

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA- unesp
CÂMPUS DE RIO CLARO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

**MORFOTECTÔNICA DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA
PAULISTA E CUESTA BASÁLTICA : REGIÕES DE SÃO
CARLOS, RIO CLARO E PIRACICABA, SP.**

Edna Maria Facincani

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós Graduação
em Geociências - Área de Concentração em Geologia Regional, para
obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

2.000

551.8 Facincani, Edna Maria
F141m Morfotectônica da depressão periférica paulista e cuesta ba-
sáltica: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP /
Edna Maria Facincani. --Rio Claro : [s.n.], 2000.
222 f.

Tese (Doutorado) -- Universidade Estadual Paulista, Institu-
to de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales

1. Geologia Estrutural. 2. Neotectônica. 3. Relêvo. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA- unesp
CÂMPUS DE RIO CLARO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

**MORFOTECTÔNICA DA DEPRESSÃO PERIFÉRICA
PAULISTA E CUESTA BASÁLTICA : REGIÕES DE SÃO
CARLOS, RIO CLARO E PIRACICABA, SP.**

Edna Maria Facincani

Orientador: **Prof. Dr. Norberto Morales**

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós Graduação
em Geociências - Área de Concentração em Geologia Regional, para
obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

2.000

Banca Examinadora

Dr. Norberto Morales (Orientador)

Dr. Yociteru Hasui

Dr. Cláudio Coelho de Lima

Dr. Maurício Borges da Silva

DEDICO

Aos meus pais Atilio Facincani (in memorian) e Conceição Lopes Facincani (in memorian), por terem-me concedido a vida e pelos bons momentos compartilhados e eternizados, meu amor e minha eterna gratidão;

Ao meu Mestre Yociteru Hasui pelos seus ensinamentos, que levarei para sempre, agradeço a confiança em mim depositada, minha gratidão, respeito e amor;

Ao Cláudio Coelho de Lima amigo de todas as horas na alegria e dor;

Aos meus irmãos pelo carinho e apoio, mesmo expressados a distância;

Ao Edson Marcos Duran pela sua dedicação e companheirismo;

Aos meus ex-alunos minha gratidão e saudade;

Agradeço o carinho de todas as pessoas que participaram dessa caminhada; obrigada UNESP e a CIDADE DE RIO CLARO pela acolhida.

AGRADECIMENTOS

Desejo aqui expressar minha gratidão às seguintes pessoas e instituições.

- Ao Prof. Dr. Norberto Morales, pela orientação segura, objetiva e principalmente pelo apoio e paciência;
- Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui, pelas discussões fundamentais durante o exame de qualificação, pelos seus ensinamentos e apoio diante dos imprevistos ocorridos na fase de elaboração da tese, minha eterna gratidão;
- Ao Prof. Dr. Mauricio da Silva Borges pelas indispensáveis discussões e apoio;
- A Prof.a Dra. Margarida Maria Penteado, pelas discussões fundamentais, apoio, solidariedade e companheirismo;
- Ao Prof. Dr. Jairo R. Jiménez-Rueda, pelas palavras de conforto e estímulo;
- Ao Prof. Dr. Antônio Gonçalves Pires-Neto pelas sugestões valiosas durante o exame de qualificação;
- Ao Prof. Dr. Hans D. Ebert, pelas discussões fundamentais na elaboração de Modelos Digitais de Terreno (MTD) e solidariedade;
- Aos Profs. Drs. José Alexandre de Jesus Perinotto, Antônio R. Saad, Vicente José Fulfaro, Paulo Milton Barbosa Landim, Joel Carneiro de Castro, José Eduardo Zaine, Maria Juraci Z. Santos, Margarita Torres Moreno e Gilda C. Ferreira (UNESP), João Batista Costa Sena (UFPA) Alloua Saadi e Roberto C. Valadão (UFMG), Claudio Limeira Mello (UFRJ), Jurandir Luciano Sanches Ross (USP), Maria Judite Garcia e Carlos A. Bistrichi (UNG) e Eduardo Salamuni (UFPR), pelo apoio e amizade;
- Aos professores e alunos do Centro Universitário de Aquidauana (CEUA)- Universidade Federal do Mato Sul, dos quais recebi muito apoio e compreensão com destaque: Valter Guimarães, Andre Luiz Pinto, Paulo Jóia, Antônio Fermينو Oliveira (amigão) e Silvia S. Públio, minha gratidão e respeito;
- Aos colegas inestimáveis Cynthia R. Duarte, Luiz Felipe Brandini Ribeiro, Renato Prates Garcia, Alessandro Batezelli, Marcilene dos Santos, Alessandra Corsi, Roberto Ephifânio, Regina de Oliveira, Jorge L. Feola, César Verissimo, Maria Osvalneide Lucena Sousa, Marli Carina Siqueira, Vanderlei Maniesi, Denise de Oliveira e Ana Tereza Nery pelo auxílio nas atividades de campo, escritório e amizade;
- Ao Felipe Rodrigues de Amorim pela boa vontade em duras jornadas de campo;

- Aos Drs. Ilton M. dos Santos e Graziela Osle Ferro pela atenção e apoio permanente;
- As amigas Maria Aparecida Eva Cancian, Ana Beatriz Oliveira, Ana Maria S. L. Fargoni, com carinho especial, pela amizade verdadeira de sempre;
- Aos amigos Antônio Pina, Edival L. da Silva, Paulo Benedito Franceschini, Gilberto Barbosa Cruz (Cabo Cruz), Fábio Abdala e Igor Rossoni pela atenção e estímulo;
- Aos amigos de pós-Graduação das áreas de Geologia Regional e Geociências e Meio Ambiente, pelas colaborações científicas e amizade;
- A Elenice R. Franco e Ademir Franco, meus sobrinhos, pela alegria e companheirismo;
- As bibliotecárias Terezinha Rodrigues e Vera Lorenzon Ferreira pelo apoio e carinho;
- A Universidade Federal do Mato Grosso do Sul e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da Bolsa PICDT– Programa Institucional de Capacitação de Docente e Técnica, pelo apoio para o desenvolvimento desta pesquisa;
- A Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro, através do projeto temático de equipe “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes” (Processo 95/4417-3), coordenado pelo Prof. Dr. Yociteru Hasui;
- A Universidade Estadual Paulista- Câmpus de Rio Claro- Instituto de Geociências e Ciências Exatas obrigada por tudo, meu carinho e respeito;
- A Deus, por tudo.

SUMÁRIO

Índice.....	i
Índice de Tabelas	iv
Índice de Figuras.....	v
Índice de Fotos.....	xiii
Índice de Quadros.....	xvii
Resumo.....	xiii
Abstract.....	xix
1. Introdução.....	1
2. Base Conceitual.....	12
3. Geologia.....	27
4. Geomorfologia	160
5. Morfotectônica e a Evolução da Paisagem.....	224
6. Conclusões.....	231
7. Referências Bibliográficas	233
Anexos	

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 ÁREA DE ESTUDO	2
1.2 OBJETIVOS	2
1.3. METODOLOGIA	4
1.3.1 Coleta e análise das informações bibliográficas	4
1.3.2 Coleta e análise da documentação cartográfica básica	4
1.3.3 Compilação e/ou elaboração de mapas temáticos	5
1.3.4 Levantamento de dados de campo	6
1.3.5 Trabalhos de escritório, envolvendo a elaboração de mapas e de modelo digital de terreno (MDT)	6
1.3.6 Elaboração do modelo digital do terreno (MDT)	7
1.3.7 Integração e Síntese	8
2. BASE CONCEITUAL	9
2.1. Morfoestrutura e Morfotectônica	9
2.1.1 Características Morfológicas de Falhas Transcorrentes, Normais e Inversas	10
2.1.2 Feições geomorfológicas associadas a feições tectônicas ativas	11
2.1.3 Aspectos tectônicos da drenagem	19
3. GEOLOGIA	24
3.1. Quadro Regional	24
3.1.1. Substrato Rochoso	27
3.1.1.1. Grupo Tubarão	27
3.1.1.1.1. Formação Itararé	27
3.1.1.1.2. Formação Tatuí	27
3.1.1.2. Grupo Passa Dois	28
3.1.1.2.1. Formação Irati	28
3.1.1.2.2. Formação Corumbataí	29
3.1.1.3. Grupo São Bento	30
3.1.1.3.1. Formação Pirambóia	30
3.1.1.3.2. Formação Botucatu	31

3.1.1.3.3. Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas.....	32
3.1.1.4. Grupo Bauru.....	33
3.1.1.4.1. Formação Itaqueri.....	33
3.1.1.5. Depósitos Cenozóicos.....	34
3.1.1.5.1. Formação Rio Claro.....	35
3.1.1.5.2. Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais	
Associadas.....	40
3.2. Geologia da Área Estudada.....	44
3.2.1. Unidades Paleozóicas.....	45
3.2.1.1. Grupo Tubarão.....	46
3.2.1.1.1. Formação Itararé.....	46
3.2.1.1.2. Formação Tatui.....	49
3.2.1.2. Grupo Passa Dois.....	52
3.2.1.2.2. Formação Corumbataí.....	57
3.2.3. Unidades Mesozóicas.....	60
3.2.3.1. Grupo São Bento.....	60
3.2.3.1.1. Formação Pirambóia.....	60
3.2.3.1.2. Formação Botucatu.....	64
3.2.3.1.3. Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas.....	68
3.2.4. Grupo Bauru.....	71
3.2.4.1. Formação Itaqueri.....	71
3.2.5. Sedimentos Cenozóicos e Neocenozóicos.....	76
3.2.5.1. Formação Rio Claro.....	76
3.2.5.1.2. Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais	
Associadas (Neocenozóica).....	80
3.2.5.2.1.2.1. Fácies Conglomerática.....	83
3.2.5.1.2.2. Fácies Areno-Argilosa.....	100
3.3. Regime de Tensões.....	113
3.3.1. Regime Distensivo.....	114
3.3.2. Regime Transcorrente.....	117
3.4. Tectônica Cenozóica no Sudeste Brasileiro.....	132
3.4.1. Sismicidade: A Zona Sismogênica de Pinhal.....	132
3.4.2. A Neotectônica e a Neotectônica do Sudeste Brasileiro.....	135

