais de pouca espessura (Figura 21 IV).

Esses depósitos são representados por sedimentos rudáceos, maciços de até 7 m de espessura, que ocorrem no planalto de Marília. São ortoconglomerados polimíticos, sem arranjo interno, que contêm grânulos a matacões, subarredondados a arredondados, características provavelmente herdadas da rocha matriz, em contato pontual e em alguns casos côncavo-convexos, de quartzo e quartzito com eixo maior de até 15 cm (Figura 21 IV e Figura 22 I e II). O sedimento adquiriu coloração avermelhada (óxidos e hidróxidos de ferro presentes), com matriz de areia fina a grossa, em sua maioria formada por grãos individuais de quartzo, com pouca contribuição argilosa, que perfaz cerca de 15% da rocha. Ocorrem poucas porções intercaladas, de até 15 cm de espessura, onde a matriz arenosa é mais abundante.

Figura 21: Fotos de depósitos colúvio-eluviais.

- I) Foto do ponto 35, mostrando “bandas onduladas”. Datações obtidas por TL nesse depósito, indicam idade de 9.100 ± 700 anos.
- II) Foto do ponto 42, mostrando “bandas onduladas”. Datações obtidas por TL nesse depósito, indicam idade de 20.700 ± 2.500 anos.
- III) Foto do ponto 138, mostrando “bandas onduladas”.
- IV) Foto do ponto 03, que mostra o contato de depósito colúvio-eluvial rudáceo (B) superposto por depósito colúvio-eluvial arenáceo (A).

Figura 22: Fotos de depósitos colúvio-eluviais rudáceos. I) Ponto 03, mostrando depósitos colúvio-eluviais rudáceos sobre o Planalto de Marília. II) Ponto 04, mostrando depósitos colúvio-eluviais rudáceos sobre o Planalto de Marília. Datações obtidas por LOE nesse depósito, indicam idade de 125.500 ± 15.500 anos, e por TL 123.500 ± 15.000 anos.

4.1.1.1 Características granulométricas

Os resultados mostram que os depósitos colúvio-eluviais apresentam 13 classes texturais e a curva acumulativa de distribuição granulométrica total demonstra em geral o caráter homogêneo desses depósitos (Figura 23). Os depósitos colúvio-eluviais apresentam para a análise da distribuição total uma contribuição muito maior na distribuição areia e areia argilosa (Figura 24).

Figura 23: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos colúvio-eluviais.

Figura 24: Diagrama triangular de depósitos colúvio-eluviais (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso, 12- silte).

Analisando-se a distribuição da distribuição fina e da distribuição areia na área de estudo (Figura 25 e 26) temos que a maior ocorrência de finos é na porção NO e SE, de areia muito fina na porção NO, ocupando maior área areia fina na porção central e areia média na porção SE. A ocorrência de maior espessura de depósitos colúvio-eluviais (Figura 15) provavelmente está associada a sedimentos com maior porcentagem de distribuição de areia fina e menor porcentagem de distribuição de finos (argila e silte). Tais diferenças também

devem ocorrer de acordo com a distribuição na área de estudo do Grupo Bauru e talvez indique um transporte dos sedimentos de E para O. Dessa forma, inicialmente vão ser analisados os depósitos colúvio-eluviais, e depois somente os sobrepostos às formações Adamantina e Marília, separadamente, para melhor comparação. Para depósitos que ocorrem sobrepostos à Formação Serra Geral, pela pequena quantidade de amostras (2 amostras) não foram obtidos dados estatísticos, mas foram analisados separadamente na análise mineralógica e no estudo de proveniência.

Analisando-se a distribuição dos parâmetros obtidos pelos métodos de FOLK & WARD (1957) e dos momentos na área de estudo, pode-se observar que para a distribuição total ocorrem diferenças significativas entre os dois métodos. Já para a distribuição areia a diferença entre os dois métodos não se torna significativa (Figura 27 e 28), principalmente para diâmetro médio e grau de seleção.

O diâmetro desses sedimentos indica a classe de silte médio à areia fina, com média em silte grosso (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 5). O desvio padrão indica um sedimento muito pobre a pobremente selecionado com média em muito pobremente selecionado (método dos momentos e FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva a positiva, com média em assimetria muito positiva. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência muito platicúrtica a muito leptocúrtica, com média leptocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	5.33	3.23	5.37	1.64	5.26	2.88	2.63	0.89
Mín	2.96	1.93	1.31	0.16	2.74	1.82	0.49	0.29
média	4.26	2.63	2.56	1.02	4.43	2.53	1.20	0.63

Tabela 5: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos colúvio-eluviais (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

Figura 25: Representação gráfica da distribuição em planta da porcentagem da distribuição fina em depósitos colúvio-eluviais. A) lama; B) silte; C) argila.

Figura 26: Representação gráfica da distribuição em planta da porcentagem da distribuição areia em depósitos colúvio-eluviais. A) areia muito fina; B) areia fina; C) areia média.

Figura 27: Representação gráfica da distribuição em planta de parâmetros obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para a distribuição areia. A) assimetria; B) diâmetro médio; C) curtose; D) grau de seleção.

Figura 28: Representação gráfica da distribuição em planta de parâmetros obtidos pelo método dos momentos para a distribuição areia. A) assimetria; B) diâmetro médio; C) curtose; D) grau de seleção.

Para amostras recalculadas para 100% de areia, o diâmetro indica a classe de areia média a muito fina, com média em areia fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 6). O desvio padrão indica um sedimento pobre à bem selecionado, com média em moderadamente selecionado (método FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva a aproximadamente simétrica, com média em aproximadamente simétrica. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência muito leptocúrtica a mesocúrtica, com média mesocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	3.39	1.03	22.30	2.07	3.45	1.03	2.63	0.35
Mín	1.86	0.40	2.22	-3.56	1.90	0.37	0.83	-0.30
média	2.65	0.66	4.10	-0.42	2.67	0.67	1.00	-0.02

Tabela 6: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia de depósitos colúvio-eluviais (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

A maioria das amostras de depósitos colúvio-eluviais para distribuição total exibiu granulometria homogênea, com diâmetro médio em silte grosso (Figura 29 I), indicando serem material de granulação bastante fina (4 a 5 ϕ), o grau de seleção em muito pobremente selecionado (Figura 29 II), curvas com assimetria muito positiva (Figura 29 III), indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada. As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com variação considerável, com valores baixos e altos, sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrticas a muito platicúrticas, provavelmente reflexo do grau de seleção (Figura 29 IV), que podem indicar um material selecionado em região de alta energia, transporte sem mudança das características para outro ambiente e pode estar refletindo o grau de seleção pobre.

Para a distribuição areia exibiu granulometria homogênea com diâmetro médio em areia fina (Figura 29 I), o grau de seleção indica um material moderadamente selecionado (Figura 29 II), curvas aproximadamente simétricas (Figura 29 III) e as distribuições

granulométricas dos sedimentos se apresentam com curvas de frequência mesocúrticas (Figura 29 IV).

Figura 29: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para amostras de depósitos colúvio-eluviais para as distribuições total e areia. I) diâmetro médio; II) grau de seleção (desvio padrão); III) assimetria; IV) curtose.

Para desvio padrão x assimetria as amostras estão um pouco dispersas, indicando valores para ambiente fluvial e praial, mas pode-se notar que em geral quanto maior o grau de seleção maior será o valor de grau de assimetria (Figura 30 I). Para desvio padrão x diâmetro médio, quanto maior o diâmetro, menor será o desvio padrão (Figura 30 II). Para assimetria x diâmetro médio, quanto maior o diâmetro médio, menor será o valor de grau de assimetria (Figura 30 III). Para curtose x diâmetro médio (Figura 30 IV) e curtose x assimetria (Figura 30 V) o valor de curtose concentram-se em torno de 1,0 (mesocúrtica), enquanto diâmetro médio e assimetria adquirem diferentes valores.

Figura 30: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais. I) grau de seleção (desvio padrão) x grau de assimetria; II) grau de seleção (desvio padrão) x granulação (diâmetro médio); III) grau de assimetria x granulação (diâmetro médio); IV) curtose x granulação (diâmetro médio); E) curtose x assimetria.

Depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina

Os resultados mostram que os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina apresentam 13 classes texturais e a curva acumulativa de distribuição granulométrica total demonstra em geral o caráter homogêneo desses depósitos (Figura 31). Os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina apresentam para a

análise da distribuição total uma contribuição muito maior na distribuição areia e areia argilosa (Figura 32).

Figura 31: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.

Figura 32: Diagrama triangular de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso, 12- silte).

O diâmetro desses sedimentos indica a classe de silte médio à areia muito fina, com média em silte grosso (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 7). O desvio padrão indica um sedimento pobre a muito pobremente selecionado, com média em muito pobremente selecionado (método dos momentos e FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva a positiva, com média em assimetria muito positiva. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência muito platicúrtica a muito leptocúrtica, com média muito platicúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	5.33	3.23	4.31	1.6	5.26	2.88	0.89	2.63
Mín	3.52	2.18	1.37	0.17	3.23	1.17	0.50	0.29
média	4.26	2.59	2.69	1.06	4.46	2.49	0.65	1.28

Tabela 7: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

Para amostras recalculadas para 100% de areia, o diâmetro indica a classe de areia muito fina a fina, com média em areia fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 8). O desvio padrão indica um sedimento moderado a bem selecionado, com média em moderadamente selecionado (método dos momentos e FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria negativa a positiva, com média em aproximadamente simétrica. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência platicúrtica a muito leptocúrtica, com média mesocúrtica.

A maioria das amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina para distribuição total exibiu granulometria homogênea, com diâmetro médio em silte grosso (Figura 33 I), indicando ser material de granulação bastante fina (4 a 5 ϕ), o grau de seleção em muito pobremente selecionado (Figura 33 II), curvas com assimetria positiva (Figura 33 III), indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada. As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com variação considerável, com valores baixos e altos, sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrticas (granulometria bem selecionada na parte central da distribuição) a muito platicúrticas (Figura 33 IV), que podem indicar um material selecionado em região de alta energia, transporte sem mudança das características para outro ambiente e pode estar refletindo o grau de seleção pobre.

Para a distribuição areia exibiu granulometria homogênea com diâmetro médio em areia fina (Figura 33 I), o grau de seleção indica um material moderadamente selecionado (Figura 33 II), curvas com assimetria muito positiva, indicando que a cauda da distribuição

localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada (Figura 33 III) e as distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com curvas de frequência mesocúrticas (Figura 33 IV).

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	3.39	0.94	22.39	2.07	3.45	0.93	2.63	0.35
Mín	2.20	0.40	2.22	-3.56	2.18	0.37	0.85	-0.30
média	2.71	0.63	4.19	-0.46	2.73	0.64	1.02	-0.03

Tabela 8: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

Figura 33: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina para as distribuições total e areia. I) diâmetro médio; II) grau de seleção (desvio padrão); III) assimetria; IV) curtose.

Para desvio padrão x assimetria as amostras estão um pouco dispersas, indicando valores para ambiente fluvial e praial, mas em geral quanto maior o grau de seleção maior

será o valor de grau de assimetria (Figura 34 I). Para desvio padrão x diâmetro médio, quanto maior o diâmetro, menor será o desvio padrão (Figura 34 II). Para assimetria x diâmetro médio, quanto maior o diâmetro médio, menor será o valor de grau de assimetria (Figura 34 III). Para curtose x diâmetro médio (Figura 34 IV) e curtose x assimetria (Figura 34 V) o valor de curtose concentram-se em torno de 1,0 (mesocúrtica), enquanto diâmetro médio e assimetria adquirem diferentes valores.

Figura 34: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina pelo método de FOLK & WARD (1957). I) grau de seleção (desvio padrão) x grau de assimetria; II) grau de seleção (desvio padrão) x granulação (diâmetro médio); III) grau de assimetria x granulação (diâmetro médio); IV) curtose x granulação (diâmetro médio); V) curtose x assimetria.

Depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília

Os resultados mostram que os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília apresentam 13 classes texturais e a curva acumulativa de distribuição granulométrica total demonstra em geral o caráter homogêneo desses depósitos (Figura 35). Os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília apresentam para a análise da distribuição total uma contribuição muito maior na distribuição areia e areia argilosa (Figura 36).

Figura 35: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.

Figura 36: Diagrama triangular de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso, 12- silte).

O diâmetro desses sedimentos indica a classe de silte médio a areia fina com média em silte grosso (método dos momentos), e de silte grosso e areia fina com média em silte grosso (FOLK & WARD 1957). O desvio padrão indica um sedimento muito pobre a pobremente selecionado com média em muito pobremente selecionado (método dos momentos) e de muito pobre a moderadamente selecionado com média em muito

pobrememente selecionado (FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva, com média em assimetria muito positiva. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência muito platicúrtica a muito leptocúrtica, com média mesocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK₁	Md	σ_I	K_G	SK₁
Máx	5.13	3.22	5.37	1.64	4.75	2.87	2.83	0.68
Mín	2.96	1.93	1.38	0.16	2.74	0.86	0.52	0.34
média	4.10	2.69	2.42	0.80	4.28	2.56	1.04	0.56

Tabela 9: Resumo dos dados obtidos para distribuição total de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.

Para amostras recalculadas para 100% de areia, o diâmetro indica a classe de areia muito fina à média, com média em areia fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 10). O desvio padrão indica um sedimento pobremente a moderadamente selecionado, com média em moderadamente selecionado (método dos momentos e FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria simétrica a positiva, com média em aproximadamente simétrica. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência mesocúrtica a platicúrtica, com média mesocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK₁	Md	σ_I	K_G	SK₁
Máx	2.61	1.03	22.3	0.13	2.63	1.03	1.04	0.15
Mín	1.86	0.62	2.34	-0.65	1.90	0.63	0.83	-0.13
média	2.40	0.79	3.91	-0.28	2.43	0.82	0.92	-0.00

Tabela 10: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.

A maioria das amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília para distribuição total apresentam distribuição homogênea, com diâmetro médio em silte grosso (Figura 37 I), indicando ser material de granulação bastante fina (4 a 5 ϕ), o grau de

seleção em muito pobremente selecionado (Figura 37 II), curvas com assimetria muito positiva (Figura 37 III), indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada. As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com variação considerável, com valores baixos e altos, sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrticas (granulometria bem selecionada na parte central da distribuição) a muito platicúrticas (Figura 37 IV), que pode indicar um material selecionado em região de alta energia, transporte sem mudança das características para outro ambiente e pode estar refletindo o grau de seleção pobre.

Figura 37: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília para as distribuições total e areia. A) diâmetro médio; B) grau de seleção (desvio padrão); C) assimetria; D) curtose.

Para a distribuição areia exibiu granulometria homogênea com diâmetro médio em areia fina (Figura 37 I), o grau de seleção indica um material moderadamente selecionado (Figura 37 II), curvas com assimetria aproximadamente simétrica (Figura 37 III) e as distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com curvas de frequência mesocúrticas (Figura 37 IV).

Para desvio padrão x assimetria as amostras estão um pouco dispersas, indicando valores para ambiente fluvial e praial (Figura 38 I). Para desvio padrão x diâmetro médio (Figura 38 II) e assimetria x diâmetro médio o valor do diâmetro médio concentram-se em torno de 2,5 (areia fina), enquanto assimetria e curtose adquirem diferentes valores (Figura 38 III). Para curtose x diâmetro médio (Figura 38 IV) e curtose x assimetria (Figura 38 V) o valor de curtose concentram-se em torno de 1,0 (mesocúrtica), enquanto diâmetro médio e assimetria adquirem diferentes valores.

Figura 38: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília pelo método de FOLK & WARD (1957). I) grau de seleção (desvio padrão) x grau de assimetria; II) grau de seleção (desvio padrão) x granulação (diâmetro médio); III) grau de assimetria x granulação (diâmetro médio); IV) curtose x granulação (diâmetro médio); V) curtose x assimetria.

4.1.1.2 Características mineralógicas

Minerais leves

Na análise dos minerais leves da distribuição areia fina (0,250 - 0,125 mm) só foram encontrados grãos de quartzo. Na distribuição de areia muito fina (0,125 - 0,062 mm) só foram encontrados grãos de quartzo (0-100%), feldspato (4%) na amostra 11, e de calcita e dolomita (0 a 4%) nas amostras 11, 31 e 63. A calcita e dolomita foram identificadas, mas devido à pequena quantidade não se pode afirmar a porcentagem com exatidão pelo método empregado.

Minerais pesados

Em geral, na distribuição areia muito fina (0,125-0,062 mm) se encontra o maior teor em massa de minerais pesados não-magnéticos em comparação com a distribuição areia fina (0,250-0,125 mm) (Figura 39 e 40). Os minerais pesados magnéticos representam 0 a 1% do total de minerais pesados nas distribuições areia fina e muito fina, mas na amostra 48-2 os minerais pesados magnéticos representavam 27,27% do total de minerais pesados.