4. GEOMORFOLOGIA	138
4.1. Quadro Geomorfológico Regional.....	138
4.1.1. Evolução do Conhecimento Geomorfológico Regional	138
4.1.2. Evolução do Conhecimento da Geomorfologia da Área Estudada.....	141
4.1.3. Compartimentação Geomorfológica Regional/Local	144
4.1.3.1. Depressão Periférica Paulista	146
4.1.3.2. Cuestas Basálticas.....	147
4.1.3.3. Compartimentação Geomorfológica da Área Estudada	151
4.2. Superfícies de Aplanamento.....	160
4.2.1. Superfícies de Aplanamento da Área Estudada	162
4.3. “Landforms Tectonics”: Elementos Morfotectônicos e Estruturais da Área Estudada.....	165
4.3.1. Principais Elementos Morfotectônicos e Características.....	165
4.3.2. Lineamentos de Drenagem	166
4.3.2.1. Análise da Carta de Fotolineamento	166
4.3.3. Rede de Drenagem.....	172
4.3.3.1. Padrões de Drenagem.....	175
4.4. “Landforms Tectonics” Ligados a Basculamentos e Abatimentos de Blocos	177
4.4.1. Controle tectônico no relevo: feições morfotectônicas	177
4.4.2. Controle tectônico na drenagem: feições morfotectônicas	183
5. MORFOTECTÔNICA E A EVOLUÇÃO DA PAISAGEM.....	197
5.2. Evolução Geológica-Geomorfológica no Mesozóico-Cenozóico	202
6. CONCLUSÕES	204
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	206

ANEXOS.

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 2.1- Feições morfológicas do perfil longitudinal e suas implicações tectônicas (PIRES NETO 1.991).....	23
TABELA 4.1 – Principais orientações dos fotolineamentos considerando a área de cada Formação Geológica.....	170

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – Localização da área de estudo.....	3
FIGURA 2.1 - Tipos de formas de relevo associadas a falhamentos normal, inverso e transcorrente.....	11
FIGURA 2.2 – Arranjo espacial de uma zona transcorrente dextral.....	13
FIGURA 2.3 - Tipos de padrões de falha transcorrente que produzem bacias extensionais ou soerguimentos de blocos	14
FIGURA 2.4 - Principais feições de relevo indicativas de atividade neotectônica (SYLVESTER, 1988 apud SANTOS , (1999).....	15
FIGURA 2.5 - Desenvolvimento de falhas listricas sintéticas (a) e antitética (b); em (c) estrutura de arrasto do teto do volteio ou rollover (SENA COSTA et al. 1992)	16
FIGURA 2.6 - Blocos-diagramas mostrando várias formas de escarpas de falhas e suas associações com as feições erosivas.....	17
FIGURA 2.7 – Evolução de escarpa e feições geomorfológicas associadas	17
FIGURA 2.8 - Sequência esquemática de evolução de falhas e a formação de brecha percursora em seus diversos estágios.	18
FIGURA 2.9 - Desenvolvimento esquemático de depósitos de fluxo de detritos ao longo de escarpa de falha normal e a indicação de sismos sucessivos (SCHWARTZ & COPPERSMITH 1984)	19
FIGURA 2.10 - Propriedades da rede de drenagem (SOARES & FIORI 1976)	20
FIGURA 2.11 – Ajustamento e padrões modificados de canais meandantes, carga mista (A) e em suspensão (B), por área atingidas pelo soerguimento e subsidência (OUCHI 1985 apud SILVA 1997).....	22
FIGURA 3.1 – Distribuição regional das unidades litoestruturais da região (HASUI et al. 1989; ZALÁN et al. 1990 apud PIRES NETO, 1996).....	25
FIGURA 3.2 – Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, mostrando as três direções principais de descontinuidade: NW, NE e E-W (ZALÁN et al. 1991)	26

FIGURA 3.3 – Situação dos níveis topográficos principais capeados por sedimentos neoceno-zóicos (segundo BJORNBERG & LANDIM, 1966)	36
FIGURA 3.4 – Área coberta pelos sedimentos da Formação Rio Claro. As setas indicam o sentido geral de transporte (BJORNBERG & LANDIM, 1966)	37
FIGURA 3.5 – Perfil esquemático E-W da Depressão Periférica com as principais associações entre os níveis planálticos e a sedimentação neoceno-zóica MELO (1995)	39
FIGURA 3.6 – Unidades estratigráficas representadas pela Formação Rio Claro e Depósitos Neoceno-zóicos. MELO (1995)	42
FIGURA 3.7 – Unidades estratigráficas cenozoicas mapeadas pelo DAEE-UNESP, 1982a, 1982b, apud MELO, 1995. Escala original 1:250.000	43
FIGURA 3.8 – Estereograma de juntas – hemisfério inferior – referente à Formação Itararé	47
FIGURA 3.9 – Estereograma de juntas – hemisfério inferior – referente à Formação Tatui	52
FIGURA 3.10 – Estereograma de juntas – hemisfério inferior da Formação Irati	55
FIGURA 3.11 – Estereograma de juntas da Formação Corumbataí, projeção hemisfério inferior	58
FIGURA 3.12 – Estereograma das juntas da Formação Pirambóia, hemisfério inferior	63
FIGURA 3.13 – Estereograma de juntas – hemisfério inferior da Formação Botucatu	65
FIGURA 3.14 – Estereograma das juntas – hemisfério inferior – Formação Serra Geral	69
FIGURA 3.15 – Estereograma de juntas da Formação Itaqueri, projeção hemisfério inferior	74
FIGURA 3.16 – Estereograma de juntas da Formação Rio Claro – hemisfério inferior	79
FIGURA 3.17 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimitico, formado por ação de fluxos gravitacionais	84

FIGURA 3.18 – Secção colunar da Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimitico em discordância erosiva com a Formação Pirambóia.....	86
FIGURA 3.19 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimitico em discordância erosiva com a Formação Tatuí.....	87
FIGURA 3.20 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída por matacões e seixos de basalto, arenito e fragmentos de canga laterítica em discordância erosiva com a Formação Pirambóia.....	88
FIGURA 3.21 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída na sua porção basal por conglomerado e acima matriz areno-argilosa.....	89
FIGURA 3.22 – Secção colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), posicionada no reverso da Serra de São Pedro.....	91
FIGURA 3.23 – Conglomerado da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), constituído, essencialmente, por fragmentos de canga laterítica e seixos de quartzo subangulosos (Afl. 152).....	93
FIGURA 3.24 – Secção colunar Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), constituída por seixos e matacões de basalto, quartzo e canga laterítica.....	95
FIGURA 3.25 – Secção colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), composta por intercalações de fácies conglomerática e areno-argilosa (basal), posicionada no topo da Serra de Santana.....	96
FIGURA 3.26 – Secção colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), composta pela sua fácies conglomerática, porção basal, tendo como substrato a Formação Pirambóia marcada por discordância erosiva.....	98
FIGURA 3.27 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci).....	100
FIGURA 3.28 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), em contato discordante com o dique de diabásio.....	102
FIGURA 3.29 – Croqui esquemático, ilustra a sequência sedimentar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), posicionada no topo do interflúvio.....	102
FIGURA 3.30 – Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci) aos pés da Serra de Itaqueri.....	103

FIGURA 3.31 – Secção Colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), presença de estrutura do tipo plano-paralela, com indicação de fluxo.....	105
FIGURA 3.32 – Estereograma de juntas da Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas – hemisfério inferior	109
FIGURA 3.33 – Estereograma referente a determinação do padrão de fraturamento da área estudada, para todas as Formações Geológicas: Itararé, Tatuí, Irati, Corumbataí, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral, Itaqueri, Rio Claro, Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas (FACINCANI, 1999).....	112
FIGURA 3.34 – Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas normais de direção NE-SW (35 dados), hemisfério inferior	114
FIGURA 3.35 – Projeção estereográfica dos planos das falhas normais de direção NE-SW (35 dados), hemisfério inferior	115
FIGURA 3.36 – Diagrama obtido pelo Programa TRADE (1996), para as falhas normais (NE-SW), indicando a posição dos σ_1 (área maior concentração máxima) e σ_3 (área de concentração mínima).	116
FIGURA 3.37 – Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas transcorrentes dextrais (27 dados) e estrias de atrito.....	117
FIGURA 3.38 – Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas de rejeito direcional sinistrais (25 dados). Projeções no hemisfério inferior da esfera de referência	118
FIGURA 3.39 – Projeção estereográfica das falhas direcionais dextrais (27 dados) e sinistrais (25 dados), hemisfério inferior	118
FIGURA 3.40 – Diagramas obtidos pelo programa TRADE-IPT, para as falhas de rejeito direcional-sinistrais, com a indicação do posicionamento dos eixos de tensão máxima σ_1 e mínima σ_3	119
FIGURA 3.41 – Diagramas obtidos pelo programa TRADE-IPT, para as falhas de rejeito direcional-dextrais, com a indicação do posicionamento dos eixos de tensão máxima σ_1 e mínima σ_3	120
FIGURA 3.42 – Diagrama referente à determinação dos eixos de tensão de todas as falhas transcorrentes (dextrais e sinistrais) da área estudada, obtido pelo programa TRADE (1996), indicando a posição dos eixos de tensão máxima σ_1 e mínima σ_3	121