Nas amostras analisadas da distribuição areia fina e areia muito fina, os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília apresentam maior porcentagem de minerais pesados não-magnéticos do que os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina (Figura 39 e 40). Na distribuição areia muito fina (0,125-0,062 mm) os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Serra Geral têm as maiores porcentagens de minerais pesados não-magnéticos em comparação com os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos às formações Adamantina e Marília.

Figura 39: Representação gráfica da distribuição da porcentagem de minerais pesados na distribuição areia fina de depósitos colúvio-eluviais.

Figura 40: Representação gráfica da porcentagem de minerais pesados na distribuição areia muito fina de depósitos colúvio-eluviais.

No estudo petrográfico dos minerais pesados transparentes não-micacéos, verificou-se que nas distribuições areia fina e muito fina foram encontrados quatro minerais (zircão, turmalina, estauroлита, e rutilo) que perfazem uma somatória de freqüências igual a 100% do material analisado, ou seja, todas as amostras apresentam esses minerais, e junto com cianita são classificados como superabundantes. Os minerais abundantes são representados por sillimanita, granada e augita, e comuns por epídoto e egirina.

Pela tendência normal da distribuição granulométrica dos minerais pesados transparentes nos sedimentos o zircão e rutilo apresentaram maior freqüência na distribuição de areia muito fina enquanto turmalina e estauroлита mostram tendência inversa, maior freqüência na distribuição areia fina devido ao peso específico desses minerais. Nas distribuições de areia fina (0.250-0.125 mm) e areia muito fina (0.125 – 0.062 mm) apenas seis minerais aparecem em mais de 25% das amostras (zircão, turmalina, estauroлита, rutilo, cianita e sillimanita), mas na distribuição areia muito fina zircão, rutilo e estauroлита apresentam maior freqüência e na distribuição areia fina turmalina e cianita apresentam maior freqüência. As principais feições dos minerais pesados encontrados nos depósitos colúvio-eluviais são (Figura 41):

- **TURMALINA:** Predominam as formas equidimensionais (esféricas) bem arredondadas, as prismáticas de bordos arredondados aparecem secundariamente e as prismáticas com terminações eudrais pouco arredondadas são mais raras. Alguns grãos apresentam inclusões, e são freqüentes os grãos de coloração castanha de turmalinas ferromagnesianas e verdes (shorlitas), sendo mais raras as variedades amarelas (magnesianas), azuis (indicolitas) e róseas.
- **ZIRCÃO:** incolores a raramente coloridos (róseos). São mais freqüentes as formas equidimensionais bem arredondadas, aparecendo secundariamente às formas prismáticas de

bordos arredondados e prismáticas bipiramidais. Ocorrem inclusões e zoneamento fraturado.

- RUTILO: apresenta coloração avermelhada, amarelada, vermelho-amarelada e castanhos (quase opacos). São equidimensionais subarredondados e prismáticos sugerindo terminações piramidais. Exibem terminações em joelho, em coração ou cotovelo, e com estrias longitudinais e oblíquas.

- ESTAUIROLITA: este mineral aparece em grãos irregulares e de bordos arredondados, amarelos e vermelho amarelados. Exibe comumente um serrilhado nas bordas e tem evidências de dissolução, conferindo a superfície um padrão reticulado que lembra escamas.

- GRANADA: são mais comuns as granadas incolores, sendo mais raras as róseas. Predominam formas equidimensionais bem, arredondadas. São freqüentes alterações superficiais (picoteamento), formando padrões superficiais retangulares ou losangulares.

- PIROXÊNIO: formas alongadas e arredondadas com alterações que formam denteamentos. São freqüentes as de colorações esverdeadas (augita) e verde-esmeralda (egirina).

- EPÍDOTO: coloração esverdeada, de formas equidimensionais.

- CIANITA E SILLIMANITA: Incolores, com formas alongadas sub-arredondadas e equidimensionais euedrais.

Observando a distribuição dos minerais pesados na área de estudo (Figuras 42 e 43), podemos concluir que:

- distribuição areia fina: turmalina é mais freqüente na porção leste e decresce a freqüência em direção a NO; zircão e rutilo apresentam freqüência relativamente baixa e estauirolita apresenta baixa freqüência nas porções N e S da área de estudo.

- distribuição areia muito fina: turmalina apresenta freqüência menor e inversa em comparação com a distribuição areia fina; zircão apresenta maior freqüência que na distribuição areia fina, mas com distribuição ampla; rutilo apresenta freqüência baixa, mas maior do que a da distribuição areia fina; estauirolita apresenta menor freqüência do que na distribuição areia fina.

Figura 41: Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não micáceos, das distribuições areia fina e areia muito fina, de amostras dos depósitos colúvio-eluviais.

- I) Turmalina verde bem arredondada e esférica, sem inclusões (amostra 47-2 - distribuição areia fina).
- II) Turmalina amarela bem arredondada e esférica, com inclusão de zircão (amostra 47-2 - distribuição areia fina).
- III) Turmalina amarela bem arredondada e esférica, sem inclusões (amostra 50 - distribuição areia fina).
- IV) Turmalina azul bem arredondada, sem inclusões (amostra 50 - distribuição areia fina).
- V) Turmalina rósea prismática com bordos arredondados, com inclusões (amostra 37-2 - distribuição areia fina).
- VI) Turmalina amarela prismática com terminações euedrais pouco arredondadas (amostra 64-2 - distribuição areia fina).
- VII) Turmalina amarela prismática com bordos arredondados, com inclusões (amostra 50 - distribuição muito fina).
- VIII) Zircão incolor bem arredondado e esférico (amostra 64-2 distribuição - areia fina).
- IX) Zircão incolor prismático com bordos arredondados (amostra 64-2 distribuição - areia muito fina).
- X) Zircão incolor prismático zonado com inclusões (amostra 77-2 - areia muito fina).
- XI) Zircão incolor prismático zonado com inclusões (amostra 48 - areia muito fina).
- XII) Zircão incolor prismático zonado com bordos pouco arredondados com inclusões (amostra 50 - areia muito fina).
- XIII) Rutilo de coloração avermelhada, equidimensional subarredondado com estria (amostra 115 - areia muito fina).
- XIV) Estarolita amarela prismática com bordos arredondadas e inclusões (amostra 37-2 - areia fina).
- XV) Estarolita amarela irregular e serrilhado na borda (amostra 37-2 - areia fina).
- XVI) Cianita incolor prismática (amostra 77-2 - areia muito fina).

Figura 42: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia fina de depósitos colúvio-eluviais. A) turmalina; B) zircão; C) rutilo; D) estaurolita.

Figura 43: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia muito fina de depósitos colúvio-eluviais. A) turmalina; B) zircão; C) rutilo; D) estauroлита.

4.1.1.3 Datação absoluta

Datação por TL e LOE

As idades das amostras foram calculadas pelo método de regeneração total. A TL natural + irradiação foi obtida através da irradiação das amostras com doses pré-estabelecidas de radiação ionizante. Os ajustes dos pontos experimentais e de suas extrapolações forneceram o valor da dose acumulada (DA) das amostras. A seguir foi obtido o valor da taxa de dose da radiação ambiental (T) do local em que se encontrou a amostra, usando-se um detector de germânio, que permitiu maior precisão na leitura. Na taxa (T) foi considerada a contribuição das doses relacionadas à radiação gama, e às partículas alfa e beta.

Através do método de regeneração total, os grãos naturais são irradiados com doses de radiação γ de 25, 50, 100 e 150 Gy, e ocorre um aumento dos picos de TL (em 350°C) em função da dose γ recebida (Figura 44 I). O sinal de crescimento do pico de TL (em 350°C) foi plotado em função das doses, onde a curva foi extrapolada até o sinal da TL residual (Figura 44 II). Todas as amostras apresentaram curvas de emissão de TL lineares (ANEXO 3).

I)

II)

Figura 44: Exemplo dos dados obtidos para a amostra 77-2. I) Curvas de emissão de TL dos grãos de quartzo; II) Curva de crescimento da TL dos grãos de quartzo.

As idades obtidas pelos métodos de TL e de LOE das amostras de depósitos colúvio-eluviais são mostradas na Tabela 11, 12, 13, 14 e 15. As mesmas amostras datadas por TL e LOE não mostraram diferença significativa no resultado.

No. amostra	U ²³⁵ +U ²³⁸ (ppm)	Th ²³² (ppm)	K ⁴⁰ (%)	DA (10 ⁻⁶ Gy/ano)	P (Gy)	Idade BP (anos)
11	1,08 ± 0,03	4,36 ± 0,13	0,0016 ± 0,000167	1.188 ± 33	21+/-2	18.100 ± 2.300
14	1,47 ± 0,03	2,17 ± 0,06	0 ± 0	785 ± 17	159,94	203.500 ± 20.000
16	1,47 ± 0,03	2,17 ± 0,06	0 ± 0	725 ± 14	30,35	42.100 ± 4.500
19	1,74 ± 0,04	5,41 ± 0,16	0,04 ± 0,0046	1.083 ± 28	35 ± 2	32.300 ± 4.000
25	1,87 ± 0,04	6,22 ± 0,18	0 ± 0	1.132 ± 26	14 ± 1	12.700 ± 1.500
27	1,04 ± 0,02	2,62 ± 0,07	0 ± 0	648 ± 12	6,5 ± 0,5	10.000 ± 1.200
31	1,07 ± 0,02	1,39 ± 0,04	0 ± 0	565 ± 10	88,57	156.600 ± 17.000
35	1,41 ± 0,03	1,69 ± 0,05	0,020 ± 0,0020	693 ± 15	14,36	20.700 ± 2.500
43	1,18 ± 0,03	2,26 ± 0,02	0 ± 0	657 ± 12	33,07	50.200 ± 5.000
45	1,57 ± 0,04	2,32 ± 0,06	0 ± 0	766 ± 16	55,97	73.000 ± 8.000
59	1,24 ± 0,03	3,05 ± 0,09	0 ± 0	733 ± 15	19,65	26.700 ± 3.000
94	1,12 ± 0,03	2,16 ± 0,07	0 ± 0	634 ± 3	20,1	31.700 ± 2.500
102	1,26 ± 0,03	2,15 ± 0,06	0,04 ± 0,0042	711 ± 17	40,57	57.000 ± 6.000
105	1,33 ± 0,04	2,34 ± 0,07	0 ± 0	702 ± 14	21	29.900 ± 2.400
108	2,65 ± 0,06	5,38 ± 0,16	0,11 ± 0,012	1.390 ± 42	506,82	364.500 ± 40.000
113	1,11 ± 0,03	1,08 ± 0,03	0,04 ± 0,01	595 ± 15	19,1	32.100 ± 2.600
114	0,98 ± 0,02	1,29 ± 0,038	0 ± 0	532 ± 9,8	32,76	61.500 ± 7.000
115	1,15 ± 0,03	1,78 ± 0,05	0 ± 0	613 ± 12	140,2	228.700 ± 18.300
116	1,12 ± 0,03	0,92 ± 0,03	0 ± 0	541 ± 10	15,9	29.400 ± 2.400
117	0,81 ± 0,02	1,08 ± 0,03	0 ± 0	473 ± 8	18,7	39.500 ± 3.200
138	0,98 ± 0,03	1,24 ± 0,04	0 ± 0	527 ± 9	4,8	9.100 ± 700
144	1,03 ± 0,03	1,85 ± 0,06	0 ± 0	586 ± 11	21,3	36.400 ± 2.900
145	0,56 ± 0,02	0,13 ± 0,01	0 ± 0	337 ± 4	4,3	12.800 ± 1.000
146	0,62 ± 0,02	0,52 ± 0,02	0,02 ± 0,01	401 ± 7	149,8	373.600 ± 29.900
148	0,35 ± 0,01	0,27 ± 0,01	0 ± 0	293 ± 3	8,5	29.000 ± 2.300
150	1,12 ± 0,03	0,78 ± 0,02	0 ± 0	530 ± 10	157,2	296.600 ± 23.700
151	0,95 ± 0,02	0,92 ± 0,03	0 ± 0	497 ± 8	91,7	184.500 ± 14.800
154	1,04 ± 0,03	1,21 ± 0,04	0,04 ± 0,01	585 ± 14	77,4	132.300 ± 10.600
156	1,06 ± 0,03	1,31 ± 0,04	0 ± 0	554 ± 10	12,4	22.400 ± 1.800
157	0,91 ± 0,02	1,23 ± 0,04	0 ± 0	510 ± 9	15,8	31.000 ± 2.500

Tabela 11: Dados obtidos das datações por TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.

No. amostra	U ²³⁵ +U ²³⁸ (ppm)	Th ²³² (ppm)	K ⁴⁰ (%)	DA (10 ⁻⁶ Gy/ano)	P (Gy)	Idade BP (anos)
04	1,70 ± 0,01	4,97 ± 0,14	0,002 ± 0,00021	996 ± 22	123 ± 10	123.500 ± 15.000
67	1,09 ± 0,02	1,49 ± 0,04	0 ± 0	577 ± 11	51,47	89.000 ± 10.000
75	1,23 ± 0,03	4,72 ± 0,14	0,09 ± 0,01	941 ± 28	48,1	51.100 ± 4.100
77	1,25 ± 0,03	4,91 ± 0,15	0 ± 0	872 ± 19	28,9	33.100 ± 2.700
84	0,91 ± 0,02	1,89 ± 0,06	0 ± 0	558 ± 10	508,2	910.800 ± 72.900
87	1,11 ± 0,02	1,009 ± 0,03	0,022 ± 0,0023	568 ± 11	73,57	130.000 ± 15.000
127	0,84 ± 0,02	1,47 ± 0,04	0 ± 0	508 ± 9	65,1	128.200 ± 10.300
136	0,97 ± 0,02	1,45 ± 0,04	0 ± 0	540 ± 9	13,4	24.800 ± 2.000
137	0,81 ± 0,02	1,29 ± 0,04	0 ± 0	488 ± 8	29,3	60.000 ± 4.800
142	1,08 ± 0,03	0,92 ± 0,03	0 ± 0	530 ± 9	9,6	18.100 ± 1.500

Tabela 12: Dados obtidos das datações por TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostas à Formação Marília.

No. amostra	U ²³⁵ +U ²³⁸ (ppm)	Th ²³² (ppm)	K ⁴⁰ (%)	DA (10 ⁻⁶ Gy/ano)	P (Gy)	Idade BP (anos)
48	1,86 ± 0,04	4,09 ± 0,12	0,004 ± 0,00043	974 ± 21	39 ± 3	39.900 ± 4.500
50	0,86 ± 0,02	0,36 ± 0,01	0 ± 0	432 ± 6,6	514,47	1.188.000 ± 130.000

Tabela 13: Dados obtidos das datações por TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Serra Geral.

No. amostra	U ²³⁵ +U ²³⁸ (ppm)	Th ²³² (ppm)	K ⁴⁰ (%)	DA (10 ⁻⁶ Gy/ano)	P (Gy)	Idade BP (anos)
04	1,70 ± 0,01	4,97 ± 0,14	0,002 ± 0,00021	996 ± 22	125 ± 10	125.500 ± 15.500

Tabela 14: Dados obtidos das datações por LOE de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.

No. amostra	U ²³⁵ +U ²³⁸ (ppm)	Th ²³² (ppm)	K ⁴⁰ (%)	DA (10 ⁻⁶ Gy/ano)	P (Gy)	Idade BP (anos)
06	1,07 ± 0,02	3,20 ± 0,09	0 ± 0	1.063 ± 25	88 ± 8	83.400 ± 10.300
08	1,09 ± 0,02	3,05 ± 0,09	0 ± 0	1.132 ± 27	358 ± 30	316.000 ± 40.000
09	1,85 ± 0,045	5,07 ± 0,15	0,052 ± 0,0054	1.094 ± 28	317 ± 30	289.500 ± 36.500
11	1,68 ± 0,04	6,68 ± 0,20	0,069 ± 0,007	1.188 ± 33	24 ± 2	20.000 ± 2.500
28	1,10 ± 0,02	3,23 ± 0,09	0,0017 ± 0,00018	710 ± 14	38 ± 3	54.000 ± 6.500

Tabela 15: Dados obtidos das datações por LOE de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.

Todas as amostras datadas por este método exibem idade pleistocênica, 10.000 ± 1.200 a $1.188.000 \pm 130$ (Figura 45 e 46). Para os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina pode-se observar que a maioria das amostras datadas tem idade em torno de $21 - 40 \times 10^3$ anos, enquanto que para os depósitos sobrepostos à Formação Marília as amostras datadas tem idade em torno de $121-140 \times 10^3$ anos. Devido à diferença no número de amostras datadas para cada depósito, talvez fossem encontradas mais amostras de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília com mesma faixa de idade obtida para os sobrepostos à Formação Adamantina. As idades obtidas e a distribuição espacial das mesmas (Figura 47) sugere que as idades desses depósitos estejam intimamente ligadas a níveis topográficos diferentes (que serão tratados no item 4.3).