FIGURA 3.43 – Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas normais de direção NW-SE (45 dados), hemisfério inferior.....	122
FIGURA 3.44 – Projeção estereográfica dos planos das falhas normais de direção NW-SE (45 dados), hemisfério inferior.....	122
FIGURA 3.45 – Diagrama obtido pelo Programa TRADE-IPT (1996), para as falhas normais associadas à transtensão (NW-SE), indicando a posição dos eixos σ_1 e σ_3 . Projeção no hemisfério inferior da esfera de referência.....	123
FIGURA 3.46 – Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias da atrito-falhas inversas (3 dados)	126
FIGURA 3.47 – Diagrama obtido pelo Programa TRADE-IPT (1996), para as falhas inversas transpressão (NE-SW), indicando a posição dos σ_1 (área de maior concentração máxima) e σ_3 (área de concentração mínima)	127
FIGURA 3.48 – Croquis esquemático mostrando falhando inverso e dobra de arrasto, atingindo as Formações Corumbataí e Rio Claro.....	128
FIGURA 3.49 – Modelo de deformação litosférica da Placa Sul-Americana ao longo de um perfil esquemático entre os Andes Centrais e o Atlântico (LIMA, 1999).....	131
FIGURA 3.50 – Seção geológica transversal ao Vale do Rio Passa Cinco (Rodovia SP-191, arredores de Ipeúna, SP).....	134
FIGURA 3.59 – Esquema de geomorfogênese da Serra do mar e Mantiqueira.....	153
FIGURA 4.1 – Planos de estratificação atuando como zonas de fraqueza na percolação de água (FACINCANI, 1995)	143
FIGURA 4.2 – Divisão Geomorfológica do Estado de São Paulo (IPT, 1981).....	145
FIGURA 4.3 – Principais unidades geomorfológicas da área de estudo (PONÇANO et al. 1981)	148
FIGURA 4.4 – Mapa Geomorfológico da Área de Estudo, proposto por ROSS & MOROZ (1997), da área de estudo.....	150
FIGURA 4.5 – Modelo Digital de Terreno (MDT), mostrando a compartimentação dos domínios geomorfológicos: Zonas I, II e III.....	153
FIGURA 4.6 – Mapa de Compartimentação Morfotectônica da área de estudo.....	155

FIGURA 4.7 – Modelo esquemático parte da Depressão de São Pedro, conjunto de falhas normais de direção NW-SE, mergulhando para SW	157
FIGURA 4.8 – Modelo esquemático da Depressão de Campo Alegre (tipo pull apart), conjunto de falhas normais de direção NW-SE, mergulhando para SW e NE	157
FIGURA 4.9 – Modelo Digital de Terreno, mostrando a Depressão de Campo Alegre, tipo “pull apart”, vinculada as principais feições morfotectônicas, gerados pelo programa GEO 3 VIEW (LINDENBECK & ULMER 1995)	158
FIGURA 4.10 – Distribuição esquemática das principais fases de erosão regional, segundo diversos autores (PONÇANO & ALMEIDA, 1993)	161
FIGURA 4.11 – Modelo Digital de Terreno, mostrando as principais Superfícies de Aplanamento	164
FIGURA 4.12 – Fatores e processos que intervêm na escultura do relevo (HASUI et al. 1995)	165
FIGURA 4.13 – Carta de fotolineamentos, baseada em fotografias aéreas na escala 1:60.000	167
FIGURA 4.14 – Diagramas de orientação dos fotolineamentos referentes às Formações Geológicas: a) Itararé; b) Tatuí; c) Irati; d) Corumbataí; e) Pirambóia; f) Botucatu; g) Serra Geral; h) Itaqueri; i) Rio Claro; j) Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas	169
FIGURA 4.15 – Modelo Digital de Terreno (MTD), ilustrando as principais discontinuidades da área, com destaque aos feixes de direção E-W, seccionadas pelas NW-SE, N-S, NE-SW e os depósitos holocênicos	171
FIGURA 4.16 – Modelo Digital de Terreno (MTD), mostrando a relação da rede de drenagem com as principais feições morfoestruturais, bem como assimetria de drenagem do rio Corumbataí, com seus extensos afluentes pela margem direita em função do soerguimento e basculamento, preferencialmente para NW	173

FIGURA 4.17 – Mapa de drenagem com delimitação de áreas de padrões diferentes, extraído a partir das folhas topográficas (São Carlos, Corumbataí, Itirapina, Rio Claro, São Pedro e Piracicaba) escala 1:50.000 e fotos aéreas na escala 1:60.000	176
FIGURA 4.18 – Croquis esquemático mostrando falhamentos e adernamentos de blocos seccionando as Coberturas Superficiais Associadas (Qci).....	185
FIGURA 4.19 – Croquis esquemático indicando migração lateral de canal- Ribeirão da Lapa	186
FIGURA 5.1 – Descontinuidades associadas a uma deformação não-coaxial sintéticas R, P, X, Y ou D, antitética R' e de extensão T, para ângulos de atrito interno de 30° σ_1 e σ_3 são eixos dinâmicos no instante de deformação. Modelo de RIEDEL (<i>apud</i> HASUI & MIOTO, 1992).....	199
FIGURA 5.2 – Projeção ciclográfica de falhamentos transcorrentes da área estudada, associada ao modelo de RIEDEL.....	201

ÍNDICE DE FOTOS

FOTO 3.1 – Fraturamento paralelo ao acamamento da Formação Itararé, marcado por uma família de juntas.....	48
FOTO 3.2 – Na Formação Tatuí, verificam-se duas famílias de juntas com seus respectivos espaçamentos.....	50
FOTO 3.3 – Formação Tatuí – constituída por siltitos e argilitos arroxeados, mostrando duas famílias de juntas.....	51
FOTO 3.4 – Alternâncias de leitos lenticulares de calcário e folhelho betuminoso – Membro Assistência – Formação Irati.....	54
FOTO 3.5 – Formação Irati – Membro Assistência observa-se o padrão de duas famílias de juntas entrecruzadas, com seus respectivos espaçamentos.....	56
FOTO 3.6 – Formação Corumbataí, densamente fraturada com duas famílias de juntas bem marcadas.....	59
FOTO 3.7 – Intercalação de fácies úmida delimitada por eólico, formações Pirambóia/Botucatu.....	61
FOTO 3.8 – Canal conglomerático, flaser de argila em meio à fácies eólicas, Formação Pirambóia.....	62
FOTO 3.9 – Formação Pirambóia, constituída por arenitos de granulação fina a média e argilosa, presença de estratificação cruzada.....	64
FOTO 3.10 – Espaçamento decimétrico entre as famílias de juntas da Formação Botucatu.....	66
FOTO 3.11 – Duas famílias de juntas cortando a Formação Botucatu.....	67
FOTO 3.12 – Observa-se o espaçamento de juntas da Formação Serra Geral.....	70
FOTO 3.13 – Conglomerados polimíticos da Formação Itaqueri.....	72
FOTO 3.14 – Arenito conglomerático silicificado da Formação Itaqueri.....	73
FOTO 3.15 – Presença de níveis de encouraçamento testemunhando a mais antiga superfície geomorfológica do reverso da Cuesta.....	73
FOTO 3.16 – Formação Itaqueri, constituída por arenito médio a grosso e conglomerados polimíticos (plintificados).....	75
FOTO 3.17 – Sedimentos da Formação Rio Claro mostrando os níveis conglomeráticos basais.....	77

FOTO 3.18 – Formação Rio Claro (Afl. 44 – três eras), verifica-se estrutura de corte e preenchimento e o contato discordante com os sedimentos mesozóicos da Formação Pirambóia.....	78
FOTO 3.19 – Conglomerado polimítico, porção basal da unidade (Qci), sendo cortado pela drenagem atual, predominando os processos de fluxo gravitacional (debris flow), remanejamentos por pequenos rios obsequentes.....	85
FOTO 3.20 – Conglomerado polimítico constituído por seixos e matacões de basalto, arenito silificado, fragmento de canga laterítica e quartzo.....	86
FOTO 3.21 – Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimítico em discordância erosiva com a Formação Tatui com suave ondulação basal, falhas normais e transcorrentes afetam ambas as unidades.....	87
FOTO 3.22 – Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente por conglomerado polimítico em discordância erosiva (A) com a Formação Pirambóia (B), predominando os processos de fluxo gravitacional (debris flow), em torno de 5 metros de espessura.....	88
FOTO 3.23 – Conglomerado polimítico, em via de alteração, recoberto por matriz areno-argilosa.....	90
FOTO 3.24 – Nível conglomerático limitado no topo e na base por pacotes com matriz areno-argilosa	92
FOTO 3.25 – Material de fluxo gravitacional, com pacote superior de matriz areno-argilosa constituído, essencialmente, por fragmentos de quartzo e latrita subangulosos.....	94
FOTO 3.26 – Conglomerado mal selecionado constituído, essencialmente, por matacões e seixos de basalto, arenito silificado, quartzo e fragmentos de canga laterítica, tamanho que varia de centímetros a decímetros	95
FOTO 3.27 – Porção basal da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) constituída por conglomerados de seixos de quartzo, matacão de basalto e fragmentos de canga laterítica, em discordância basal com as intrusivas básicas, posicionada no topo da Serra de Santana.....	97
FOTO 3.28 – Conglomerado constituído, essencialmente de seixos de quartzo de tamanhos variados, praticamente sem um ordenamento preferencial.....	99