Figura 45: Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade de TL e LOE de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina.

Figura 46: Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade de TL de depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Marília.

Figura 47: Representação gráfica da distribuição das idades obtidas por TL e LOE de depósitos colúvio-eluviais, com a localização de todas as localidades datadas.

Datação por radiocarbono

As datações obtidas por radiocarbono em fragmentos de carvão encontrados em depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina indicam idade holocênica (Tabela 16). Os dados obtidos pelo método do radiocarbono em fragmentos de carvão e, em grãos de quartzo pelo método da TL, coletados no mesmo ponto, mostram idades diferentes (Figura 48). Este fato ocorreu provavelmente por incorporação desses fragmentos de carvão posteriormente à deposição dos depósitos colúvio-eluviais, invalidando muitas idades para

esses materiais baseadas no método do radiocarbono. Este fato já havia sido constatado por MIKLOS (1992) em coberturas pedológicas em Botucatu (SP), MELO (1995) em depósitos colúvio-eluviais na região da Depressão Periférica (SP), BOULET *et al.* (1995) em solos na região de Salitre (MG) e SCHEEL *et al.* (1995) em solos de São Pedro (SP).

Amostra	%carbono moderno	$\delta^{13}\text{C}$	Idade AP(anos)
16	46.08 ± 0.41	-29.6‰	6.220 ± 70
27	93.66 ± 0.68	-25.8‰	530 ± 60
94	36.99 ± 0.36	-26.5‰	7.990 ± 80
105	65.44 ± 0.51	-26.4‰	3.410 ± 60
113	70.02 ± 0.55	-26.3‰	2.860 ± 60
114	68.01 ± 0.53	-27.3‰	3.100 ± 60
136	43.96 ± 0.40	-26.1‰	6.600 ± 70
137	54.95 ± 0.46	-27.1‰	4.810 ± 70
148	41.85 ± 0.38	-26.8‰	7.000 ± 70
157	36.63 ± 0.35	-26.9‰	8.070 ± 80

Tabela 16: Resumo dos dados obtidos das datações por radiocarbono (AP = antes do presente, sendo o presente o ano de 1950).

Figura 48: Representação gráfica dos dados obtidos por datação de carvão (método do radiocarbono) e grãos de quartzo (método da TL), coletados no mesmo ponto.

4.1.2 Depósitos aluviais

Durante os trabalhos de campo foram identificados terraços fluviais associados a níveis topográficos altos e baixos, nas bacias dos rios do Peixe, Paranapanema, Santo Anastácio e Aguapeí.

Nos terraços encontrados no Rio do Peixe e seus afluentes foram identificados terraços baixos e altos de idade pleistocênica:

- Terraços altos: com até 10 m de altura, são compostos por depósitos arenáceos e rudáceos. Os depósitos arenáceos são compostos por areia inconsolidada de coloração esbranquiçada e com estrutura maciça (Ponto 81) (Figura 49). Os depósitos rudáceos são representados pelos pontos 25, 119 e 120 que se situam de 365 a 420 m de altitude (atualmente 45, 55, e 60 m acima da drenagem atual respectivamente) (Figura 50 I e II). Os depósitos rudáceos, de até 6 m de altura, são representados por ortoconglomerados polimíticos, sem arranjo interno, que contêm grânulos a seixos, subarredondados a arredondados provavelmente herdados da rocha fonte, em contato pontual, de quartzo e quartzito com eixo maior de até 6 cm e em proporções menores também são encontrados granito e basalto. O sedimento adquiriu coloração avermelhada (óxidos e hidróxidos de ferro presentes), com matriz de areia fina a grossa, em sua maioria formada por grãos de quartzo, com pouca contribuição argilosa, que perfaz cerca de 15% do volume total.

No ponto 58 ocorre um terraço antigo de 5 m de altura que ocorre adjacente à drenagem atual, composto por sedimentos arenáceos litificados de coloração esbranquiçada, com camadas arenosas com clastos de argila, intercaladas na base por camadas centimétricas de ferricretes (Figura 50 III).

- Terraços baixos: de até 10 m de altura, são compostos por areias inconsolidadas de estrutura maciça.

Nos terraços encontrados em afluentes do Rio Aguapeí foram identificados terraços baixos de idade pleistocênica:

- Terraços baixos: de até 10 m de altura, são compostos por areias inconsolidadas de estrutura maciça. No ponto 91 ocorre uma camada maciça de 20 cm de espessura de material bem escuro de areia fina argilosa com conteúdo de matéria orgânica, intercalada em camadas arenosas maciças (Figura 51).

Nos terraços encontrados em afluentes do Rio Paranapanema foram identificados terraços altos, que por datação por TL indica idade pleistocênica:

- Terraços altos: de até 6 m de altura, são compostos por camadas maciças arenosas inconsolidadas de coloração esbranquiçada em sua maioria formada por grãos individuais de quartzo. Ocorrem poucas porções mais escuras intercaladas, com elevado conteúdo de matéria orgânica (Ponto 5).

Nos terraços encontrados em afluentes do Rio Santo Anastácio foram identificados terraços altos e baixos de idade pleistocênica e holocênica:

- Terraços altos: de até 20 m de altura, são compostos por areia inconsolidada de coloração cinza claro a escuro, de estrutura maciça. No ponto 72 ocorre um terraço, 50 m acima do leito atual da drenagem. No ponto 112 ocorre um terraço de até 19 m acima do leito atual do rio (Figura 52), onde foram coletados os fósseis estudados por VIEIRA DE CARVALHO (1952), SUAREZ (1991) e HENRIQUES (1992) (Figura 53).

- Terraços baixos: de até 4 m de altura, são compostos por camadas de areia inconsolidada e estrutura maciça. No ponto 112, ocorre um terraço baixo que foi depositado sobre um terraço alto. Na base deste terraço baixo a areia é mais argilosa, até 1,90 m, e em direção ao topo ocorrem duas camadas bem escuras de areia argilosa intercalada com areia esbranquiçada (Figura 54). Foi coletada uma amostra para datação por TL, logo abaixo dos níveis mais escuros.

Figura 49: Desenho esquemático da forma de ocorrência dos dois níveis de terraços que ocorrem no Ponto 81.

Figura 50: Fotos de terraços altos encontrados no Rio do Peixe.

- I) Foto do Ponto 119 que mostra depósito rudáceo de terraço alto de afluente do Rio do Peixe.
- II) Foto do Ponto 25 que mostra depósito rudáceo de terraço alto de afluente do Rio do Peixe, recoberto por depósito colúvio-eluvial que por datação por TL indicou idade de 12.700 ± 1.500 anos.
- III) Foto do Ponto 58 que mostra camadas centimétricas de ferricretes na porção basal de terraço alto do Rio do Peixe.

Figura 51: Fotos de terraço baixo encontrado em afluente do Rio Aguapeí.

- I) Foto do Ponto 91 que mostra extenso terraço baixo adjacente à drenagem atual, em um afluente do Rio Aguapeí.
- II) Detalhe da foto anterior mostrando a camada onde foi coletada amostra para datação por TL, que indicou idade de 21.100 ± 1700 anos.

Figura 52: Desenho esquemático da forma de ocorrência dos dois níveis de terraços que ocorrem no ponto 112.

Figura 53: Local do terraço alto do Ponto 112. I) Lagoa que se formou no local de escavação em 1981, no terraço alto em afluente do Rio Santo Anastácio, onde foram coletados fósseis por SUAREZ (1991) e HENRIQUES (1992); II) Exemplar de mandíbula de *Lestodon trigonidens* (número VII-113 - Coleção Tipo) depositado na Coleção Científica do Departamento de Geologia Ambiental (GSA) – IGc/USP, estudado por VIEIRA DE CARVALHO (1952).

Figura 54: Fotos de terraço baixo encontrado em afluente do Rio Santo Anastácio (Ponto 112).

- I) Foto do Ponto 112, no sítio do Sr. Mitsobushi na cidade de Álvares Machado, que mostra terraço baixo adjacente a drenagem atual, um afluente do Rio Santo Anastácio.
- II) Detalhe da foto anterior mostrando as camadas arenosas escuras (mais argilosas) e claras intercaladas, que ocorrem na parte superior da seção do terraço, com a indicação do local de coleta da amostra para datação por TL, que indicou idade de 28.200 ± 3.000 anos.

28.200 ± 3.000 anos

4.1.2.1 Características texturais

Os resultados, apesar da pouca quantidade de amostras, mostram que os depósitos aluviais apresentam 12 classes texturais e a curva acumulativa de distribuição granulométrica total demonstra em geral o caráter homogêneo desses depósitos (Figura 55). Os depósitos aluviais apresentam para a análise da distribuição total uma contribuição muito maior na distribuição areia e areia argilosa (Figura 56).

Figura 55: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras de depósitos aluviais.

Figura 56: Diagrama triangular de depósitos aluviais (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso, 12- silte).

O diâmetro desses sedimentos indica a classe de areia média à fina (método FOLK & WARD 1957) e areia média a muito fina (método dos momentos), com média em areia fina (Tabela 17). O desvio padrão indica um sedimento muito pobre a pobremente selecionado (método dos momentos) e pobre a moderadamente selecionado (método FOLK & WARD 1957) com média em pobremente selecionado. O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva a simétrica, com média em assimetria positiva. A curtose

mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência muito leptocúrtica a mesocúrtica, com média leptocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	3.08	2.33	18.19	3.01	2.79	1.74	2.36	0.79
Mín	1.87	0.92	5.01	1.81	1.76	0.68	1.08	0.12
Média	2.27	1.29	7.76	1.92	2.02	1.01	1.43	0.29

Tabela 17: Resumo dos dados obtidos da distribuição total de depósitos aluviais (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

Para amostras recalculadas para 100% de areia, o diâmetro indica a classe de areia média a média, com média em areia fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 18). O desvio padrão indica um sedimento moderadamente selecionado, com média em moderadamente selecionado (método FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva a positiva, com média em assimetria positiva. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta sob a forma de uma curva de frequência muito platicúrtica a mesocúrtica, com média mesocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	2.59	0.73	4.17	1.10	2.60	0.74	1.42	0.61
Mín	1.76	0.62	2.55	0.06	1.72	0.60	0.92	0.01
média	2.18	0.67	2.94	0.37	2.20	0.69	1.03	0.16

Tabela 18: Resumo dos dados obtidos da distribuição areia de depósitos aluviais (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

A maioria das amostras de depósitos aluviais para distribuição total exibiu granulometria homogênea, com diâmetro médio em silte fino (Figura 57 I), o grau de seleção em pobremente selecionado (Figura 57 II) e curvas aproximadamente simétricas (Figura 57 III). As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrticas (granulometria bem selecionada na parte central da distribuição) (Figura 57 IV). Para a distribuição areia apresentam granulometria homogênea

com diâmetro médio em areia fina (Figura 57 I), o grau de seleção indica um material moderadamente selecionado (Figura 57 II), curvas com assimetria positiva (Figura 57 III), indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada, e as distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam sob a forma de curvas de frequência platicúrticas (Figura 57 IV).

I)

II)

III)

IV)

Figura 57: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para depósitos aluviais para as distribuições total e areia. I) diâmetro médio; II) grau de seleção (desvio padrão); III) assimetria; IV) curtose.

Para desvio padrão x assimetria as amostras estão um pouco dispersas, indicando valores para ambiente fluvial (Figura 58 I). Para desvio padrão x diâmetro médio, quanto maior o diâmetro, menor será o desvio padrão (Figura 58 II). Para assimetria x diâmetro médio (Figura 58 III), curtose x diâmetro médio (Figura 58 IV), curtose x assimetria (Figura 58 V) os valores estão muito dispersos, não mostrando nenhum padrão.

I)

II)

III)

IV)

V)

Figura 58: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos aluviais pelo método de FOLK & WARD (1957). I) grau de seleção (desvio padrão) x grau de assimetria; II) grau de seleção (desvio padrão) x granulação (diâmetro médio); III) grau de assimetria x granulação (diâmetro médio); IV) curtose x granulação (diâmetro médio); V) curtose x assimetria.

4.1.2.2 Datação absoluta

Assim como para os depósitos colúvio-eluviais foi realizada a datação por TL de quatro terraços aluviais. As curvas de crescimento de TL mostraram um largo pico à 375°C, e crescimento linear. As idades obtidas pelo método de TL das amostras de depósitos aluviais são mostradas na Tabela 19.

No. amostra	U ²³⁵ +U ²³⁸ (ppm)	Th ²³² (ppm)	K ⁴⁰ (%)	DA (10 ⁻⁶ Gy/ano)	P (Gy)	Idade BP (anos)
05	1,06 ± 0,03	0,80 ± 0,02	0 ± 0	515 ± 9	33,5	65.100 ± 5.200
81	0,33 ± 0,01	0,12 ± 0,01	0 ± 0	277 ± 3	69,6	349.800 ± 28.000
91	0,55 ± 0,01	0 ± 0	0 ± 0	6,8	323±3	21.100±1.700
112	1,01 ± 0,02	0,64 ± 0,02	0 ± 0	513 ± 8,5	14,52	28.200 ± 3.000

Tabela 19: Dados obtidos das datações por TL de depósitos aluviais.

Todas as amostras datadas por este método exibem idade pleistocênica, de 12.700 ± 1.500 a 349.800 ± 28.000. Para amostras coletadas em terraços altos (bacias do Rio do Peixe e do Paranapanema) foram obtidas idades mais antigas (349.800 ± 28.000 e 65.100 ± 5.200) do que as amostras coletadas em terraços baixos (bacias do Rio Santo Anastácio e Aguapeí) (28.200 ± 3.000 e 21.100±1.700). A amostra 25 de depósito colúvio-eluvial que recobre um terraço baixo (Bacia do Rio do Peixe) indicou idade de 12.700 ± 1.500 (TL), sugerindo que o terraço é mais antigo, mas provavelmente não ultrapassa a idade obtida para os terraços baixos das bacias do Rio Santo Anastácio e do Paranapanema.

Provavelmente os terraços altos são mais antigos que os terraços baixos, e pode-se concluir que as bacias de drenagem que ocorrem na área de estudos estão atuando desde 350.000 anos até os dias atuais no afeiçoamento do relevo, de forma construtiva (terraços) e destrutiva (dissecação). A posição topográfica desses terraços nos indica que o nível de base da região, desde aproximadamente 350.000 anos, vem sendo rebaixado ao longo do tempo.

4.1.3 Ferricretes

Os ferricretes constituem blocos de agregados e concreções nodulares, concêntricas e não-concêntricas, milimétricas a centimétricas, que apresentam formas irregulares, subarredondadas e esféricas de cor avermelhada. Os ferricretes são agregados de areia fina a grossa, essencialmente de quartzo, com cimentação ferruginosa. Segundo BOURMAN (1993) podem ser identificados como sedimentos clásticos ferricretizados que formaram ferricretes pisolíticos e nodulares (Figura 59). São os constituintes únicos de camadas sobre os depósitos colúvio-eluviais sobre à Formação Adamantina em 14 localidades (Pontos 19, 21, 28, 43, 45, 48, 64, 71, 102, 108, 134, 156, 157 e 158), ocorrem como fragmentos incorporados a linhas de seixos nos depósitos colúvio-eluviais e formam camadas plano-paralelas em depósito aluvial do Rio do Peixe (Ponto 50). COELHO (1998) identificou ferricretes semelhantes sobre à Formação Adamantina no município de Pindorama (SP).

4.1.3.1 Análise textural e mineralógica

Em análise por difração de raios X de amostras de ferricretes, de todas as localidades de ocorrência, foram identificados goethita e quartzo.

Na análise petrográfica de lâminas delgadas e em MEV, constatou-se que os ferricretes são areias cimentadas com relativamente pouco conteúdo de goethita. Esses grãos de quartzo em seções delgadas são os principais constituintes do esqueleto, em glébulas ferruginosas e representam relíquias do material original intemperizado, incorporado aos seus constituintes (Figura 60 e 61). Os grãos de quartzo apresentam feições de corrosão ou microfissuras na superfície do mineral, evidenciando dissolução provavelmente devido ao forte intemperismo. A dissolução da sílica promovida pela degradação química também é responsável pela concentração de hidróxidos de ferro (ferralitização).

Podemos observar que goethita está presente atualmente como camada externa amarela ou marrom dentro de nódulos que originalmente eram hematíticos, como mencionado por NAHON (1986), capeando os grãos de quartzo. Ocorre deposição de óxidos de ferro que exibem estruturas de preenchimento concêntrico na porosidade gerada entre os fragmentos de areia e intensa ferruginização concentrada na proximidade dos poros, que indicam remobilização do ferro ao longo da porosidade com dissolução e reprecipitação de ferro nas cavidades.

Figura 59: Foto de amostra de ferricrete coletada no ponto 45. I) Visão lateral da amostra; II) Visão frontal da amostra, onde pode-se ver as concreções nodulares cimentadas.