FOTO 3.29 – Coberturas Superficiais Associadas (Qci), presença de dois níveis de cascalheira, constituída de seixos de quartzo e fragmentos de canga laterítica.....	101
FOTO 3.30 – Sedimento areno-argiloso com presença de grânulos e seixos de quartzo dispersos na matriz com fragmentos de basalto e canga.....	103
FOTO 3.31 – Indicação de estratificação de médio porte, associada a níveis de canga laterítica – Coberturas Superficiais Associadas (Qci).....	104
FOTO 3.32 – Presença de estrutura do tipo plano-paralela, indicação de fluxo aquoso, Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr)	106
FOTO 3.33 – Visão geral do contato da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qrs) (A) em discordância erosiva com a Formação Serra Geral (B).....	107
FOTO 3.34 – Duas famílias de juntas cortando tanto níveis de cascalheiras (quartzo e canga laterítica), como pacote acima areno-argiloso.....	110
FOTO 3.35 – Visão geral do padrão de fraturamento da Formação Corumbataí (Afl. 19).....	124
FOTO 3.36 – Planos de falhas na Formação Corumbataí (Afl. 19).....	125
FOTO 3.37 – Falhas inversas e dobras de arrasto, seccionando as formações Corumbataí e Rio Claro.....	128
FOTO 3.38 – Falhas transcorrentes dextrais (componente de empurrão), afetando os siltitos da Formação Tatuí e conglomerados polimíticos, posicionada à margem do Rio Passa Cinco.....	129
FOTO 4.1 – Visão geral da Serra de Itaqueri, mostrando o Alto da Serra, Escarpa e a Depressão Periférica Paulista.....	159
FOTO 4.2 – Vista geral do Morro da Guarita, sendo evidenciado basculamentos para NW, da Superfície Cimeira (FACINCANI, 1999).....	180
FOTO 4.3 – Relevo residual – Pedras do Camelo (950 metros) e Cuscuzeiro (950 metros), primeiro e segundo planos da foto, respectivamente.....	180
FOTO 4.4 – Basculamento de bloco para NW, Morro do Baú, próximo da Cidade de Itirapina (FACINCANI, 1999).....	181
FOTO 4.5 – Feição morfotectônica shutter ridge relacionada a movimentos direcionais (falhas transcorrentes-dextrais) e marcada por um nível de escalonamento.....	182
FOTO 4.6 – Meandro abandonado do médio curso do Rio Corumbataí, feição geomorfológica relacionada à migração lateral de canal (FACINCANI, 1999).....	183

FOTO 4.7 – Córrego do Cantagalo é visto no primeiro plano, acentuada incisão do canal sobre o leque, e no segundo o encaixe do canal no sopé da escarpa secundária, associado a processos de ravinamentos.....	187
FOTO 4.8 – Acentuada incisão vertical do Córrego da Lapa em leque coluvial (A) e Formação Pirambóia (B).....	188
FOTO 4.9 – Leques aluviais atuais associados a escarpa de falha	189
FOTO 4.10 – Trecho de meandro abandonado e deslocamento do terraço fluvial, associados a basculamentos de blocos.....	190
FOTO 4.11 – Leito do Ribeirão da Lapa, indicando o encaixe no sopé da escarpa em função a basculamentos para SE	191
FOTO 4.12 – Boçorocamento nas adjacências do sítio urbano de São Pedro (Córrego do Tucum).....	193
FOTO 4.13 – Solapamento de depósito superficial arenoso com influência das duas famílias de juntas verticais, aproximadamente ortogonais entre si, boçoroca na periferia norte da cidade de São Pedro.....	194
FOTO 4.14 – Influências das discontinuidades de direção NW-SE, na evolução do boçorocamento na região de São Pedro, SP.....	195

ÍNDICE DE QUADROS

QUADRO 3.1 – Legenda utilizada na descrição e classificação dos depósitos neoceno-zóicos	82
--	----

RESUMO

O trabalho tem como objetivo principal, apresentar os resultados de investigações das estruturas neotectônicas na Depressão Periférica Paulista e Cuesta Basáltica: Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba no Estado de São Paulo-Brasil.

A investigação baseou-se em interpretação de mapas geológicos, morfológicos, de drenagem e suas anomalias, de fotolineamentos e modelagem digital de terreno, com vistas ao estabelecimento do quadro morfoestrutural e morfotectônico.

Na área estão presentes sedimentos representados por rochas paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas.

As principais feições estruturais identificadas tratam-se de descontinuidades. Foram reconhecidos dois conjuntos de falhas. O conjunto mais antigo é representado por falhas normais, orientadas preferencialmente segundo NE-SW e que marcam os antigos limites das seqüências terciárias. Apresenta um quadro de tensão com σ_1 vertical, σ_2 NE-SW e σ_3 NW-SE. O conjunto mais jovem é caracterizado por falhas transcorrentes orientadas preferencialmente E-W, associando-se também falhas normais de direção NW-SE (transtensão). O quadro de tensão é marcado por σ_2 vertical, σ_1 NW-SE e σ_3 NE-SW. A esse conjunto transcorrente associam-se outras falhas orientadas segundo NE-SW e N-S.

Na área investigada os depósitos neocenozóicos caracterizam-se por pacotes conglomeráticos basais e areno-argilosos superiores, associados a processos de fluxos de detritos, com fluxo aquoso livre localizado, distribuindo-se de forma descontínua desde os topos dos interflúvios através de degraus estruturais e litológicos, controlados pelos principais lineamentos NW-SE, NE-SW, E-W e N-S. Estes lineamentos impõem *landforms tectônicas*, indicados por basculamentos, escarpamentos, facetas triangulares, trapezoidais, meandros abandonados, capturas, migrações laterais de canais, *shutters ridge*, *offsets*, arcos e cotovelos, relacionados a atividade neotectônica em função da rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

Palavras chave: morfotectônica; neotectônica; regime de tensão; coberturas neocenozóicas

ABSTRACT

This work presents the results of neotectonics structures investigation within the Depressão Periférica and Cuesta Basáltica, two major geomorphological features regions in the region of the São Carlos, Rio Claro and Piracicaba, central São Paulo State-Brazil. The investigation is based on geological and geomorphological data, but has been done emphasis on the drainage pattern and anomalies, lineaments and digital terrain modeling, looking to define the overall morphostructural and morphotectonic picture of the region. The main structural features identified are two groups of faults. The older one is represented by normal faults, oriented preferentially NE-SW, that mark the oldest limits of the Tertiary sequences. They represent an extensional stress regime with σ_1 vertical, σ_2 NE-SW and σ_3 NW-SE. The younger group is characterized by strike-slip faults oriented preferentially E-W. *The stress field is marked by σ_2 vertical, σ_1 NW-SE and σ_3 NE-SW.* Other faults, oriented NE-SW and N-S, are also associated with this strike-slip regime. In the area the neocenozoic deposits are characterized by basal conglomerate and upper sandy argillaceous units, associated with debris flows, with free aqueous flow; they are distributed in a discontinuously pattern from the tops of the interfluvial highs through structural and lithologic steps, controlled by the main lineaments NW-SE, NE-SW, E-W and N-S. These lineaments impose tectonic landforms by tilting, which created escarpments, triangular or trapezoidal facets, abandoned meanders, river captures, shutter ridges, offsets, lateral migrations, arches and elbows; these features are related to the neotectonic activity, due to the rotation of the South American Plate towards the W, interpreted as dextral.

Key Words: morphotectonics; neotectonics, stress regime, Neocenozoic covers

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

As investigações sobre a evolução da paisagem de regiões, além dos progressos que podem trazer para os campos da Geomorfologia e da Geologia do Cenozóico, constituem importantes subsídios para os estudos ambientais, hidrogeológicos, hidrológicos, geotécnicos e de exploração de alguns depósitos minerais.

Classicamente, no Brasil, as investigações privilegiaram a atuação dos fatores climáticos na modelagem do relevo.

Na abordagem estrutural, no entanto, vários autores se destacaram, trazendo contribuições importantes para a descrição do relevo através da litoestratigrafia, das feições estruturais e da movimentação tectônica.

Dentre as principais contribuições destacam-se as de BJÖRNBERG (1965, 1969), FULFARO *et al.*, (1967), BARRETO (1970), BJÖRNBERG & GANDOLFI (1974), PENTEADO (1976), HASUI (1990), SAADI (1993), FACINCANI (1994, 1995, 1999), HASUI *et al* (1995), RICCOMINI (1995), PIRES NETO (1996), SILVA (1997), SOUSA (1997), LIMA (1999).

Nas investigações do meio físico, a compreensão do relevo, além dos fatores climáticos, leva-se em conta aspectos da constituição e estruturação, em abordagens pluridisciplinares.

A constituição é definida em termos de litotipos e estratigrafia; a estruturação é caracterizada sob o ponto de vista da geometria das feições presentes e da movimentação que a gerou. Em outros termos, o estudo do relevo envolve a investigação da sedimentação correlativa, das estruturas, da tectônica e do clima.

Em se tratando de aspectos cenozóicos, os movimentos são aqueles dos últimos episódios da história geológica, que no Brasil correspondem àqueles da Reativação Sul-Atlântica (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984 ou Wealdeniana (ALMEIDA 1967), e da Neotectônica (HASUI, 1990).

Esta Tese foi elaborada com essa perspectiva, isto é, procurando contribuir para o entendimento de parte das duas províncias geomorfológicas que marcam a região central do Estado de São Paulo, ou seja, parte da Depressão Periférica e Cuesta Basáltica.

1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está posicionada no setor central do Estado de São Paulo, compreendendo aproximadamente 4.350 km², disposta entre os paralelos 22°00' e 22°45' S e Meridianos 48°00' e 47°30' W, que abrange os sítios urbanos de Rio Claro, Iracemápolis, São Carlos, Santa Gertrudes, Itirapina, Analândia, Corumbataí, Charqueada, Ipeúna, São Pedro, Águas de São Pedro, Artemis, e Piracicaba (**FIGURA 1.1**).

As principais vias de acesso à área são as rodovias SP-310 (Washington Luís), SP-215, SP-191, SP-225, SP-127, SP-304, SP-151, SP-147, SP-308, além de estradas secundárias não pavimentadas.

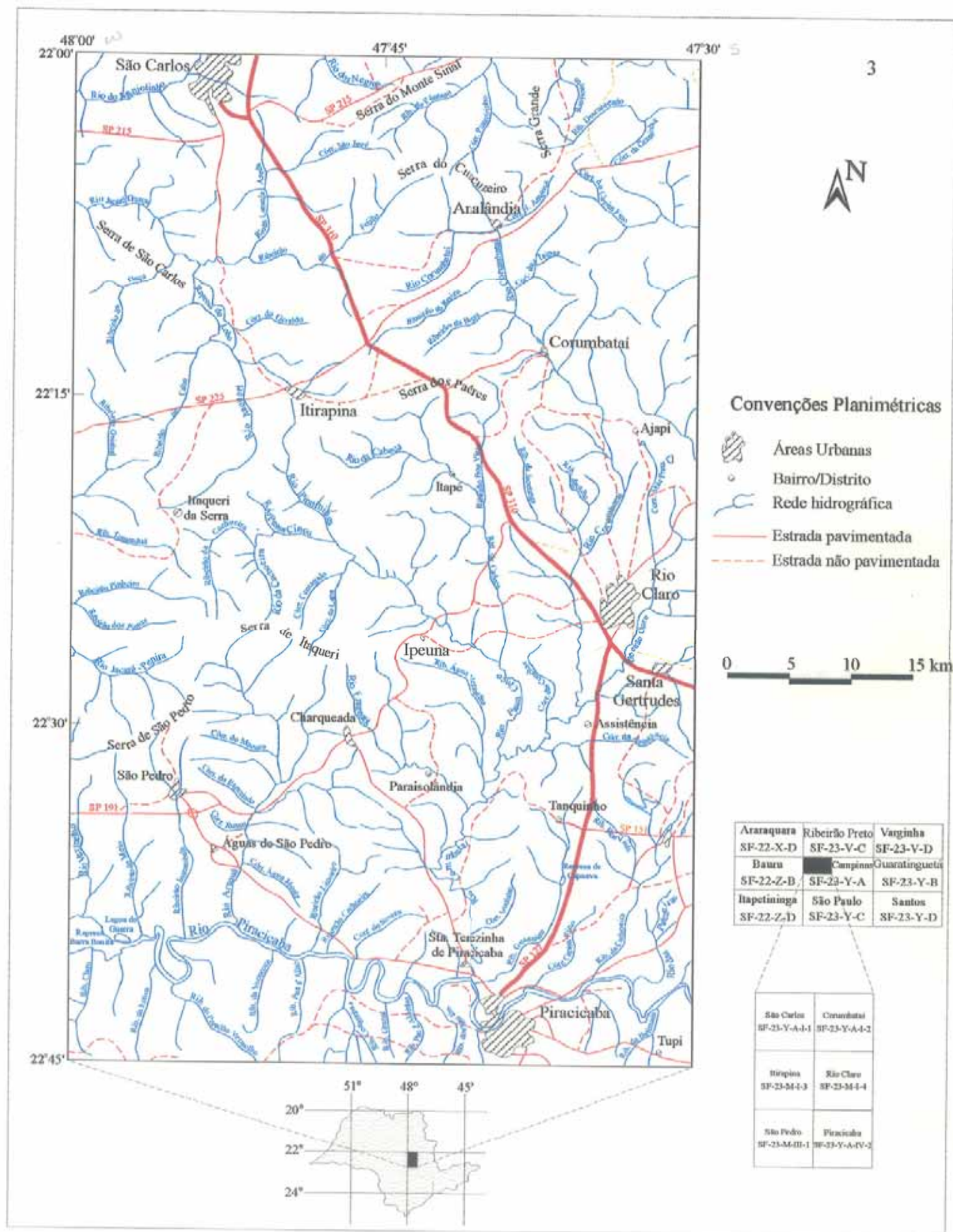
Esta área foi escolhida por englobar parte dos principais compartimentos geomorfológicos do Estado de São Paulo (Depressão Periférica e Cuesta Basáltica).

1.2 OBJETIVOS

Esta tese tem por objetivo contribuir para o entendimento da evolução relevo da porção central do Estado de São Paulo, e, por extensão, das grandes feições geomorfológicas que são: a Depressão Periférica e Cuesta Basáltica, através de uma abordagem do reconhecimento da evolução tectônica e do seu papel na influência da modelagem da paisagem local, valendo-se de investigações litológicas, estruturais e geomorfológicas.

Para isso, são contemplados os seguintes objetivos na área escolhida:

- caracterização do meio físico, em termos dos constituintes litológicos e sua estruturação, enfatizando as coberturas superficiais cenozóicas;
- caracterização do relevo, em termos de padrões e compartimentação;
- análise de morfoestruturas e da morfotectônica;
- análise de feições estruturais indicativas de eventos tectônicos mais novos.



1.3. METODOLOGIA

As atividades desenvolvidas para alcançar os objetivos acima propostos foram:

- Coleta e análise da informação bibliográfica (regional e local);
- Coleta da documentação cartográfica básica;
- Compilação e elaboração de mapas temáticos;
- Levantamento de dados de campo;
- Trabalhos de escritório, envolvendo a elaboração de modelo digital de terreno (MDT);
- Integração e síntese.

1.3.1 Coleta e análise das informações bibliográficas

Foram coletadas publicações referentes ao tema da tese, bem como, aquelas pertinentes à área focalizada. Delas foram extraídas informações de interesse que são referidas no texto.

1.3.2 Coleta da documentação cartográfica básica

A documentação cartográfica básica consistiu de:

- Cartas topográficas em escala 1:50.000, de 1969, da Fundação Instituto Brasileiro e Estatística (FIBGE), das Folhas São Carlos, Corumbataí, Itirapina, Rio Claro, São Pedro e Piracicaba, e folha topográfica de Campinas na escala 1:250.000 de 1980, também da FIBGE;
- Fotos aéreas em escala 1:60.000, da US Air Force / Força Aérea Brasileira, de 1965;
- Mosaico de imagens radagramétricas – SF.23-Y-A em escala 1:250.000, de 1974, do RADAMBRASIL;
- Imagem de Satélite-Landsat- Bandas 2, 3 e 4 (composição colorida) do INPE (Instituto de Pesquisas Espaciais), em escala 1:250.000, 1997.

1.3.3 Compilação e elaboração de mapas temáticos

Envolveram as seguintes etapas de elaboração e compilação de mapas temáticos na escala 1:100.000

1-compilação do mapa geológico, consubstanciando o quadro litoestratigráfico e as estruturas, baseada em fontes cartográficas (mapas) produzidas por diversos autores (BÓRIO, 1973; IPT, 1981; COTTAS, 1983; ZAINÉ, 1994; FACINCANI, 1995; MELO, 1995; SILVA, 1997; SOUSA, 1997), e a inclusão de novas informações e complementações a partir das investigações realizadas em campo e interpretações em escritório;

2-elaboração da carta de drenagem, com cursos d'água permanentes ou temporários, a partir das cartas topográficas 1:50.000, das fotos aéreas 1:60.000 e da imagem de satélite 1:250.000.

3-elaboração da carta de lineamentos, a partir dos alinhamentos de drenagem e relevo, baseada em cartas topográficas 1:50.000, fotos aéreas 1:60.000 e imagem de satélite 1:250.000, buscando detectar anomalias de drenagem e relevo (e. g., capturas, assimetrias de vales, escarpa de falha etc.), conforme critérios explicitados por O'LEARY *et al.* (1976), SOARES & FIORI (1976), SABINS Jr. (1978) e LIU (1984);

4- organização do mapa hipsométrico a partir de carta topográfica na escala 1:50.000 (FIBGE, 1969).

5- elaboração de mapa morfoestrutural/morfotectônico. Os mapas de drenagem, geológico e o de lineamentos, permitiram a elaborar esse mapa, que apresenta delimitação de traçados de drenagem perene e não perene, drenagem encaixada, meandros abandonados, boçorocamentos, zonas de acumulação (depósitos holocênicos), leques aluviais (antigos e recentes - os critérios adotados para divisão refere-se ao grau de litificação e sua posição no pacote sedimentar), rebordo de cuesta (principal e secundária), rupturas de declives bem marcadas (influência litológica e estrutural), formas de vertentes (côncavas, convexas, retilíneas, convexa-côncava, côncava-convexa), lineamentos, depressões fechadas, área de captura de drenagem, vales suspensos, indicações de superfícies de aplanamento, locais de desmoronamento de blocos e morrotes encouraçados, segundo conceituações de DEMECK (1967), SOARES *et al.* (1982) e BENCH *et al.* (1977).

As feições morfológicas foram enfocadas em termos de hierarquia de formas e evolução de relevo, com a consideração básica de que também são controladas, essencialmente, por feições geológicas, seguindo a proposta principal de SOARES & FIORI (1976) e também de PENCK (1953), COTTON (1958), GERASIMOV & MESCERJAKOV

(1968), TRICART (1959), HOWARD (1957), PENTEADO (1968), BASCHENINA et al. (1972), DEMECK (1972), BLOOM (1987), OUCHI (1985), SCHUMM (1986), PHILLIPS & SCHUMM (1987), WALLACE (1986), SUMMERFIELD (1987, 1991), PIRES NETO (1991, 1996), STEWART & HANCOCK (1994) e KELLER & PINTER (1996). Além disso, há que se caracterizar as feições geomorfológicas e relacioná-las com a tectônica ressurgente e a neotectônica, na delimitação dos compartimentos de relevos.

1.3.4 Levantamento de dados de campo

Os trabalhos de campo foram realizados para obtenção de informações geológicas e geomorfológicas.

As observações geológicas foram efetuadas em afloramentos, examinando-se a natureza de rochas sãs ou alteradas do pacote paleozóico e mesozóico da Bacia do Paraná, bem como as características das coberturas cenozóicas. Também foram coletados dados estruturais, especificamente de descontinuidades (diaclasses e falhas) e acamamento.

Os dados de diaclasses referem-se a orientações de planos de famílias entrecruzadas. Para as falhas, além da orientação dos planos, foram colhidos dados de atitudes de estrias e de movimentação relativa. As medidas de atitudes foram feitas em pedreiras, taludes e boçorocas, bem como em cortes das principais estradas da região, como os abertos pelas duplicações das rodovias SP-127 (Rio Claro-Piracicaba) e a SP-304 (Piracicaba-Águas de São Pedro), estando os locais de amostragem indicados no (ANEXO 1.1).