Figura 60: Fotomicrografias de lâminas delgadas de ferricretes coletadas.

- I) Foto de glóbula que evidencia a presença de domínios internos ocupados na maior parte por hidróxidos de ferro, em amostra do Ponto 157.
- II) Visão geral de amostra do Ponto 45, onde se observam hidróxidos de ferro depositados nos poros entre os grãos de quartzo.
- III) Grãos de quartzo em meio ao cimento de óxidos/hidróxidos de ferro da amostra do Ponto 156. No centro da foto podemos observar quartzo com feições de corrosão.
- IV) Detalhe da foto anterior, foto (III), que mostra quartzo com feição de corrosão que foi preenchida por hidróxidos de ferro.
- V) Foto da amostra do Ponto 157, que mostra porções de maior concentração de hidróxidos de ferro (mais escuras) e porção de menor concentração de hidróxidos de ferro (mais claras). Notar que os grãos de quartzo exibem tamanho semelhante nas duas porções
- VI) Detalhe da foto anterior, foto (V), que mostra o contato da porção clara com a escura, onde em amarelo nota-se feições de perda de óxidos de ferro na borda, indicando estágio de lixiviação.
- VII) Estrutura de preenchimento concêntrico em poro entre grãos de quartzo e intensa ferruginização concentrada nos poros em amostra do Ponto 58.
- VIII) Detalhe do fundo da matriz da amostra do Ponto 58, dominada por hidróxidos de ferro e menor quantidade de grãos de quartzo.

Figura 61: Fotomicrografias de ferricretes obtidas por MEV.

- I) Visão geral de amostra do Ponto 28, que mostra os grãos de quartzo envoltos por cimento de hidróxidos de ferro.
- II) Detalhe da foto anterior, foto (I).
- III) Visão geral de amostra do Ponto 28, que mostra os grãos de quartzo envoltos por cimento de hidróxidos de ferro.
- IV) Detalhe da foto anterior, foto (III), que mostra quartzo com feição de corrosão envolto por cimento.
- V) Detalhe das feições de corrosão em grão de quartzo do item (V), com cavidade geométricas triangulares tipo “dente de serra” originadas pela alteração química.
- VI) Visão geral de amostra do Ponto 48, que mostra os grãos de quartzo “encapados” pelo cimento ferruginoso e a porosidade entre os grãos.
- VII) Detalhe da foto (VI), mostrando a corrosão que ocorre na superfície dos grãos de quartzo.
- VIII) Foto de grão de quartzo com bordas corroídas que foram preenchidas por cimento ferruginoso, que ocorre em amostra do Ponto 58.

4.1.3.2 Análise química

Em análise por fluorescência de raios X de amostras de ferricretes, foram identificadas a porcentagem de elementos maiores e menores (óxidos) e a quantidade em ppm de elementos-traço. Os dados obtidos foram plotados em um diagrama triangular (Figura 62), onde se observa que as amostras têm maiores teores de SiO_2 , teores mais baixos de Fe_2O_3 e quase nenhuma participação de Al_2O_3 , e a maior parte das amostras se concentra no campo de ferricretes derivados de arenitos. Notar que a amostra derivada de depósito aluvial se destaca em maior composição de Fe_2O_3 perante as outras amostras, e provavelmente não tem a mesma gênese.

Figura 62: Diagrama triangular que sugere os tipos de ferricretes (modificado de DURY 1969) com os dados obtidos por fluorescência de raios X. O campo de ferricretes derivados de arenitos é baseado em GOUDIE (1973) e SCHELLMANN (1981) (*apud* MCFARLANE 1983).

O alto conteúdo de SiO_2 (Figura 62) nos ferricretes está associado à presença de grãos de quartzo como seu principal constituinte. Esse tipo de ferricrete já foi antes descrito por ALEXANDER & CADY (1962), BREWER (1976) e MULLER & BOCQUIER (1986).

Segundo BEAUVAIS *et al.* (1990), existe uma relação entre posição geomorfológica e as características (morfológicas e composicionais) constituintes de ferricretes, que tentativamente podemos associar aos ferricretes aqui estudados:

- A) Porções mais elevadas da paisagem: ferricretes com estruturas maciças e elevados conteúdos de Fe, hematita e caulinita, enriquecidos em elementos-traço pouco móveis (Sr, La, V e Zr). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de Fe_2O_3 (subordinado ao de SiO_2). As amostras coletadas nos pontos 108 e 64 apresentam enriquecimento desses elementos-traço em relação as amostras coletadas em outros pontos.
- B) Posições intermediárias da paisagem: os ferricretes pseudonodulares apresentam maiores conteúdos de gibbsita, quartzo e enriquecimento em elementos químicos com maior mobilidade no solo (Ba, Nb, Ce, P, Mn, Co e Ni). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de SiO_2 . As amostras coletadas nos pontos 21, 43, 48, 58, 64, 71, 108, 134 e 156 apresentam enriquecimento em algum elemento-traço em relação as amostras coletadas em outros pontos.
- C) Nos baixos platôs: os ferricretes com elevado conteúdo de Si, Al e goethita com enriquecimento em elementos associados à rocha fonte (Mg, K, Cr, Zn, Cu, Sc, Y e Yb). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de SiO_2 . As amostras coletadas nos pontos 64 apresentam enriquecimento de algum elemento-traço em relação as amostras coletadas em outros pontos.

4.1.3.3 Gênese dos ferricretes

Provavelmente as concreções devem ter sido formadas através de processo de remobilização e concentração e hidróxidos de ferro por oscilações de lençóis freáticos antigos, por variações paleoclimáticas e ou soerguimento do relevo. Teria havido lixiviação do ferro da paisagem a montante e deposição na superfície do lençol freático. Condições de umedecimento e secagem condicionadas pela oscilação do lençol freático favoreceram a precipitação e segregação do ferro. Originalmente essas concreções deveriam exibir considerável extensão lateral. Segundo ALEXANDER & CADY (1962) para a formação de ferricretes deve haver suprimento de ferro e alternância de estações secas e úmidas.

Posteriormente teria havido dismantelamento das crostas de ferro, que promoveram a transformação de hematita em goethita. A degradação da couraça resulta da hidratação da hematita e de sua transformação em goethita, originando horizontes formados por pisólitos. A presença do quartzo e a composição arenácea dos ferricretes nos indicam a origem pedogenética.

Posteriormente esse sedimento foi acumulado em uma superfície com relevo acentuado e ocorreu uma compactação diferencial ao longo da camada. As crostas devem ter se formado sobre colinas de rochas do Grupo Bauru, resistente à erosão e posteriormente se amoldaram à superfície antiga formando ondulações de origem atectônica. Provavelmente esses fragmentos de ferricretes foram formados sob diferentes condições das que promoveram a deposição do Grupo Bauru. Os fragmentos teriam sido transportados a curtas distâncias com a evolução da paisagem e hoje se encontram misturados dentro da mesma cobertura, assim como observou ROQUIM (1990) na região de Mali. Com o recobrimento posterior desses materiais por depósitos colúvio-eluviais, pode ter ocorrido dobramento e até possível falhamento atectônico das camadas formadas por ferricretes.

As idades obtidas para os depósitos colúvio-eluviais por TL sugerem que os ferricretes não sejam da mesma geração, mas representem vários ciclos de formação de crostas ferríferas. Contrariamente as similaridades composicionais química, textural e mineralógica, poderiam indicar uma única época de formação, com idade mínima de 364.500 ± 40.000 anos (Figura 63).

Figura 63: Resultado das datações realizadas em depósitos colúvio-eluviais que ocorrem sobrepostos à Formação Adamantina e que exibem no contato camada formada por fragmentos de ferricretes.

4.2 PROVENIÊNCIA DOS DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Para o estudo da proveniência dos depósitos cenozóicos identificados, foram analisadas amostras de arenitos das formações Adamantina e Marília (Grupo Bauru), que ocorrem sobrepostos aos depósitos colúvio-eluviais. Nesse caso, o objetivo principal não é a caracterização dos litotipos mesozóicos, mas a comparação dos seus parâmetros texturais e mineralógicos com os depósitos colúvio-aluviais.

4.2.1 Grupo Bauru

4.2.1.1 Características granulométricas

Formação Adamantina

Os resultados mostram que a Formação Adamantina apresenta 13 classes texturais e a curva acumulativa de distribuição granulométrica total demonstra em geral o caráter homogêneo desses depósitos (Figura 64). A Formação Adamantina apresenta para a análise da distribuição total uma contribuição muito maior na distribuição areia e areia siltosa (Figura 65)

Figura 64: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras da Formação Adamantina.

Figura 65: Diagrama triangular da Formação Adamantina (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso, 12- silte).

O diâmetro desses sedimentos indica a classe de silte médio à areia fina, com média em areia muito fina (método FOLK & WARD 1957) e silte médio a areia muito fina com média em silte grosso (método dos momentos) (Tabela 20). O desvio padrão indica um sedimento muito pobre a moderadamente selecionado com média em pobremente selecionado (método FOLK & WARD 1957) e pobre a muito pobremente selecionado com média em muito pobremente selecionado (método dos momentos). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva a simétrica, com média em assimetria muito positiva. A curtose mostra que as distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam sob a forma de curvas de frequência muito platicúrtica a muito leptocúrtica, com média leptocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_1	K_G	SK_1	Md	σ_1	K_G	SK_1
Máx	5.29	2.87	16	2.86	5.19	2.67	2.72	0.71
Mín	3.02	1.13	1.5	0.6	2.92	0.71	0.51	0.02
média	4.04	2.01	4.60	1.36	3.96	1.83	1.44	0.47

Tabela 20: Resumo dos dados obtidos para distribuição total da Formação Adamantina (Md = diâmetro médio, σ_1 = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

Para amostras recalculadas para 100% de areia, o diâmetro indica a classe de areia média a muito fina, com média em areia fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 21). O desvio padrão indica um sedimento muito bem selecionado a bem

selecionado, com média em moderadamente selecionado (método FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito negativa a positiva, com média em assimetria positiva. A curtose mostra que as distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam sob a forma de curvas de frequência leptocúrtica a platicúrtica, com média mesocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_1	K_G	SK₁	Md	σ_1	K_G	SK₁
Máx	3.53	0.82	11.81	-0.02	3.54	0.86	1.61	0.19
Mín	2.07	0.30	2.02	-1.92	2.07	0.31	0.73	-0.35
média	2.83	0.60	4.24	-0.65	2.88	0.61	0.96	0.19

Tabela 21: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia da Formação Adamantina (Md = diâmetro médio, σ_1 = desvio padrão, K_G = curtose, SK₁ = assimetria).

A maioria das amostras da Formação Adamantina para distribuição total exibiu granulometria homogênea, com diâmetro médio em silte grosso e areia muito fina (Figura 66 I), indicando ser material de granulação fina (3 a 5 ϕ), o grau de seleção em pobremente selecionado (Figura 66 II), curvas com assimetria muito positiva (Figura 66 III), indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada. As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com variação considerável, com valores baixos e altos, sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrticas (granulometria bem selecionada na parte central da distribuição) a muito platicúrticas (Figura 66 IV), que podem indicar um material selecionado em região de alta energia, transporte sem mudança das características para outro ambiente e pode estar refletindo grau de seleção pobre.

Para a distribuição areia apresentam granulometria homogênea com diâmetro médio em areia fina e muito fina (Figura 66 I), o grau de seleção indica um material bem selecionado (Figura 66 II), curvas com assimetria muito positiva (Figura 66 III) e a distribuição granulométrica do sedimento se apresenta com curvas de frequência mesocúrticas (Figura 66 IV).

Figura 66: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) da Formação Adamantina para as distribuições total e areia. I) diâmetro médio; II) grau de seleção (desvio padrão); III) assimetria; IV) curtose.

Para desvio padrão x assimetria as amostras estão um pouco dispersas, indicando valores para ambiente fluvial e praial (Figura 67 I). Para desvio padrão x diâmetro médio, quanto maior o diâmetro, menor será o desvio padrão (Figura 67 II). Para assimetria x diâmetro médio os valores estão muito dispersos (Figura 67 III). Para curtose x diâmetro médio (Figura 67 IV) e curtose x assimetria (Figura 67 V) o valor de curtose concentram-se me torno de 1,0 (mesocúrtica), enquanto diâmetro médio e assimetria adquirem diferentes valores.

Figura 67: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos da Formação Adamantina.

I) grau de seleção (desvio padrão) x grau de assimetria; II) grau de seleção (desvio padrão) x granulação (diâmetro médio); III) grau de assimetria x granulação (diâmetro médio); IV) curtose x granulação (diâmetro médio); V) curtose x assimetria.

Formação Marília

Os resultados mostram que a Formação Marília apresenta 12 classes texturais e a curva acumulativa de distribuição granulométrica total demonstra em geral o caráter homogêneo desses depósitos (Figura 68). A Formação Marília apresenta para a análise da distribuição total uma contribuição muito maior na distribuição areia (Figura 69).

Figura 68: Curvas acumulativas de distribuição granulométrica total de amostras da Formação Marília.

Figura 69: Diagrama triangular da Formação Marília (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso, 12- silte).

O diâmetro desses sedimentos indica a classe de areia fina à silte grosso, com média em areia muito fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 22). O desvio padrão indica um sedimento muito pobre a pobremente selecionado, com média em pobremente selecionado (método de FOLK & WARD 1957) e muito pobremente selecionado (método dos momentos). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva, com média de assimetria muito positiva. A curtose mostra que as distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam sob a forma de curvas de frequência muito platicúrtica a muito leptocúrtica, com média leptocúrtica.

Para amostras recalculadas para 100% de areia, o diâmetro indica a classe de areia média a muito fina, com média em areia fina (método dos momentos e FOLK & WARD 1957) (Tabela 22). O desvio padrão indica um sedimento pobre a muito pobremente selecionado, com média em moderadamente selecionado (método FOLK & WARD 1957). O grau de assimetria indica um sedimento com assimetria muito positiva, com média em assimetria muito positiva. A curtose mostra que as distribuições granulométricas dos

sedimentos se apresentam sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrtica a platicúrtica, com média mesocúrtica.

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	4.53	3.01	5.87	1.99	4.60	2.85	2.50	0.60
Mín	2.68	2.10	1.71	0.55	2.18	1.68	0.51	0.36
média	3.96	2.61	2.98	1.07	3.98	1.16	2.47	0.54

Tabela 22: Resumo dos dados obtidos para distribuição total da Formação Marília (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

método	Momentos				FOLK & WARD (1957)			
parâmetros	Md	σ_I	K_G	SK_1	Md	σ_I	K_G	SK_1
Máx	2.73	0.96	2.18	0.32	2.75	0.97	1.16	0.08
Mín	1.87	0.58	3.27	-0.47	1.84	0.59	0.84	-0.07
média	2.36	0.75	2.92	-0.15	2.37	0.77	0.96	-0.00

Tabela 23: Resumo dos dados obtidos para distribuição areia da Formação Marília (Md = diâmetro médio, σ_I = desvio padrão, K_G = curtose, SK_1 = assimetria).

A maioria das amostras da Formação Marília para distribuição total exibiu granulometria homogênea, com diâmetro médio em silte grosso indicando serem material de granulação fina (3 a 5 ϕ), o grau de seleção em pobremente selecionado (Figura 70 I), o grau de seleção indica um material muito pobremente selecionado (Figura 70 II), curvas com assimetria muito positiva indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada (Figura 70 III). As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com variação considerável, com valores baixos e altos, sob a forma de curvas de frequência muito leptocúrticas (granulometria bem selecionada na parte central da distribuição) a muito platicúrticas (Figura 70 IV), que podem indicar um material selecionado em região de alta energia, transporte sem mudança das características para outro ambiente e pode estar refletindo o grau de seleção pobre.

Figura 70: Representações gráficas da distribuição em porcentagem dos dados obtidos pelo método de FOLK & WARD (1957) para Formação Marília para as distribuições total e areia. I) diâmetro médio das distribuições total e areia; II) grau de seleção (desvio padrão) distribuição total; III) assimetria da distribuição total; IV) curtose das distribuições total e areia; V) grau de seleção (desvio padrão) para a distribuição areia; VI) assimetria para a distribuição areia.

Para a distribuição areia apresentam granulometria homogênea com diâmetro médio em areia muito fina (Figura 70 I), o grau de seleção indica um material muito pobremente selecionado (Figura 70 V), curvas com assimetria muito positiva indicando que a cauda da distribuição localiza-se do lado das partículas mais finas, que significa ser a parte fina do material a pior selecionada (Figura 70 VI). As distribuições granulométricas dos sedimentos se apresentam com variação considerável, com valores baixos e altos, sob a forma de curvas

de frequência muito leptocúrticas (granulometria bem selecionada na parte central da distribuição) a platicúrticas (Figura 70D), que podem indicar um material selecionado em região de alta energia, transporte sem mudança das características para outro ambiente e pode estar refletindo o grau de seleção pobre.