Quanto às feições geomorfológicas, observou-se em campo a rede de drenagem, formas morfológicas e morfologia de superfície (ravinas, boçorocamentos meandros abandonados, escarpamentos, cotovelos, capturas, migrações laterais de canal, facetas triangulares e trapezoidais etc).

1.3.5 Trabalhos de escritório, envolvendo a elaboração de mapas e de modelo digital de terreno (MDT)

Os trabalhos de escritório consistiram de elaboração dos mapas geológico, morfotectônico, drenagem, lineamentos, depósitos e secções colunares do cenozóico, além de estereogramas.

Essas atividades envolveram fotointerpretação, considerando informações preexistentes e as agora coletadas, mediante observação de textura, tonalidade, padrões de

drenagem, relevo e vegetação, conforme procedimentos analíticos descritos por SOARES & FIORI (1976), bem como, das formas e quebras de relevo.

Os estereogramas foram produzidos a partir de tratamento de dados estruturais (falhas e diaclases) segundo procedimentos usuais na Geologia Estrutural, com a utilização do Programa Tratamento de Dados Estruturais (TRADE), do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (CARNEIRO, 1996). Esse programa baseou-se no Método dos Diedros Retos (ANGELIER & MECHLER 1977; ANGELIER, 1994).

Valeu-se ainda do software *STEREONET 3.01* para confecção dos diagramas de roseta e projeção dos estereogramas.

Todas as projeções estereográficas foram feitas no hemisfério inferior do Diagrama de SCHMIDT-LAMBERT.

1.3.6 Elaboração do modelo digital do terreno (MDT).

O Modelo Digital de Terreno (MDT) foi elaborado com curvas de nível equidistantes de 20 metros, a partir das cartas topográficas na escala 1:50.000 (FIBGE, 1969). Para os fundos de vales e topos planos, foram utilizados pontos de interpolação para que as formas de relevo fossem ressaltadas, possibilitando a geração de arquivos do tipo X, Y e Z. Utilizou-se também o Programa GEO3VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995).

Os mapas de drenagem e hipsométrico foram desenhados com Autocad 14 (da Autodesk), e o produto, tratado pela rotina "Vert", exportado para o Programa Surfer, gerando imagens 3-D para melhor visualização das feições morfoestruturais.

Na manipulação e melhoria das figuras e imagens foram utilizados os programas *Coreldraw* versões 7.0 e 8.0, e *Corel Photo-Paint*, versão 7.0.

A plataforma utilizada no tratamento dos dados foi um computador pessoal tipo IBM-PC-PENTIUM-333 Mhz, 64 Mb de memória RAM, e a estação gráfica do Departamento de Metalogenia e Petrologia.

1.3.7 Integração e Síntese

Os dados geológicos e geomorfológicos e aqueles obtidos pelo tratamento através de programas diversos permitiram delinear o quadro morfoestrutural da área, que foi interpretado em termos morfotectônicos.

Também os eventos tectônicos e morfogenéticos foram definidos.

O resultado da integração é sintetizado nesta tese.

CAPÍTULO 2- BASE CONCEITUAL

2.1. MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA

Os termos “morfoestrutura” e “morfotectônica” apresentam-se com conceitos muito próximos, provocando ambigüidades.

GERASIMOV & MECHERIKOV (1969) conceituam morfoestruturas como unidades de relevo geradas por uma combinação de atividade tectônica e clima, obedecendo a um arranjo hierárquico abrangendo desde megamorfoestruturas como, por exemplo, uma cadeia mesoceânica, até micromorfoestruturas, como um vale controlado por falha.

Várias morfoestruturas são o produto de períodos alternantes de soerguimento (acarretando dissecação) e estabilização (resultando superfícies de aplanamento regionais). Os terraços, as superfícies de aplanamento e os depósitos correlativos são fontes de dados essenciais para a análise morfoestrutural.

SAADI (1991, *apud* SANTOS 1999) considerou morfoestrutura como uma unidade morfológica cujas principais características indicam um nítido controle exercido passivamente pelo arcabouço litoestrutural, ficando a elaboração da paisagem submetida exclusivamente ao agente erosivo.

O termo morfotectônica consiste no estudo de processos geradores de formas, relacionados a qualquer tipo de atividade tectônica.

EMBLETON (1987, *apud* SANTOS 1999) considerou quatro principais frentes de estudos morfotectônicos: 1- reconhecimento e estudo das formas de relevo indicativas de movimento tectônico contemporâneo ou recente; 2- estudo da deformação de superfícies aplanamento, 3- estudo dos efeitos morfológicos (diretos e indiretos) de terremotos recentes ou contemporâneos; 4- utilização de evidência geomorfológica para prever terremotos (3 e 4 bordas de placas). Apenas as duas primeiras são aqui consideradas, abordáveis em ambiente intraplaca por estudos como este.

2.1.1 Características Morfológicas de Falhas Transcorrentes, Normais e Inversas.

A **Geomorfologia Tectônica** engloba movimentos tectônicos verticais e horizontais, na origem e evolução das formas de relevo (direita ou indireta), que influenciam nos processos deposicionais, erosivos, transporte e intemperismo (BULL & WALLACE 1985).

As discontinuidades estruturais associadas aos regimes tectônicos têm relevante função na origem e evolução das formas de relevo, visto que determinam as vias de percolação de água e aceleram os processos intempéricos (morfogênese e pedogênese) e a sedimentação.

Para a ocorrência do movimento de percolação de água - via fraturas - é necessário que as discontinuidades estejam abertas. As aberturas destas falhas, fraturas e juntas que se observam em campo, relacionam-se com o regime de tensão atual. STEWART & HANCOCK (apud SALAMUNI 1999) ressaltaram que a determinação da orientação dos eixos de tensão é baseada na análise das falhas neotectônicas.

Quanto à movimentação dos blocos, segundo HASUI & MIOTO (1992), as falhas são variadas e se apresentam como segue:

- **transcorrente**, podendo ser de caráter tanto dextral como sinistral, tendo mergulho vertical e movimentação de blocos na horizontal;
- **inversa**, com mergulhos em geral da ordem de 30° e movimentos que envolvem subida da capa;
- **normal**, mergulhos em geral da ordem de 60° e movimentos que envolvem abatimento de blocos onde a capa desce e a lapa sobe.

2.1.2 Feições geomorfológicas associadas a feições tectônicas ativas.

Foram destacadas e detalhadas as principais feições geomorfológicas associadas a falhamentos (**FIGURA 2.1**).

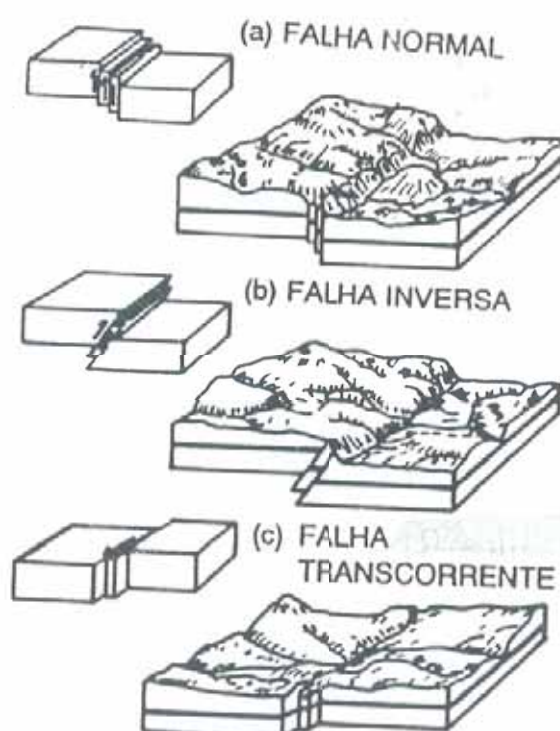


FIGURA 2.1- Tipos de formas de relevo associadas a falhas normal, inversa e transcorrente.

A expressão do plano de falha no relevo depende do tipo de falha que está se desenvolvendo, das características do material afetado na superfície e das condições morfoclimáticas da região em que o processo está ocorrendo (STEWART & HANCOCK 1994).

KELLER & PINTER (1996) esclareceram, em princípio, que a cada tipo de falhamento corresponde uma morfologia específica, ainda que existam superposição de processos e geometria, como é o caso das bacias mistas que envolvem movimentos oblíquos em falhas transcorrentes, que tendem a produzir feições associadas tanto ao sistema transcorrente quanto ao normal e inverso.

Os movimentos tectônicos expressam-se na paisagem por uma série de feições e formas. A identificação dessas formas e feições pode ser direta ou indireta, nas mais variadas escalas e nem sempre facilmente reconhecidas (JAIN, 1980; COOKE 1990).

Na paisagem as feições geomorfológicas mais facilmente observadas são aquelas associadas a falhas do tipo normal, que apresentam mergulhos em torno de 60°. Quando as falhas normais têm deslocamentos oblíquos, as acomodações das componentes direcionais ou inversas permitem o desenvolvimento de feições geomorfológicas complexas.

Os deslocamentos ao longo dessas falhas produzem desníveis topográficos e o desenvolvimento de feições como escarpa de falha, horste e gráben, blocos basculados, lagos, e em escala regional pode-se mencionar os *rift valleys*. Nesta zona de escarpa predomina a ação de processos erosivos, principalmente aqueles relacionados com o entalhamento da drenagem. Conseqüentemente, o relevo passa por vários estágios, favorecendo a formação de facetas trapezoidais e triangulares.

A geometria do sistema transcorrente pode envolver uma complexidade de estruturas tanto de encurtamento (transpressão) como de estiramento (transtensão), caracterizada numa deformação não-coaxial.

O traçado de uma zona de deslocamento transcorrente principal apresenta trechos planares e curvilineares. Os trechos encurvados são chamados de arcos (*bends*) e podem ser dos tipos convergente (*restraining*) ou divergente (*releasing*) (FIGURA 2.2). Nos arcos, os deslocamentos transcorrentes impõem encurtamento no tipo convergente e abertura no tipo divergente, isto é, transtensão e transpressão, com predomínio de um ou outro (HASUI & MIOTO 1992). Dessa forma, as bacias sedimentares em regime transcorrente originam-se em domínios de transtensão devido a componentes da divergência que ocorre na região de arco. Essas zonas caracterizam-se por bacias sedimentares de tamanho pequeno, forma alongada,

profunda, do tipo romboédrica e bacias de afastamento (*pull-apart, strike-slip e transtension basins*), com altas taxas de subsidência.

Nas bacias transtensivas podem apresentar-se fácies sedimentares marinhas, transicionais e continentais. As variações faciológicas laterais são abruptas em decorrência da geometria da bacia e da sua variação com a deformação progressiva durante a sedimentação (SYLVESTER 1988; READING 1980; HASUI & MIOTO 1992) (FIGURA 2.3).

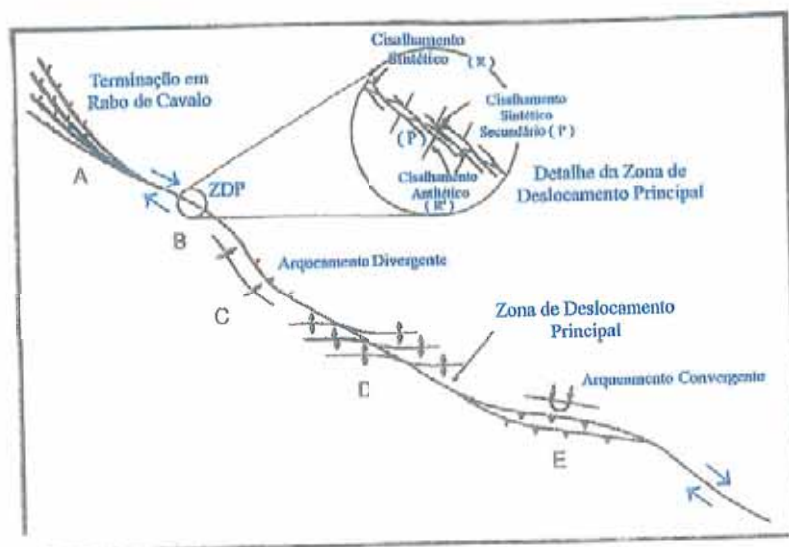


FIGURA 2.2- Arranjo espacial de uma zona transcorrente dextral. Notam-se vários segmentos secundários ao longo da zona de deslocamento principal (Z, D, P): (A) terminações em rabo-de-cavalo que envolvem a formação de leques imbricados direcionais; (B) detalhe dos falhamentos R, R' e P; (C) arqueamento divergente com desenvolvimento de dúplex direcional distensivo (D) dobras e (E) na zona de convergência, dúplexes direcionais compressivos (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985).

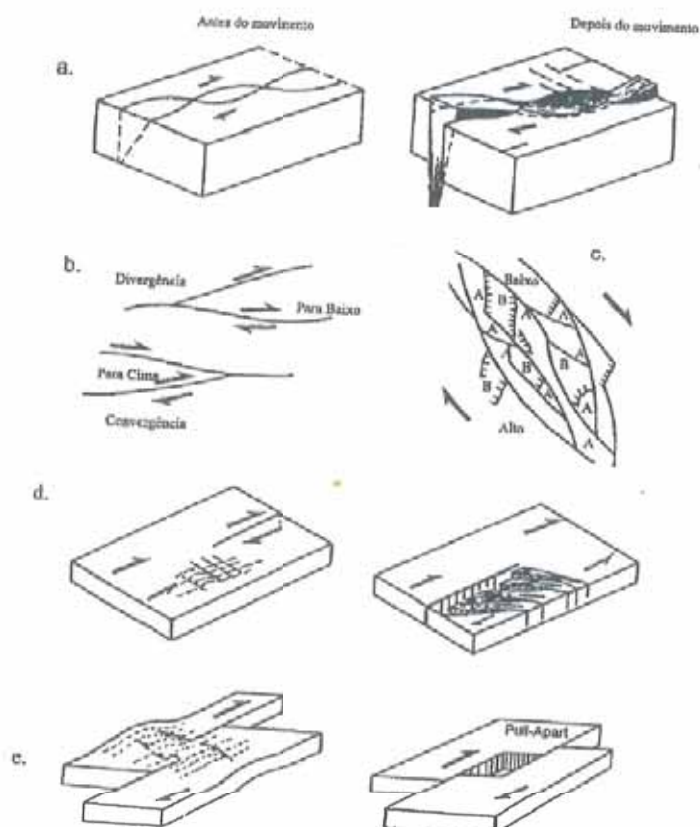


FIGURA 2.3 - Tipos de padrões de falha transcorrente que produzem bacias extensionais ou soerguimentos de blocos: (a) traços curvos de falhas, (b) padrão convergente ou divergente de falhas, (c) falhas anastomosadas, (d) terminação de falha, (e) convergência e divergência em zonas de recobrimento. (Segundo READING 1980).

READING (1980) e HASUI & MIOTO (1992) ressaltaram que essas bacias podem ter comprimento de até algumas centenas de quilômetros, largura de várias dezenas de quilômetros e espessuras de sedimentos chegando a 10.000 metros.

O ambiente deposicional mais característico desta bacia é o lacustre, com leques aluviais marginais, e pode ter magmatismo associado. Também podem se instalar mares interiores como o da Placa Árabe, com deslocamento sinistral de 110 km, que abriga os mares Morto e de Galiléia.

Essas deformações podem condicionar processos de dissecação diferenciados e capazes de gerar vales e padrões de relevo assimétricos como na região de Sulphur Creek, California (NIELSEN & MCLAUGHLIN, 1985).

As principais formas de relevo associadas a atividade morfotectônica de falhas transcorrentes são:

Pressure ridge- elevação ao longo de uma falha transcorrente gerada através de soerguimento em dúplexes compressivos (*restraining bends*) ou entre dois planos distintos da falha (KELLER & PINTTER 1996); **Shutter Ridges**- são formadas onde uma falha desloca a topografia, movendo lateralmente uma seqüência de cristas de um lado da falha contra vertentes do outro lado (SUMMERFIELD 1991, 1999); **Sag Ponds**- desenvolvem-se ao longo de zonas de falha, sendo relacionadas a abatimentos entre as duas bordas da zona de falha (KELLER & PINTER 1996, *apud* SANTOS 1999). Essas e outras feições são mostradas na (FIGURA 2.4).

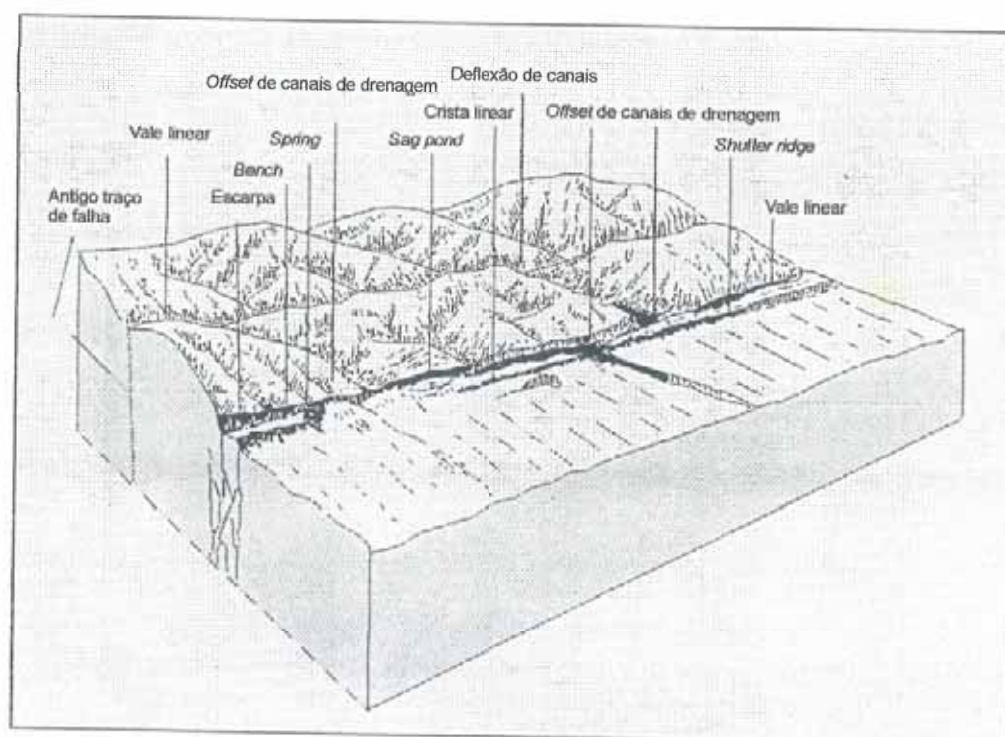


FIGURA 2.4 Principais feições de relevo indicativas de atividade neotectônica (SYLVESTER 1988, *apud* SANTOS 1999).