Para desvio padrão x assimetria as amostras estão um pouco dispersas, indicando valores para ambiente fluvial e praial, mas pode-se notar o grau de assimetria concentra-se em torno de 0,0 (simétrica) enquanto grau de seleção adquire diferentes valores (Figura 71 I). Para desvio padrão x diâmetro médio as amostras estão dispersas (Figura 71 II). Para assimetria x diâmetro médio (Figura 71 III) e curtose x diâmetro médio (Figura 71 IV), quanto maior o diâmetro médio, menor será o valor de grau de assimetria e curtose. Para curtose x assimetria (Figura 71 V) o valor de assimetria concentra-se em torno de 0,0 (simétrica), enquanto curtose adquire diferentes valores.

Figura 71: Gráfico mostrando as relações dos dados obtidos de depósitos colúvio-eluviais pelo método de FOLK & WARD (1957). I) grau de seleção (desvio padrão) x grau de assimetria; II) grau de seleção (desvio padrão) x granulação (diâmetro médio); III) grau de assimetria x granulação (diâmetro médio); IV) curtose x granulação (diâmetro médio); V) curtose x assimetria.

4.2.1.2 Características mineralógicas

Minerais leves

Na análise dos minerais leves das distribuições areia fina (0,250 - 0,125 mm) e areia muito fina (0,125 - 0,062 mm) só foram encontrados grãos de quartzo (0-100%), feldspato (0 a 20%) e de calcita e dolomita (0 a 3%). A calcita e dolomita foram identificadas na distribuição areia muito fina, mas devido à pequena quantidade não se pode calcular a frequência com exatidão confiável (Figura 72).

Figura 72: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais leves do Grupo Bauru na distribuição areia muito fina (0,125 - 0,062 mm) (I) e areia fina (0,250-0,125) (II).

Minerais pesados

Em geral, encontramos maior teor em massa de minerais pesados na distribuição areia muito fina (0,125-0,062 mm) do que na distribuição areia fina (0,250-0,125) (Figura 73 e 74). As amostras da Formação Marília apresentam maior teor em massa de minerais pesados do que as amostras da Formação Adamantina. Os minerais pesados magnéticos representam 0 a 1% do total de minerais pesados.

Figura 73: Representação gráfica da distribuição em porcentagem da massa de minerais pesados nas distribuições de areia fina e areia muito fina da Formação Adamantina.

Figura 74: Representação gráfica da distribuição em porcentagem da massa de minerais pesados nas distribuições de areia fina e areia muito fina da Formação Marília.

No estudo petrográfico dos minerais pesados transparentes não-micacéos verificou-se que nas distribuições areia fina e muito fina, foram encontrados quatro minerais (zircão, turmalina, estauroлита, e rutilo) que perfazem uma somatória de frequências igual a 100% do material analisado, ou seja, e junto com sillimanita são classificados como superabundantes. Os minerais abundantes são representados por cianita, granada, augita, epídoto e egirina.

Pela tendência normal da distribuição granulométrica dos minerais pesados transparentes nos sedimentos o zircão e rutilo apresentaram maior frequência na distribuição de areia muito fina, enquanto turmalina e estauroлита mostram tendência inversa, maior frequência na distribuição areia fina devido ao peso específico desses minerais. Nas distribuições de areia fina (0,250-0,125) e areia muito fina (0,125 – 0,062 mm) apenas sete minerais aparecem em mais de 25% das amostras (zircão, turmalina, estauroлита, rutilo,

cianita, sillimanita e augita), mas na distribuição areia muito fina zircão apresenta maior frequência e na distribuição areia fina turmalina, estaurolita e augita apresentam maior frequência.

As principais feições dos minerais pesados encontrados no Grupo Bauru são (Figura 75):

- TURMALINA: predominam as formas eqüidimensionais (esféricas) bem arredondadas, as formas prismáticas de bordos arredondados aparecem secundariamente e as prismáticas com terminações euedrais pouco arredondados são mais raras. São freqüentes os grãos de coloração castanha de turmalinas ferromagnesianas, e mais raras as variedades verdes (shorlitas), amarelas (magnesianas) e azuis (indicolitas).
- ZIRCÃO: incolores a raramente coloridos (róseos). São mais freqüentes as formas equidimensionas bem arredondadas, aparecendo secundariamente às formas prismáticas de bordos arredondados e prismáticas bipiramidais. Ocorrem inclusões e zoneamento fraturado.
- GRANADA: são mais comuns as granadas incolores, sendo mais raras as róseas. Predominam formas eqüidimensionais bem arredondadas e prismáticas. São freqüentes alterações superficiais (picoteamento), formando padrões superficiais retangulares ou losangulares.
- PIROXÊNIO: formas alongadas e arredondadas com alterações que formam denteamentos. São freqüentes as de colorações esverdeadas (augita) e verde-esmeralda (egirina).
- ESTAUROLITA: este mineral aparece em grãos irregulares e de bordos arredondados, amarelos e vermelho amarelados. Exibe comumente um serrilhado nas bordas e tem evidências de dissolução, conferindo a superfície um padrão reticulado sugerindo escamas.
- EPÍDOTO: coloração esverdeada, de formas eqüidimensionais.
- RUTILO: apresenta coloração avermelhada, amarelada, vermelho-amarelada e castanhos (quase opacos). São eqüidimensionais subarredondados e prismáticos sugerindo terminações piramidais.
- CIANITA E SILLIMANITA: incolores, com formas alongadas subarredondadas e eqüidimensionais euedrais, com inclusões.
- ANATÁSIO: predominam grãos de coloração amarela, com tonalidades levemente azuladas. Contorno quadrado e biselado por pirâmides. Sua forma euhedral sugere tratar-se de um mineral autógeno.

Observando a distribuição dos minerais pesados do Grupo Bauru na área de estudo (Figuras 76 e 77) conclui-se que:

- na distribuição areia fina: turmalina é mais freqüente na porção leste onde ocorre a Formação Adamantina; zircão e rutilo apresentam freqüência relativamente baixa, mas rutilo apresenta enriquecimento de E para O; estaurolita apresenta freqüência baixa.
- na distribuição areia muito fina: turmalina apresenta freqüência menor do que na distribuição areia fina, com enriquecimento crescente de E para W; zircão apresenta freqüência maior do que na distribuição areia fina; rutilo apresenta praticamente a mesma freqüência do que na distribuição areia fina; estaurolita apresenta menor freqüência do que na distribuição areia fina.

Figura 75: Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não-micáceos, das distribuições areia fina e areia muito fina, do Grupo Bauru.

- I) Turmalina verde prismática com bordos arredondados, sem inclusões (amostra 10-1 - distribuição areia fina).
- II) Turmalina azul irregular (amostra 10-1 - distribuição areia fina).
- III) Turmalina amarela arredondada, com inclusões (amostra 64-1 - distribuição areia fina).
- IV) Turmalina amarela prismática bem arredondada, sem inclusões (amostra 64-1 - distribuição areia fina).
- V) Turmalina rósea prismática com terminações euedrais, com inclusões (amostra 10-1 - distribuição areia fina).
- VI) Zircão incolor prismático com inclusões (amostra 10-1 - distribuição areia fina).
- VII) Rutilo de coloração avermelhada prismático (amostra 10-1 - distribuição areia fina).
- VIII) Estauroлита amarela irregular e serrilhado na borda (amostra 64-1 distribuição - areia fina).
- IX) Estauroлита amarela prismática e serrilhado na borda (amostra 64-1 distribuição - areia fina).
- X) Granada rósea a incolor prismática com inclusões. (amostra 64-1 - areia fina).
- XI) Granada rósea a incolor prismática (amostra 64-1 - areia fina).

Figura 76: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia fina do Grupo Bauru. A) turmalina; B) zircão; C) rutilo; D) estauroлита.

Figura 77: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados na distribuição areia muito fina do Grupo Bauru. A) turmalina; B) zircão; C) rutilo; D) estaurolita.

4.2.2 Correlações do Grupo Bauru com os depósitos cenozóicos

4.2.2.1 Características granulométricas

Comparando-se os resultados obtidos para a distribuição total das amostras, o teor de argila é mais alto nos depósitos colúvio-eluviais do que no Grupo Bauru. Para a distribuição areia, nos sedimentos colúvio-eluviais e as rochas do Grupo Bauru, que se localizam nos mesmos afloramentos, pode-se observar em geral ocorre uma boa correlação entre depósitos sobrepostos e sotopostos (Figura 78 e 79):

1) Pelo método de FOLK & WARD (1957):

a) distribuição total:

- diâmetro médio: boa correlação, indicando que a Formação Marília exhibe maior distribuição e os depósitos aluviais apresentam valores bem menores em comparação aos valores obtidos para os depósitos colúvio-eluviais;
- grau de seleção: boa correlação, os depósitos colúvio-eluviais apresentam menor distribuição e valores maiores do que os arenitos do Grupo Bauru. Os depósitos aluviais apresentam valores menores.
- assimetria e curtose: não ocorre uma boa correlação entre os valores obtidos para as unidades.

b) distribuição total:

- diâmetro médio: boa correlação, indicando que a Formação Marília exhibe maior distribuição e os depósitos aluviais apresentam valores bem menores em comparação aos valores obtidos para os depósitos colúvio-eluviais;
- grau de seleção: boa correlação, com maior distribuição dos valores;
- assimetria e curtose: boa correlação, os depósitos colúvio-eluviais apresentam maior distribuição dos valores.

2) Pelo método dos momentos:

c) distribuição total:

- diâmetro médio: boa correlação;
- grau de seleção: boa correlação, os depósitos colúvio-eluviais apresentam menor distribuição e valores maiores do que os arenitos do Grupo Bauru. Os depósitos aluviais apresentam valores menores.

- assimetria e curtose: menores valores e distribuição nos depósitos colúvio-eluviais do que os arenitos do Grupo Bauru.

d) distribuição total:

- diâmetro médio: boa correlação;
- grau de seleção: boa correlação, com maior distribuição dos valores;
- assimetria e curtose: boa correlação, os depósitos colúvio-eluviais apresentam maior distribuição dos valores.

As diferenças verificadas entre os depósitos colúvio-eluviais e sedimentos do Grupo Bauru nas distribuições granulométricas são pequenas, e podem ser explicadas pelo enriquecimento em argila que poderia ter ocorrido durante os processos pedogenéticos. Quando excluímos a distribuição fina das amostras, a variabilidade das características de distribuição granulométrica é menor, sugerindo que os processos pedogenéticos atenuam a variabilidade, já que as amostras de sedimentos da Formação Bauru exibem maior variação.

Observando os dados obtidos no teste de SAHU (1964) a Formação Adamantina localiza-se muito próxima da faixa dos depósitos de ambiente fluvial. A Formação Marília localiza-se na faixa dos depósitos de ambiente fluvial, mas indica ambiente de maior energia que a Formação Adamantina, corroborando com os resultados obtidos anteriormente por diversos autores (ARID, 1972; SUGUIO, 1973; SUGUIO & COIMBRA, 1976) (Figura 80). O conjunto de amostras de depósitos aluviais localiza-se na região de ambiente fluvial, condizente com o esperado. O conjunto das amostras de depósitos colúvio-eluviais caracteriza ambiente de menor energia e se situam próximo ao ambiente fluvial, porém distanciando-se um pouco da Formação Marília e estando mais próximo da Formação Adamantina, devido à influência de que a maioria das amostras analisadas está sobreposta a Formação Adamantina. Quando analisamos o conjunto de depósitos colúvio-eluviais separadamente de acordo com sobreposição às formações Adamantina e Marília, podemos observar que praticamente não ocorrem diferenças de energia do ambiente, mas somente um pouco na fluidez. Os processos que atuaram na formação dos depósitos colúvio-eluviais praticamente não modificam as características de distribuição granulométrica da distribuição areia, havendo mudanças apenas nos teores da distribuição fina (siltico argilosa). Como os pontos obtidos no teste de SAHU (1964) dos sedimentos cenozóicos e mesozóicos estão próximos, podem refletir a relação genética existente entre ambos grupos de materiais, fato comprovado por outras propriedades sedimentológicas como melhoria de seleção das distribuições arenosas durante os processos pedogenéticos.

Figura 78: Comparação dos parâmetros obtidos para as distribuições total e areia pelo método de FOLK & WARD (1957) para as diversas unidades. Distribuição total: I) diâmetro médio; II) grau de seleção; III) assimetria; IV) curtose; Distribuição areia: V) diâmetro médio; VI) grau de seleção; VII) assimetria; VIII) curtose.

I)

II)

III)

IV)

V)

VI)

VII)

VIII)

Figura 79: Comparação dos parâmetros obtidos para as distribuições total e areia pelo método dos momentos para as diversas unidades. Distribuição total: I) diâmetro médio; II) grau de seleção; III) assimetria; IV) curtose; Distribuição areia: V) diâmetro médio; VI) grau de seleção; VII) assimetria; VIII) curtose.

Figura 80: Resultado do emprego do método gráfico de SAHU (1964) aplicado para as diversas unidades.

4.2.2.2 Características mineralógicas

Os teores em massa de minerais pesados dos depósitos colúvio-eluviais e dos arenitos do Grupo Bauru exibem em geral valores aproximados (Figura 81), mas a Formação Marília exhibe teores maiores do que os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos nas distribuições areia fina e muito fina. Na distribuição areia fina, os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Adamantina exibiram maior teor em massa do que os teores obtidos para a Formação Adamantina. Na distribuição areia muito fina, os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Serra Geral se destacam por apresentar maior teor em massa.

Os depósitos colúvio-eluviais apresentam alta maturidade mineralógica (índice ZTR), uniforme na distribuição areia fina (76 – 97) e areia muito fina (79 – 96), e os sedimentos do Grupo Bauru apresentam maturidade com valores mais altos, na distribuição areia fina (53 – 100) e areia muito fina (67 – 98) (Figura 82 e 83).

I)

II)

Figura 81: Representação gráfica da distribuição em porcentagem de minerais pesados nas distribuições de areia fina (I) e areia muito fina (II) das diversas unidades.

I)

II)

Figura 82: Distribuição do índice ZTR nos depósitos colúvio-eluviais e no Grupo Bauru para as distribuições areia fina (I) e areia muito fina (II). A amostra 64-2 (distribuição fina) foi excluída porque o teor de minerais pesados era muito baixo, impossibilitando a comparação com as outras amostras.

Figura 83: Representação gráfica do índice ZTR de depósitos colúvio-eluviais e do Grupo Bauru que ocorrem no mesmo ponto, nas distribuições areia fina e areia muito fina. A amostra 64-2 (distribuição fina) exibe baixo valor do índice ZTR porque o teor de minerais pesados era muito baixo, impossibilitando a comparação com as outras amostras.

Para a distribuição areia fina e muito fina pode-se observar que existe correlação para o conteúdo mineralógico das amostras de depósito colúvio-eluviais e arenitos do Grupo Bauru que ocorrem no mesmo ponto (Figuras 84 e 85), mas em geral ocorre enriquecimento de minerais ultraestáveis pela eliminação dos outros minerais, provavelmente durante os processos de eluviação e coluviação.

Ocorrem pequenas variações quanto à frequência de alguns minerais na distribuição areia fina (turmalina, estaurolita, zircão e rutilo) e areia muito fina (turmalina, estaurolita, zircão, rutilo e sillimanita).

Comparando a assembléia mineralógica que ocorre em depósitos colúvio-eluviais e no Grupo Bauru no mesmo ponto, nota-se que alguns minerais de origem metamórfica ocorrem nos depósitos colúvio-eluviais e não ocorrem no Grupo Bauru (granada, sillimanita e cianita). Esses três minerais foram incorporados ao depósito colúvio-eluvial, pela ação do vento ou de processos de rastejo, a partir de sedimentos do Grupo Bauru, que seria a fonte mais próxima desses minerais. O processo pedogenético que formou os depósitos colúvio-eluviais a partir do Grupo Bauru é altamente seletivo no sentido de preservação de somente minerais pesados ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo). Isso nos indica que esses sedimentos foram provavelmente originados por processos eluviais.

I)

II)

Figura 84: Distribuição dos minerais pesados transparentes da distribuição areia fina de depósitos colúvio-eluviais (I) e do Grupo Bauru (II).

I)

II)

Figura 85: Distribuição dos minerais pesados transparentes da distribuição areia muito fina de depósitos colúvio-eluviais (I) e do Grupo Bauru (II).

4.3 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

A caracterização morfoestrutural foi fundamentalmente baseada nos comportamentos da rede de drenagem e nos aspectos texturais, tendo como base no mapeamento geomorfológico realizado por PONÇANO *et al.* (1981a e b) (Figura 3). Através das composições realizadas nas imagens de satélite foi possível reconhecer os limites das unidades geomorfológicas definidas pelos autores (Figura 86).

4.3.1 Análise das cartas temáticas

4.3.1.1 Mapa hipsométrico

O mapa hipsométrico (Figura 87) mostrou-se adequado ao tipo de compartimentação proposta e demonstra o controle efetivo das unidades geológicas e estruturas tectônicas presentes. No contexto regional verifica-se a compartimentação do relevo em quatro superfícies distintas, formando patamares escalonados de SE para NO (Figura 88), delimitadas por zonas de maior declividade, correspondendo ao alinhamento de elementos e unidades geomorfológicas, como escarpas proeminentes, cristas e vales lineares. Essa feição geomorfológica é caracterizada por extensas superfícies de baixa declividade, que foram preservadas como divisores de águas, e no geral exibem correspondência com o mapa hipsométrico (Figura 87) e o mapa geomorfológico (Figura 3 e 86).

Ocupando uma pequena área, a classe altimétrica mais baixa (300- 320m) representa o preenchimento do vale do Rio do Peixe por depósitos aluvionares atuais. Essa classe altimétrica define uma superfície de aplainamento, neste trabalho denominada IV, a mais nova.

Delimitando as regiões de forma alongada que ocorrem adjacentes ao Planalto de Marília ocorrem colinas amplas, que exibem topo aplainado (320 – 460 m) e textura lisa, com transição gradativa para classes altimétricas mais baixas e acréscimo para classes altimétricas mais altas, em parte associadas ao afloramento de rochas resistentes da Formação Marília, onde o padrão meandrante do Rio do Peixe torna-se retilíneo, na direção NO-SE. Dessa forma, o Rio do Peixe provavelmente está encaixado em uma estrutura tectônica maior que também controla a forma de dissecação do Planalto de Marília, com morros-testemunho que exibem direção NO-SE, não tendo ainda alcançado um perfil de equilíbrio nessa porção.

Nesta superfície, denominada III, ocorrem depósitos colúvio-eluviais espessos e bem desenvolvidos associados à dissecação dos principais afluentes dos rios do Peixe, Paranapanema e Aguapeí.

Morrotes, colinas médias e colinas amplas (460 – 600 m) estão associados à superfície de aplainamento II, onde ocorrem depósitos colúvio-eluviais espessos e bem desenvolvidos. Essa classe altimétrica decresce transicionalmente de regiões mais altas para mais baixas, e as curvas de nível dessa classe são menos espaçadas nos limites com a superfície I. A textura dessa superfície de aplainamento, na área de ocorrência de morrotes e colinas médias, exibe uma rugosidade maior, se destacando perante as texturas das outras unidades geomorfológicas, provavelmente associada à geração de depósitos cenozóicos diferentes dos identificados em outras superfícies de aplainamento.

Ocupando uma pequena área, a classe altimétrica mais alta (600 - 700m) representa o planalto de Marília que se eleva a partir dos vales do Rio do Peixe, Aguapeí e Paranapanema até altitude de 713 m, com limites bem retilíneos na borda sul e recortados na parte norte (Figura 87). No quadro geral, esse planalto apresenta-se recortado pela ação destrutiva da drenagem, que atuam na dissecação do mesmo. As principais drenagens exibem controle estrutural com vales retilíneos de direção N-S e NE-SO para canais de 1º, 2º e 3º ordem e NO-SE para canais de 4º ordem ou mais. No topo deste planalto, ocorre à superfície de aplainamento I que exibe as mesmas características da superfície de aplainamento II, textura lisa associada a colinas amplas, em altitudes bem maiores, associadas a depósitos colúvio-eluviais bem desenvolvidos.

Figura 86: Composição colorida RGB 543 + Pc1 com os limites das unidades geomorfológicas definidas por PONÇANO *et al.* (1991b).

Figura 87: Mapa hipsométrico da área de estudos.

Figura 88: Mapa dos remanescentes das superfícies de aplainamento identificadas na área de estudos.

Figura 89: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo.

I) Fotomontagem do Planalto de Marília na região da cidade de Marília (1), apontada pelas flechas. Notar a superfície de aplainamento I onde foi instalada a cidade e a escarpa do planalto que exhibe as maiores declividades da região. Em (B) temos as rampas de colúvio que se formaram no sopé da encosta e em (A) temos os vales do Rio do Peixe entulhados. Fotos tiradas no Ponto 66 na direção NE. Em (1) ocorre a superfície de aplainamento I e em (A) a superfície de aplainamento II.

II) Fotomontagem da região de Echaporã, a partir do Ponto 3 na direção NE. Podemos observar a superfície de aplainamento I, mais antiga, indicada pelas flechas na região da cidade de Marília e o vale do Rio do Peixe.

I

II

4.3.1.2 Mapa de declividade

No mapa de declividade (Figura 90) podemos verificar que as maiores declividades ocorrem nos limites do Planalto de Marília, associados aos morrotes alongados e espigões, escarpas festonadas e colinas médias.

Na porção superior do Planalto de Marília a declividade é muito menor, e pode ser observada a superfície de aplainamento I. As maiores declividades foram observadas junto à escarpa do Planalto de Marília e aos vales (maior que 30°), geralmente entulhados e recobertos por colúvios, que formam rampas junto à escarpa (Figura 91). Na região do Planalto de Marília entre as cidades de Martinópolis e Echaporã, as maiores declividades estão associadas somente ao lado norte onde se desenvolve a bacia do Rio do Peixe, sendo que o lado sul exibe uma declividade bem menor onde se desenvolve a bacia do Rio Paranapanema (Figura 92).

Na região de Presidente Prudente, porção oeste da área de estudo, a declividade exibe valores intermediários na área de ocorrência de morrotes alongados e espigões e colinas médias que são associados a menor espessura de depósitos colúvio-eluviais, e a superfície de aplainamento III. Regiões com declividade menor que 5° ocupam a maior parte da área, associada a superfície de aplainamento II e a colinas amplas associadas a depósitos colúvio-eluviais mais espessos (Figura 93).

O vale do Rio do Peixe é bem delimitado por zonas de maior declividade, demonstrando o entalhamento vertical em suas bordas e a sua forma retilínea, na direção NO-SE, e a simetria que os rios distributários exibem, na direção preferencial N-S e NNE-SSO. Na porção mais baixa do vale do Rio do Peixe, as declividades diminuem drasticamente em uma região mais plana, associada a superfície de aplainamento IV.

4.3.1.2 Mapa de declividade

No mapa de declividade (Figura 90) podemos verificar que as maiores declividades ocorrem nos limites do Planalto de Marília, associados aos morrotes alongados e espigões, escarpas festonadas e colinas médias.

Na porção superior do Planalto de Marília a declividade é muito menor, e pode ser observada a superfície de aplainamento I. As maiores declividades foram observadas junto à escarpa do Planalto de Marília e aos vales (maior que 30°), geralmente entulhados e recobertos por colúvios, que formam rampas junto à escarpa (Figura 91). Na região do Planalto de Marília entre as cidades de Martinópolis e Echaporã, as maiores declividades estão associadas somente ao lado norte onde se desenvolve a bacia do Rio do Peixe, sendo que o lado sul exibe uma declividade bem menor onde se desenvolve a bacia do Rio Paranapanema (Figura 92).

Na região de Presidente Prudente, porção oeste da área de estudo, a declividade exibe valores intermediários na área de ocorrência de morrotes alongados e espigões e colinas médias que são associados a menor espessura de depósitos colúvio-eluviais, e a superfície de aplainamento III. Regiões com declividade menor que 5° ocupam a maior parte da área, associada a superfície de aplainamento II e a colinas amplas associadas a depósitos colúvio-eluviais mais espessos (Figura 93).

O vale do Rio do Peixe é bem delimitado por zonas de maior declividade, demonstrando o entalhamento vertical em suas bordas e a sua forma retilínea, na direção NO-SE, e a simetria que os rios distributários exibem, na direção preferencial N-S e NNE-SSO. Na porção mais baixa do vale do Rio do Peixe, as declividades diminuem drasticamente em uma região mais plana, associada a superfície de aplainamento IV.

Figura 90: Mapa de declividade da área de estudos.

Figura 91: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo.

- I) Detalhe da fotomontagem do Planalto de Marília na região da cidade de Marília do item (A) da Figura 89. Em (A) temos o bairro Nova Marília, município de Marília, e em (B) notar a drenagem que está escavando os terraços entulhados.
- II) Foto tirada sobre o Planalto de Marília que mostra o bairro de Nova Marília (A) e o vale entulhado do Rio do Peixe que atualmente está sendo escavado (B).

Figura 92: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo.

- I) Fotomontagem do Planalto de Marília onde pode se observar o espigão orientado na direção NNO-SSE e a região dos interflúvios. Foto tirada do Ponto 65 na direção NE.
- II) Fotomontagem do Planalto de Marília na região do espigão orientado segundo NO-SE entre as cidades de Oriente e Marília. Foto tirada no Ponto 85 na direção SE.
- III) Fotomontagem obtida sobre o Planalto de Marília, no mesmo Ponto do item anterior (B) na direção N, que mostra as colinas amplas desenvolvidas sobre espessos depósitos colúvio-eluviais.
- IV) Fotomontagem do espigão E-O na região de Echaporã que é o divisor entre as bacias do Rio do Peixe e Paranapanema. Notar que a declividade não é abrupta, como na escarpa da região da cidade de Marília. Foto tirada no Ponto 118, na direção N.

Figura 93: Fotos de feições geomorfológicas da área de estudo.

- I) Fotomontagem da região de colinas amplas que estão associadas à espessa cobertura colúvio-eluvial. Notar o Rio do Peixe, indicado pela flecha, que está escavando esses depósitos e os terraços altos que ocorrem no Ponto 119. Foto tirada nas proximidades do Ponto 119 em direção N.
- II) Fotomontagem que mostra região de colinas amplas bem aplainadas, de declividade baixa que ocorre na região do Ponto 53.
- III) Foto da região de Ponto 16, onde se pode observar colinas amplas que ocorrem no extremo SO da área de estudo.

4.3.1.3 Mapa de orientação de vertentes

No mapa de orientação de vertentes (Figura 94) podemos diferenciar duas regiões com características diferentes:

- 1) região de ocorrência de maior espessura dos depósitos colúvio-eluviais: as encostas apresentam maior tamanho em área, com direções diferentes, associadas a menor declividade. Esta região está associada com colinas amplas e a superfície de aplainamento II. Provavelmente as vertentes assumem este comportamento homogêneo devido a presença de depósitos colúvio-eluviais espessos e bem desenvolvidos que ocorrem nesta região.
- 2) região do extremo oeste e leste da área de estudo: as encostas apresentam menor tamanho em área e tem diversas direções. Estas regiões estão associadas com a superfície de aplainamento III, que exibe maiores declividades, associados a depósitos colúvio-eluviais menos desenvolvidos, com menor espessura e expressão morfológica.

Figura 94: Mapa de orientação de vertentes da área de estudos.

4.3.1.4 Mapa de densidade de drenagem

O mapa de densidade de drenagem (Figura 95) exhibe anomalias de baixa e alta densidade de drenagem e podemos subdividir a área de estudo em quatro blocos:

- 1) região do Planalto de Marília: exhibe a zona de maiores densidades de drenagem da área de estudo (10 a 43 pontos por célula), com porções de máximo associadas a escarpas festonadas e morrotes alongados e espigões;
- 2) região de ocorrência de maior espessura dos depósitos colúvio-eluviais: zona de baixa densidade de drenagem em colinas amplas (0 a 10 pontos por célula), associadas a maior porção da superfície de aplainamento II. Provavelmente está associada com regiões que apresentam maior porosidade.
- 3) região oeste e noroeste da área de estudo: exhibe alta densidade, mas com valores mais baixos que a região do Planalto de Marília (33 a 13 pontos por célula), associados a colinas médias e morrotes alongados e espigões delimitados por estruturas N-S e NE-SO, associados à superfície de aplainamento III.
- 4) pequena região associada ao baixo vale do Rio do Peixe: exhibe baixa densidade e está associada à superfície de aplainamento IV, em região de extensos terraços atuais.

4.3.1.5 Mapa de rugosidade do relevo

No mapa de rugosidade do relevo (Figura 96) podemos observar que a área apresenta, em maior parte, baixos valores de rugosidade, entre 1 e 1.004. As porções de maior rugosidade estão associadas aos limites das superfícies de aplainamento II e I e do Planalto de Marília (1.004 a 1.032).

No geral as superfícies de aplainamento I, II e IV (1 a 1.002) exibem menor rugosidade (do que a superfície de aplainamento III (1 a 1.006)).

A expressão morfológica da presença de depósitos colúvio-eluviais bem desenvolvidos nas superfícies I e II pode ser verificada como rugosidade baixa em relação a outras regiões, sempre associados a área de ocorrência de colinas amplas. Pode-se notar que as regiões com baixa densidade (Figura 95) sempre estão associadas a áreas de menor rugosidade (Figura 96).

Na região de Presidente Prudente, porção oeste da área de estudo, a rugosidade exhibe valores intermediários associados a morrotes alongados e espigões. Essa rugosidade pode ser muito bem observada na Figura 86, e está associada a superfície de aplainamento III.

Figura 95: Mapa de densidade de drenagem da área de estudos.

Figura 96: Mapa de rugosidade do relevo da área de estudos.

4.3.2 Condicionantes do relevo

A partir da análise dos dados morfométricos podem ser observadas na área de estudo regiões com o predomínio dos processos de morfogênese e de pedogênese, com depósitos colúvio-eluviais bem desenvolvidos. As feições geomorfológicas estão relacionadas ao comportamento do escoamento superficial por diferenças litológicas e de direções preferenciais de lineamentos. A ocorrência de diferentes unidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral, espessas coberturas colúvio-eluviais e estruturas tectônicas presentes nas unidades são responsáveis pela variação e compartimentação do relevo em escala regional. As camadas sedimentares da Formação Marília deram origem a relevos cuestiformes devidos a rochas mais resistentes, com morrotes-testemunho e espigões alongados de direção E-O.

Toda a área é coberta por uma rede de drenagem organizada, em geral dendrítica, notando-se um controle estrutural ligado a juntas tectônicas e a corpos litológicos mais resistentes ao intemperismo e erosão, sendo que alguns canais principais estão estabelecidos em lineamentos estruturais, pelos padrões de vale retilíneos. Os rios do Peixe e Aguapeí adotam padrão meandrante em vale encaixado, e juntamente com os afluentes, esses rios assumem padrão subdendrítico. Onde a cobertura cenozóica é mais espessa, porosa e permeável, a densidade da drenagem é mais baixa, porque deve predominar o processo de infiltração de águas pluviais.

De forma geral podemos apontar aspectos importantes detectados através das análises geomorfológicas regionais, que dizem respeito aos depósitos cenozóicos:

- as feições de colinas amplas que ocupa a maior porção da área de estudo estão associadas a maior espessura de depósitos colúvio-eluviais. A composição granulométrica desses depósitos que ocorrem nas colinas amplas é diferente dos depósitos que ocorrem sobre as outras unidades geomorfológicas: apresentam menor porcentagem da distribuição fina (silte e argila) e maior porcentagem de areia fina. Essa composição diferente deve mudar algumas propriedades físicas, como permeabilidade e porosidade, refletindo na geomorfologia da região a erosão diferencial.
- nas regiões onde a espessura de depósito colúvio-eluviais é menor, a expressão morfológica é diferente exibindo textura relacionada às rochas do Grupo Bauru e as estruturas tectônicas presentes.

Quanto às superfícies de aplainamento, podemos inferir algumas conclusões com o auxílio das datações por TL e LOE dos depósitos que ocorrem sobre essas superfícies (Figura

97). Temos idade de sedimentos na superfície I de 33.100 ± 2.700 a 910.800 ± 72.900 anos, superfície II de 10.000 ± 1.200 a 373.600 ± 29.900 anos, superfície III de 9.100 ± 700 a $1.188.000 \pm 130.000$ anos. Dessa forma, podemos observar que ocorreram vários ciclos de deposição dos sedimentos durante a formação das superfícies de aplainamento e que essas superfícies continuaram a serem moldadas concomitantemente ao longo do tempo. A presença de depósitos antigos em superfícies mais novas pode ser explicada pelo fato do sedimento não ter sido exposto à luz solar ou intemperismo intenso, por um certo período de tempo para que ocorresse a saturação.

Figura 97: Idades obtidas por TL e LOE de depósitos colúvio-eluviais e aluviais que ocorrem sobre as superfícies de aplainamento identificadas.

No Ponto 81 ocorre um terraço alto que está situado atualmente 10 m acima da drenagem atual e indicou idade de deposição para este depósito aluvial de 349.800 ± 28.200 anos. Podemos calcular que a drenagem escavou 1 m a cada 35.000 anos, levando em conta que nos últimos 350.000 anos ocorreram variações climáticas significativas e provavelmente ocorreu estabilidade tectônica, para este segmento do Planalto de Marília. Se assumirmos que o topo da superfície de aplainamento ocorre a 700 m e a drenagem atual está a 420 m, temos uma diferença de 280 m que poderia ser escavado no máximo em 9.8 Ma. Mas pelas oscilações climáticas que ocorreram durante todo o cenozóico e a tectônica observada por RICCOMINI (1995) no Planalto de Marília, esse valor provavelmente deve ser menor, e podemos assumir que os depósitos colúvio-eluviais e a superfície de aplainamento I, provavelmente começaram a ser formados no final do período Terciário.