As feições geomorfológicas mais destacadas relacionadas a falhas inversas são aquelas que envolvem colisões ou convergências de placas: cavalgamentos produzidos por subducção, provocam soerguimentos. As falhas normais apresentam geometria planar ou listrica. **(FIGURA 2.5)**. As feições morfoestruturais mais comuns associadas às falhas normais são os *rift-valleys* (grábens e horstes), marcadas por escalonamentos de blocos. As facetas triangulares ou *chevrons* **(FIGURA 2.6)**, são as feições mais marcantes de erosão de uma escarpa de falha ativa. Em áreas ativas tectonicamente, os processos erosivos, na frente da escarpa, são rigorosos dando origem a vales estreitos e paralelos **(FIGURA 2.7)**

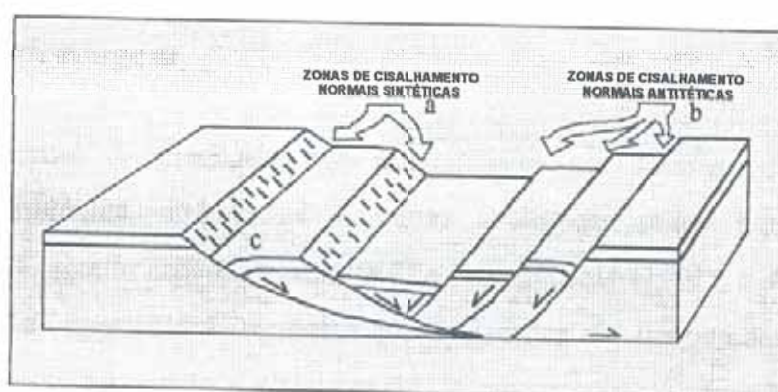


FIGURA 2.5- Desenvolvimento de falhas listricas sintéticas (a) e antitéticas (b); em (c) estrutura de arrasto do teto formando o volteio ou *rollover* (COSTA *et al.* 1992).

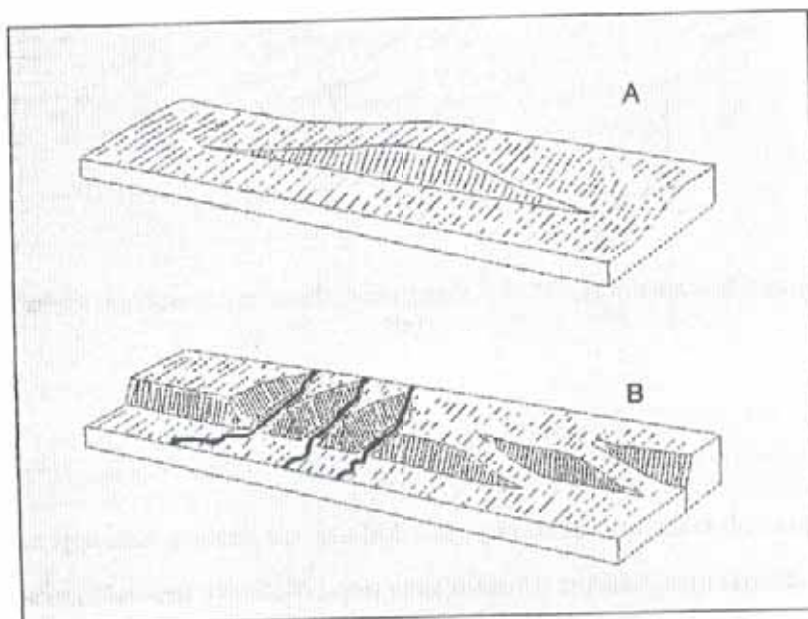


FIGURA 2.6- Blocos-diagramas mostrando várias formas de escarpas de falhas e suas associações com as feições erosivas: A- escarpa de falha, B- escarpa de falha em *échelon*, à direita e desenvolvimento de facetas triangulares e pequenos vales perpendiculares (*gullies*) à esquerda (SUMMERFIELD 1991).

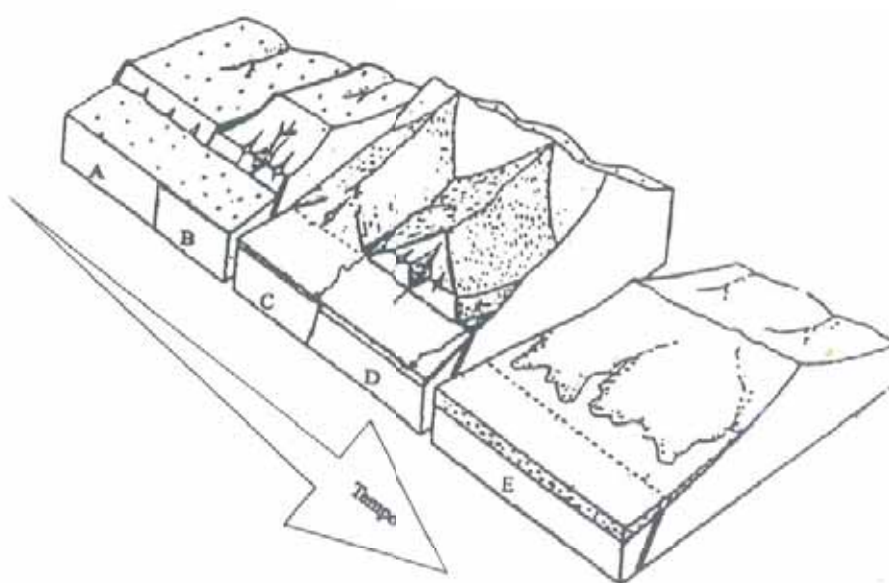


FIGURA 2.7- Evolução de escarpa e feições geomorfológicas associadas. No bloco A/B, desenvolvimento de falha do tipo normal e o início da incisão da rede de drenagem; em C/D, entalhe da rede de drenagem e aparecimento de facetas do tipo trapezoidais passando para as triangulares; em E; pela ação de processos erosivos a escarpa de falha é mascarada (STEWART & HANCOCK 1990).

Além das facetas como indicadores de manifestação de falhamentos ativos, outra feição pode ser identificada em superfície através da ocorrência de zonas de brechas percursoras. Nas zonas de brechas, quando o plano de falha aflora, deforma a superfície e tende a aparecer novos planos associados (**FIGURA 2.8**), favorecendo a formação de depósitos coluvionares do tipo fluxo de detritos no sopé da escarpa (**FIGURA 2.9**).

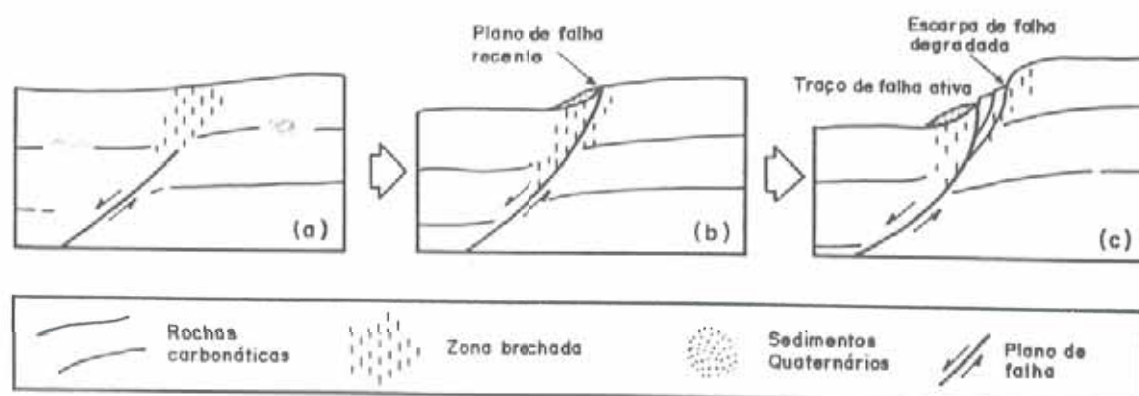


FIGURA 2.8- Sequência esquemática de evolução de falhas e a formação de brecha em seus diversos estágios. (a) nucleação de brecha; (b) propagação da falha com aumento da brechificação e do fraturamento; (c) aparecimento de novos planos falhados, formação de escarpa, atuação da erosão e sedimentação (STEWART & HANCOCK 1994).

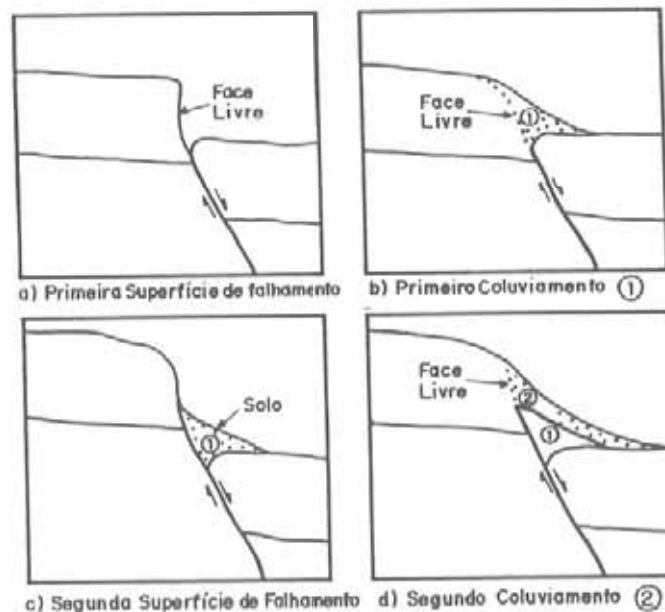


FIGURA 2.9- Desenvolvimento esquemático de depósitos de fluxo de detritos ao longo de escarpa de falha normal (SCHWARTZ & COPPERSMITH 1984).

2.1.3 Aspectos tectônicos da drenagem

A análise do padrão da rede de drenagem, é uma das feições geomorfológicas mais sensíveis à movimentação tectônica, retratando-se, principalmente, como resposta a movimentos neotectônicos, fornece informações essenciais sobre estrutura geológica e das variações do estilo estrutural.

As propriedades mais relevantes do estudo da rede de drenagem referem-se a densidade de textura, sinuosidade, angulosidade, tropia, assimetria e formas anômalas (**FIGURA 2.10**). Através do padrão da rede de drenagem pode-se obter informações fundamentais de estruturação de uma determinada área tanto em superfície como em subsuperfície.