5. CONCLUSÕES

Foram identificados eventos erosivos e deposicionais relacionados a possíveis mudanças climáticas locais ou tectônica ativa na área de estudos. Durante o Cenozóico ocorreram pulsos de erosão e sedimentação de depósitos coluviais, colúvio-eluviais e aluviais, intercalados com o desenvolvimento de solos, sobre rochas do Grupo Bauru e Formação Serra Geral. Estes ciclos poderiam estar ligados a oscilações climáticas, que causaram mudanças de níveis de base com conseqüentes transformações do relevo, podendo estar ou não estar associadas a atividades tectônicas.

O seguinte quadro cronológico pode ser proposto, como uma das mais importantes conclusões deste trabalho, para explicar a possível evolução geológica cenozóica da área de estudo:

- 1) Subseqüente ao fecho da sedimentação na “Bacia Bauru” no fim da Era Mesozóica, segundo RICCOMINI (1997), teria ocorrido atividade tectônica deformadora da Bacia do Paraná. A julgar pela completa lacuna de sedimentação desde o término de deposição do Grupo Bauru, que se estende por todo o Período Terciário na área estudada, teria atuado tectônica de intenso soerguimento, com conseqüente remoção de quaisquer registros sedimentares deste período.
- 2) STEVAUX (1993) baseou-se em assertativas não-datadas em termos absolutos e admitiu que o início de escavação do vale da bacia hidrográfica do Rio Paraná teria se iniciado no início do Quaternário . A idade TL de $1.188.000 \pm 130.000$ anos, obtida em depósitos colúvio-eluvial suprabasáltico nas cercanias da área de estudo (amostra 50), provavelmente vem corroborar a idéia daquele autor.
- 3) Ainda, segundo STEVAUX (op. cit.) no início do Quaternário o paleoclima reinante teria sido bem mais seco que atualmente e este fato teria propiciado a formação da superfície I (mais antiga) de aplainamento. Além disso, o mesmo paleoclima teria favorecido a intensificação da colúviação do manto de intemperismo previamente instalado sobre as rochas sedimentares do Grupo Bauru.
- 4) Entre 1.200.000 e 400.000 anos poderia ter ocorrido a instalação dos principais afluentes do Rio Paraná, que na área de estudos são representadas pelos rios Paranapanema, do Peixe e Aguapeí. Neste intervalo de tempo a superfície I foi intensamente dissecada e reafeiçoada, mais ainda hoje se acha representada pelo Planalto de Marília. Este é representado por morros-testemunho preservados pela maior resistência ao intemperismo e erosão, em função da intensa cimentação carbonática (SUGUIO *et. al.* 1975).

5) Várias oscilações paleoclimáticas, acompanhadas de remodelamento do relevo, com alargamento de vales, possibilitaram o início de formação da superfície II. Entre 400.000 e 120.000 anos o Planalto de Marília havia, provavelmente, adquirido a configuração atual, tendo iniciado a formação da superfície III.

6) Entre 120.000 e 10.000 anos, ocorreu a implantação definitiva da superfície III. No fim do Pleistoceno iniciou-se a instalação da superfície IV, associada aos terraços dos rios do Peixe e Aguapeí, que continua até os nossos dias. Atualmente, o clima mais úmido e a eliminação da cobertura vegetal da área favorecem mais a erosão na área de estudos.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A.N. (1969) Os baixos chapadões do oeste paulista. *Geomorfologia*, São Paulo, Instituto de Geografia - USP.vol. 17, p. 1 – 8.
- AITKEN, M. J. (1985) *Thermoluminescence Dating*. London, Academic Press. 351p.
- ALEXANDER, T.L. & CADY, J.G. (1962) *Genesis and hardening of laterite in soils*. Washington D.C., United States Department of Agriculture. 90 p. (Technical Bulletin n. 1282).
- ALMEIDA, F.F.M. de. (1964). Geologia do Estado de São Paulo. *Instituto Geográfico. e Geológico.*, São Paulo, IG, vol. 41, p. 169 - 263.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. (1976) The upper precambrian of South América. *Boletim IG*, São Paulo, IG, vol. 7, p. 45 – 80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, H.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. (1981a) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT, vol. I. 126 p. (Publicação no. 1184) (escala 1:500.000).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, H.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. (1981b) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500 000*. São Paulo, IPT, vol. II (Publicação no. 1184).
- ARAÚJO FILHO, J.R. & AB'SÁBER, A.N. (1969) A região de Marília: notas geomorfológicas. *Geomorfologia*. São Paulo, Instituto de Geografia/USP, vol. 14, p. 2 - 6.
- ARID, F.M. (1970) A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. *Resumos das Conferências e Comunicações*. Brasília, SBG, p. 373 - 377.
- ARID, F.M. (1972) Teste de SAHU aplicado ao estudo dos sedimentos da Formação Bauru (Ks). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. *Resumos das Conferências e Comunicações*. Belém, SBG, seções técnicas, p. 116.
- BEAUVAIS, A.; BOEGLIN, J.L.; COLIN, F.; MAZALTARIM, D.; MULLER, J.C. (1990) Geochemical evolution and degeneration of ferricretes under a humid tropical climate in the east of Central African Republic. *Chemical Geology*, Amsterdam, Elsevier, vol. 87, p. 25 - 26.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. (1965) Contribution to the study of the Brazilian quaternary. In: WRIGHT Jr, H.E. & FREY, D.G. *International studies on the Quaternary*. Geological Society of America, vol. 84, p. 443 – 451 (Special Paper).

- BIGARELLA, J.J. (1974) Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. *Catena*, Amsterdã, Elsevier, vol. 1, p. 107 - 152.
- 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, Mina Gerais, Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, Paris, Gauthier-Villars, vol. 320, p. 287 - 2948 (Série IIa).
- BOURMAN, R.P. (1993) Modes of ferricrete genesis: evidence from southeastern Australia. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, Berlin, Stuttgart, vol. 37, p. 77 - 101.
- BREWER, R. (1976) *Fabric and mineral analysis in soils*. New York, Robert E. Krieger. 482 p.
- BURROUGH, P.A. & McDONNELL, R.A. (2000) *Principles of geographical information systems*. New York, Oxford University. 333 p.
- CARVALHO, A. (1976) *Solos da região de Marília. Relações entre a pedogênese e a evolução do relevo*. São Paulo, 163 p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.
- CARVER, R.E. (1971) *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley - Interscience. 653 p.
- CHAVEZ JR., P.S.; SIDES, S.C.; ANDERSON, J.A. (1991) Comparison of three different methods to merge multiresolution and multispectral data: Landsat TM and SPOT Panchromatic. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Washington DC, American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 57, n. 3, p. 295 - 303.
- CHAYES, F. (1956) *Petrographic modal analysis*. New York, John Wiley & Sons. 113 p.
- COELHO, M.R. (1998) *Caracterização e gênese de ferricretes desenvolvidos do arenito Bauru, Formação Adamantina (Ka), no município de Pindorama (SP)*. Piracicaba, 223 p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agronomia, Universidade de São Paulo.
- COIMBRA, A.M. (1976) *Arenitos da Formação Bauru: Estudos de áreas-fonte*. São Paulo, vol I, 63 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- COIMBRA, A.M. & FERNANDES, L.A. (1994) A paleogeografia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). In: CONGRESSO ARGENTINO PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 6., Trelew, 1994. *Actas*, Trelew, Museo Paleontológico Egidio Feruglio, p. 85 - 90.

- COUTINHO, J.M.V. & COIMBRA, A. (1974) Os pesados do Barreiras na Costa Oriental Brasileira: estudos de áreas-fonte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1972. *Anais*. Porto Alegre, SBG, p. 27 - 41.
- COUTINHO, J.M.V.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G. (1982). Lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. *Actas*. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, v. 2, p. 185 - 195.
- COUTO, C. de P. (1973) Edentados fósseis de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, vol. 45, n. 2, p. 268 - 271.
- CRÓSTA, A.P. (1993) *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Campinas, UNICAMP. 170p.
- CUNHA, F.L. de S. & SUAREZ, J.M. (1981) Observações geológicas e paleontológicas sobre o horizonte fossilífero pleistocênicos de Álvares Machado, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, vol. 53, n. 3, p. 634.
- DURY, G.H. (1969) *Perspectives on geomorphic processes*. Washington, Association of American Geographers, n. 3, 56 p. (Resource Paper).
- ETCHEBEHERE, M.L. (2000) *Terraços neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. Rio Claro, 264 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Estado de São Paulo.
- ETCHEBEHERE, M.L. & SAAD, A.R. (1999) *Relação declividade/extensão de curso (RDE) aplicada à detecção de deformações neotectônicas regionais na Bacia Hidrográfica do Rio do Peixe, SP*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., São Pedro, 1999. *Resumos*. São Pedro, SBG/UNESP, p. 93.
- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FÚLFARO, V.J. (1999) *Neotectônica no Vale do Rio do Peixe, SP - Evidências de deformação em sedimentos neoceno-zóicos*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., São Pedro, 1999. *Resumos*. São Pedro, SBG/UNESP, p. 94.
- FERNANDES, L.A. (1992). *A cobertura cretácica suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá*. São Paulo, 129 p. Mestrado (Dissertação) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FERNANDES, L.A. (1998). *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. São Paulo, 232 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. (1996) A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, vol. 68, p. 195-205.
- FOLK, R. L. & WARD, W. (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, Tulsa, Allen Press, vol. 27, p. 3 - 26.
- FREITAS, R.O. (1955) Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*. São Paulo, FFLCH - USP, vol. 14, n. 194, 185 p.
- FRIEDMAN, G.M. (1958). Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. *Journal of Geology*, Chicago, University of Chicago, vol. 66, p. 394-416.
- FRIEDMAN, G.M. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary. Petrology* Tulsa, Society of Sedimentary Geology, vol. 31, p. 514 - 524.
- FRIEDMAN, G.M. (1967) Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary. Petrology*. Tulsa, Society of Sedimentary Geology, vol. 37, p. 327 - 353.
- FRIEDMAN, G.M. & JOHNSON , K.G. (1982) *Exercises in Sedimentology*. New York, Wiley. 208p.
- FRYE, J.C. & WILLMAN, H.B. (1962) Morphostratigraphic units and Pleistocene stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, AAPG, vol. 60, p. 777 - 786.
- FÚLFARO, V.J. & SUGUIO, K. (1974) O cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. São Paulo, SBG, v. 3, p. 91 - 102.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, S.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. (1982) Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SBG, vol. 12, p. 590 - 611.
- FÚLFARO, V.J. & BJORNBERG, A. J. S. (1993) Geologia. In: CINTRA, J.C.A. & ALBIERO, J.H. *Solos do interior de São Paulo*. São Paulo, ABMS/USP. p. 1 - 42.
- FÚLFARO, V.J.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; PERINOTTO, J.A.J.; SAAD, A.R. (1999). Santo Anastácio: um geossolo cretácico na Bacia Caiuá. In: SIMPOSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5., Serra Negra, 1999. *Boletim*. Serra Negra, UNESP, p. 125 - 130.

- GALEHOUSE, J.S. (1971) Sedimentation analysis. In: CARVER, R.E. *Procedures in sedimentary petrology*. New York, Wiley-Interscience, p. 69-94.
- GASPARETTO, N. V. L. (1999) *As formações superficiais do noroeste do Paraná e sua relação com o arenito caiuá*. São Paulo, 172 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- GODOY, M.C.T.F.de (1989) *Mapeamento geotécnico preliminar da região urbana de Presidente Prudente – SP (escala 1/25.000)*. São Carlos, vol. 1, 108 p. Dissertação (Mestrado) – Escola Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. da (1996) *Geomorfologia e meio ambiente*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 394 p.
- HENRIQUES, D.D.R. (1992) *Fósseis de Lestodon gervais, 1855 (edentata, mylodontidae) da coleção de paleovertebrados do Museu Nacional/UFRJ: estudo morfológico e comparativo*. Rio de Janeiro, 181 p. Dissertação (Mestrado) – Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- HOBSON, R.D. (1972) Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R.J. *Spatial analysis in geomorphology*. New York, Harper & Row, p. 222 - 245.
- JENKINS, R. & SNYDER, R.L. (1996). *Introduction to X-ray power diffractometry*. New York, John Wiley & Sons. 400 p.
- KING, L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, IBGE, vol. 2, p. 3 - 48.
- LANDIM, P.M.B.; SOARES, P.C.; FÚLFARO, V.J. (1974) Cenozoic deposits in south-central Brazil and the engineering geology. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE IAEG, 2., São Paulo, 1974. *Proceedings*. São Paulo, Balkema, v. 1, p. 7.
- LARSONNEUR, C. (1977) La cartographie de dépôts meubles sur le plateau continentale français: méthode mise au point et utilisée en Manche. *J. Rech. Océanogr.*, vol. 2, p. 34 - 39.
- LEPSCH, I.F. (1977). Superfícies geomorfológicas e depósitos cenozóicos em Echaporã, SP., *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, AGB, vol. 53, p. 5 - 34.
- LIBBY, W.F. (1955). *Radicarbon dating*. Chicago, University of Chicago. 175 p.
- LIMA, S.F.; SILVA FILHO, W.F. DA; PINHEIRO, R.D.; GREIRE, G.S.S.; MAIA, L.P.; MONTEIRO, L.H.U. (1999) ANASED – programa de análise, classificação e arquivamento de parâmetros sedimentológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA ABEQUA, 7., Porto Seguro, 1999. *Anais*. Porto Seguro, ABEQUA.

- McFARLANE, M.J. (1983) Laterites. In: GOUDIE, A.S. & PYE, K. *Chemical Sediments and Geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*. London, Academic Press, 7 – 58.
- McMANUS, J. (1988) Grain size determination and interpretation. In: TUCKER, M. *Techniques in Sedimentology*. Cambridge, Blackwell Scientific, p. 63 - 85.
- MELO, M.S. de & PONÇANO, W.L. (1983) *Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT. 75 p. (Série Monografias nº 1394).
- MELO, M.S. de (1995) *A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica paulista*. São Paulo, 144 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MIKLOS, A.A.W. (1992) *Byodinamique d'une couverture pédologique dans la région de Botucatu (Brésil – SP)*. Paris, 247 p. Tese (Doutorado) - Univ. Paris.
- MILANI, E.J. (1997) *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, 255 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILANI, E.J. & RAMOS, V.A. (1998) Orogenias paleozóicas do domínio sul-oriental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SBG, vol. 28, n. 4, p. 473 - 484.
- MULLER, J.P. & BOCQUIER, G. (1986) Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic ferruginous nodules: mineralogical and microstructural transformations. *Geoderma*, Amsterdam, Elsevier, vol. 37, n. 2, p. 113 - 136.
- NAHON, D. (1986) Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: COLMAN, S.M.; DETHIER, D.P. *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*. New York, Academic Press, p. 169-191.
- OLIVEIRA, J.B. DE; CAMARGO, M.N.; ROSSI, M.; CALDERANO FILHO, B. (1999a) *Mapa pedológico do Estado de São Paulo: legenda expandida*. Campinas, Instituto Agronômico. 64 p.
- OLIVEIRA, J.B. DE; CAMARGO, M.N.; ROSSI, M.; CALDERANO FILHO, B. (1999b) *Mapa pedológico do Estado de São Paulo*. Campinas, Instituto Agronômico. (escala 1: 500.000).
- OLIVEIRA, E.B.P.M. de (2000) *Manual para elaboração de teses e dissertações*. São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 53 p.
- PAISANI, J.C. (2001) Estrutura de dissipação: uma revisão conceitual. Porto Alegre, *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, UFRGS, vol. 28, n. 2, p. 133 - 140.

- PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TORNENQ, J. (1970) *Le minéraux em grains*. Paris, Masson et Cie. 580 p.
- PEARSON, E.S. & HARTLEY, H.O. (1958) *Biometrika table for estatisticians*. Cambridge, Cambridge University.
- PELLERIN, J. & QUEIROZ NETO, J.P. (1992) Morfogênese e pedogênese no Córrego da Invernada (Marília, SP). In: CONGRESSO DA ABEQUA, 3., Belo Horizonte, 1992. *Anais*. Belo Horizonte, ABEQUA, p. 111 - 120.
- PENTEADO, M.M. & RANZANI, G. (1973) Problemas geomorfológicos relacionados a gênese dos solos podzolizados, Marília. *Sedimentologia e Pedologia*, São Paulo, FFLCH - USP, vol. 6, p. 1 - 23.
- PEUKER, T.K.; FOWLER, R.J.; LITTLE, J.J.; MARK, D.M. (1978) The triangulated irregular network. In: AMERICAN CONGRESS ON SURVEY AND MAPPING - PROC. OF THE DTM SYMPOSIUM, 5., St. Louis, 1978. *Proceedings*, Falls Church, ASF, p. 24 - 31.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, Y.; OJEDA, H.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. (1987) Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SBG, vol. 16, p. 372 - 376.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. DE; PRANDINI, F.L. (1981a) *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT, vol. I - Nota explicativa, 94 p. (Publicação no. 1183).
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. DE; PRANDINI, F.L. (1981b) *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT, vol. II (Publicação no. 1183). (escala 1:1.000.000).
- POPP, J.H. & BIGARELLA, J.J. (1975) Formações cenozóicas do noroeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, vol. 47, p. 465-472 (Suplemento).
- QUEIROZ NETO, J.P.; JOUNAUX, A.; PELLERIN, J.; CARVALHO, A. (1977) Formações superficiais da região de Marília, SP. *Sedimentologia e Pedologia*, São Paulo, IGEOC - USP, vol. 31, p. 1 - 28.
- QUEIROZ NETO, J.P. & JOUNAUX, A. (1978) Carta geomorfológica do Vale do Rio do Peixe em Marília, SP. *Sedimentologia e Pedologia*, São Paulo, IGEOC - USP, vol. 10, p. 1 - 20.
- REGO, L.F.M. (1932) *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese*. São Paulo, Limitada, 28 p.

- REGO, L.F.M. (1946) Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, FIBGE, vol. 37, p.9 - 17.
- RENNE, P.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. (1992). The age of Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, Washington D.C., American for the Advancement of Science, vol. 258, p. 975 - 979.
- RICCOMINI, C. (1995) *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 100 p. Tese (Livres-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI, C. (1997) Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SBG, vol. 27, n. 2, p. 153 - 162.
- RITTENHOUSE, G. (1943) Transportation and deposition of heavy minerals. *Geological Society of America Bulletin*, Washington, Geological Society of America, vol. 54, p. 1725-1780.
- ROQUIM, C. (1990) Element distribution patterns in laterites of southern Mali: consequence for geochemical prospecting and mineral exploration. *Applied Geochemistry*, Oxford, Pergamon, vol. 5, p. 303-315.
- ROSS, J.L.S. & MOROZ, I.C. (1997) *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, FFLCH – IPT – FAPESP, 64p (escala 1: 500.000).
- SAHU, B.K. (1964) Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*. Tulsa, Society of Sedimentary Geology, vol. 34, p. 73 - 83.
- SCHEEL, 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 depósitos e origem do fogo e proposta de estudos antracológicos. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 4., Niterói, 1995. *Anais*. Niterói, ABEQUA, p. 169 - 175.
- SHEPARD, L.R. (1954) Nomenclature base on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Society of Sedimentary Geology, vol. 24, n. 3, p. 151 - 158.
- STEVAUX, J.C. (1993) *O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária de seu curso superior (região de Porto Rico, PR)*. São Paulo, 242 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SUAREZ, J.M. (1976) Contribuição à geologia do extremo oeste do estado de São Paulo – parte 2. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, vol. 34, n. 248, p. 119 - 1555.

- SUAREZ, J.M. (1991) A localização das cidades no extremo oeste do Estado de São Paulo (Brasil) e seus problemas. In: *Encuentro de Geógrafos de América Latina*, 3., Toluca, 1982. *Memória*. Toluca, v. 4, p. 323 - 336.
- SUGUIO, K. (1973) *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, EDUSP -Edgard Blücher. 317p.
- SUGUIO, K. (1980) *Rochas sedimentares: propriedades, gênese e importância econômica*. São Paulo, EDUSP - Edgard Blücher. 500p.
- SUGUIO, K.; BERENHOLC, M. & SALATI, E. (1975) Composição química e isotópica dos calcários e ambientes de sedimentação da Formação Bauru. *Boletim IG*, São Paulo, IGC-USP, vol. 6, p. 55 - 75.
- SUGUIO, K. & COIMBRA, A.M. (1976) Estudo sedimentológico das “bandas onduladas” de solos da Formação Bauru na área balizada pelas cidades de Osvaldo Cruz - Rancharia e Tupã, Estado de São Paulo. *Boletim IG*, São Paulo, IGC-USP, vol. 7, p. 27 - 38.
- VIEIRA DE CARVALHO, A.M. (1952) Ocorrência de *Lestodon trigonidens* na mamalofauna de Álvares Machado. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências*, São Paulo, USP, vol. 34, n. 7, p. 43-54.
- WENTWORTH, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Society of Sedimentary Geology, vol. 30, p. 377 - 392.
- WINTLE, A. G. & HUNTLEY, D. J. (1980) Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, National Research Council of Canada, vol. 17, p. 348 - 360.
- ZÁLAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, S.I.; APPI, T.V.; ZANOTO, A.O. (1990) *Bacia do Paraná*. In: GABAGLIA, R. & MILANI, E.J. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás. 415 p.

ANEXOS

ANEXO 1: Mapa de pontos.

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS (IBGE 1974)

SANTO ANASTÁCIO S1-23-4-4-1	ALFREDO MARCONDES S1-23-4-4-2	MARILIA S1-23-4-4-3	OSVALDO CRUZ S1-23-4-4-4	TUPA S1-23-4-4-5	PARANÁ S1-23-4-4-6	QUEIROZ S1-23-4-4-7	GETULINA S1-23-4-4-8
ALFREDO MARCONDES S1-23-4-4-1	PRESIDENTE PRUDENTE S1-23-4-4-2	PIRAPÓZINHO S1-23-4-4-3	RANCHARIA S1-23-4-4-4	OUATÁ S1-23-4-4-5	HERCULANDA S1-23-4-4-6	POMPEIA S1-23-4-4-7	MARILIA S1-23-4-4-8
TARABAI S1-23-4-4-1	PIRAPÓZINHO S1-23-4-4-2	SERGIANO DE JAGUARI S1-23-4-4-3	JOÃO BASILIO S1-23-4-4-4	PARAGUACU PAULISTA S1-23-4-4-5	LUTECIA S1-23-4-4-6	ESCARVA S1-23-4-4-7	ALVINEÁNDIA S1-23-4-4-8

ÁREA DE ESTUDOS

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCER 9' ANUALMENTE

escala 1:200.000

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS
NO ESTADO DE SÃO PAULO

BASE PLANI-ALTIMÉTRICA: IBGE 1974
Levantamento estereofotogramétrico
topográfico regular, Aerofotografias - 1965;
apoio suplementar e remobilização executado
em 1973.

LEGENDA

CONVENÇÕES	ESTRADAS DE RODAGEM	ESTRADAS-DE-FERRO	LOCALIDADES
drenagem	estrada com pavimentação	bitola normal - via simples	MARÍLIA cidade
ponto descrito	estrada sem pavimentação		Varpa vila
ponto com datação por LOE e TL e idade obtida em anos			
ponto com datação por radiocarbono e idade obtida em anos antes do presente, sendo o presente 1950			

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

ANEXO I - MAPA DE PONTOS

SALLUN, A. E. M. 2003. *Depósitos cenozóicos da região entre Marília e Presidente Prudente (SP)*. São Paulo, 171 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

ANEXO 2: Quadro de resumo dos afloramentos descritos em trabalhos de campo.

PONTO	COORDENADAS Longitude/Latitude	DATAÇÃO TL/LOE (anos)	LITOLOGIA	ANALISE GRANULOMÉTRICA	DATAÇÃO ¹⁴ C (anos AP)	ANÁLISE QUÍMICA
01	597867/7521884		Form. Marília			
02	590911/7521230		Colúvio-eluvial			
03	590982/7521141		Form. Adamantina			
04	591504/7521160	123.500±15.000 125.500±15.500	Colúvio-eluvial			
05	556835/7526885	65.100±5.200	Aluvial	X		
06	531932/7536238	83.400±10.300	Colúvio-eluvial	X		
07	530921/7538748		Form. Adamantina	X		
08	508391/7541255	316.000±40.000	Colúvio-eluvial	X		
09	482969/7552423	289.500±36.500	Colúvio-eluvial	X		
10	481596/7553319		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
11	449767/7559425	18.100±2.300 20.000±2.500	Colúvio-eluvial	X		
12	447554/7558168		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X		
13	444733/7556142		Colúvio-eluvial Form. Adamantina			
14	462226/7535556	203.500±20.000	Colúvio-eluvial	X		
15	467350/7523977		Colúvio-eluvial	X		
16	465017/7513285	42.100±4.500	Coluvial	X	6.220±70	
17	445941/7545758		Form. Adamantina			
18	446679/7553148		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
19	423386/7574554	32.300±4.000	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
20	457208/7582126		Colúvio-eluvial	X		
21	463297/7585416		Coluvial (Ad.)	X		X
22	465515/7588291		Colúvio-eluvial Form. Adamantina			
23	467351/7566518		Colúvio-eluvial	X		

24	478358/7577434		Colúvio-eluvial	X		
25	479513/7585757	12.700±1.500	Coluvial Aluvial	X		
26	479553/7586374		Aluvial			
27	507776/7593446	10.000±1.200	Coluvial	X	530±60	
28	505599/7575955	54.000±6.500	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
29	508866/7570636		Colúvio-eluvial Grupo Bauru	X		
30	507062/7572526		Formação Serra Geral			
31	498647/7567007	156.600±17.000	Colúvio-eluvial	X		
32	527749/7572680		Colúvio-eluvial	X		
33	520809/7590304		Colúvio-eluvial	X		
34	534649/7586012		Colúvio-eluvial	X		
35	536413/7587603	20.700±2.500	Colúvio-eluvial			
36	575339/7594445		Colúvio-eluvial	X		
37	596849/7589025		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
38	613447/7586121		Colúvio-eluvial	X		
39	613390/7558736		Form. Adamantina			
40	607721/7549970		Colúvio-eluvial	X		
41	591619/7551289		Colúvio-eluvial	X		
42	556537/7577964		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X		
43	575578/7584078	50.200±5.000	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
44	589614/7571497		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
45	590113/7568281	73.000±8.000	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
46	563349/7557597		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
47	544897/7528725		Colúvio-eluvial	X		
48	544482/7511382	39.900±4.500	Colúvio-eluvial Formação Serra Geral	X		X

49	577320/7513223		Colúvio-eluvial	X		
50	506188/7514632	1.188.000±130.000	Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X		
51	500040/7517652		Colúvio-eluvial	X		
52	504331/7531238		Colúvio-eluvial	X		
53	490216/7524606		Colúvio-eluvial	X		
54	469214/7537460		Colúvio-eluvial	X		
55	472571/7547198		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
56	538831/7556603		Aluvial			
57	539163/7556795		Colúvio-eluvial	X		
58	540392/7560076		Aluvial			X
59	543798/7559831	26.700±3.000	Coluvial Form. Adamantina	X X		
60	549275/7572298		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
61	580835/7546879		Colúvio-eluvial	X		
62	577882/7542681		Form. Adamantina			
63	587349/7553857		Coluvial Form. Marília	X X		
64	591474/7537427		Coluvial Form. Adamantina	X X		X
65	598488/7539781		Coluvial Form. Marília	X X		
66	606403/7538308		Colúvio-eluvial Form. Marília	X X		
67	611198/7538892	89.000±10.000	Colúvio-eluvial Form. Marília	X X		X
68	614779/7526568		Colúvio-eluvial Form. Marília	X X		
69	431946/7568066		Aluvial			
70	424689/7557531		Aluvial			
71	444543/7555864		Coluvial Form. Adamantina	X X		X
72	446677/446607		Aluvial		X	

73	551984/7500286		Formação Serra Geral			
74	547553/7496209		Formação Serra Geral			
75	576091/7525954	51.100±4.500	Colúvio-eluvial	X		
76	561241/7522728		Colúvio-eluvial	X		
77	582204/7522428	33.100±2.700	Colúvio-eluvial Form. Marília	X X		
78	587882/7529148		Colúvio-eluvial	X		
79	593432/7534561		Colúvio-eluvial	X		
80	593178/7535834		Aluvial			
81	590565/7539135	349.800±28.000	Aluvial	X		
82	589695/7540337		Colúvio-eluvial	X		
83	591926/7542129		Aluvial			
84	591327/7551652	910.800±72.900	Colúvio-eluvial	X		
85	602203/7550578		Coluvial Form. Marília	X X		
86	606018/7554605		Form. Marília			
87	609420/7559387	130.000±15.000	Colúvio-eluvial Form. Marília	X X		
88	607230/7565412		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
89	604111/7567694		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
90	598103/7569406		Colúvio-eluvial	X		
91	592480/7568463	21.100±1.700	Aluvial	X		
92	587169/7578087		Colúvio-eluvial	X		
93	581976/7585229		Colúvio-eluvial	X		
94	569933/7581307	31.700±2.500	Coluvial	X	7.990±80	
95	562404/7571029		Colúvio-eluvial	X		
96	554957/7571667		Colúvio-eluvial	X		
97	546826/7576101		Colúvio-eluvial	X		
98	528828/7584688		Coluvial	X		
99	517632/7591470		Colúvio-eluvial	X		
100	509708/7588122		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		

101	501208/7582691		Coluvial Form. Adamantina	X X		
102	494561/7581829	57.000±6.000	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
103	490988/7596384		Colúvio-eluvial	X		
104	470988/7596384		Aluvial			
105	470997/7592889	29.900±2.400	Colúvio-eluvial	X	3.410±60	
106	461508/7587826		Colúvio-eluvial	X		
107	458126/7563955		Form. Adamantina			
108	455980/7561523	364.500±40.000	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
109	478435/7554478		Coluvial	X		
110	479416/7566358		Coluvial	X		
111	486227/7561298		Colúvio-eluvial	X		
112	442785/7551870	28.200±3.000	Aluvial			
113	473845/7533616	32.100±2.600	Coluvial	X	2.860±60	
114	510423/7545985	61.500±7.000	Coluvial	X	3.100±60	
115	540172/7578193	228.700±18.300	Colúvio-eluvial	X		
116	534855/7549472	29.400±2.400	Colúvio-eluvial	X		
117	550781/7525714	39.500±3.200	Coluvial	X		
118	583394/7517262		Form. Marília			
119	563394/7545032		Aluvial			
120	563081/7545659		Aluvial			
121	5683364/75563686		Form. Marília			
122	626153/7541644		Form. Marília / Eluvial			
123	624162/7529226		Form. Marília / Eluvial			
124	624671/7539945		Form. Marília / Eluvial			
125	627034/7526183		Form. Marília / Eluvial			
126	638494/7540679		Coluvial			
127	612696/7516961	128.200±10.300	Coluvial	X		
128	613516/7521441		Form. Marília / Eluvial	X		
129	612663/7522864		Form. Marília / Eluvial			
130	610577/7523150		Form. Marília / Eluvial			
131	612123/7525138		Form. Marília / Eluvial	X		
132	608453/7528522		Aluvial			

133	599099/7529468		Form. Marília /Eluvial	X		
134	600362/7532737		Aluvial	X		
135	581612/7531700		Aluvial	X		
136	569727/7527562	24.800±2.000	Coluvial	X	6.600±70	
137	546060/7534147	60.000±4.800	Coluvial	X	4.810±70	
138	549630/7542084	9.100±700	Colúvio-eluvial	X		
139	553159/7549788		Aluvial	X		
140	554240/7557758		Colúvio-eluvial	X		
141	563069/7565685		Colúvio-eluvial	X		
142	559837/7569760	18.100±1.500	Colúvio-eluvial	X		
143	533052/7574776		Colúvio-eluvial	X		
144	525818/7549757	36.400±2.900	Colúvio-eluvial	X		
145	503670/7527682	12.800±1.000	Colúvio-eluvial	X		
146	521552/7531811	373.600±29.900	Eluvial	X		
147	535255/7531165		Coluvial	X		
148	540855/7515482	29.000±2.300	Coluvial	X	7.000±70	
149	485259/7535970		Eluvial/Coluvial	X		
150	485834/7527962	296.600±23.700	Eluvial	X		
151	475640/7551300	184.500±14.800	Eluvial	X		
152	457703/7547620		Form. Adamantina			
153	454231/7540960		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		
154	443656/7530961	132.300±10.600	Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X		
155	452745/7501764		Coluvial Formação Serra Geral			
156	448911/7582023	22.400±1.800	Coluvial Form. Adamantina	X X		X
157	476927/7568788	31.000±2.500	Coluvial Form. Adamantina	X X	8.070±80	X
158	488096/7588244		Coluvial Form. Adamantina	X X		X
159	549081/7581664		Colúvio-eluvial Form. Adamantina	X X		

ANEXO 3: Gráficos dos pontos experimentais e sua extrapolação que forneceram os valores das doses acumuladas (DA) nas amostras datadas por LOE e TL.

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Faculdade de Tecnologia de São Paulo
Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza
VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP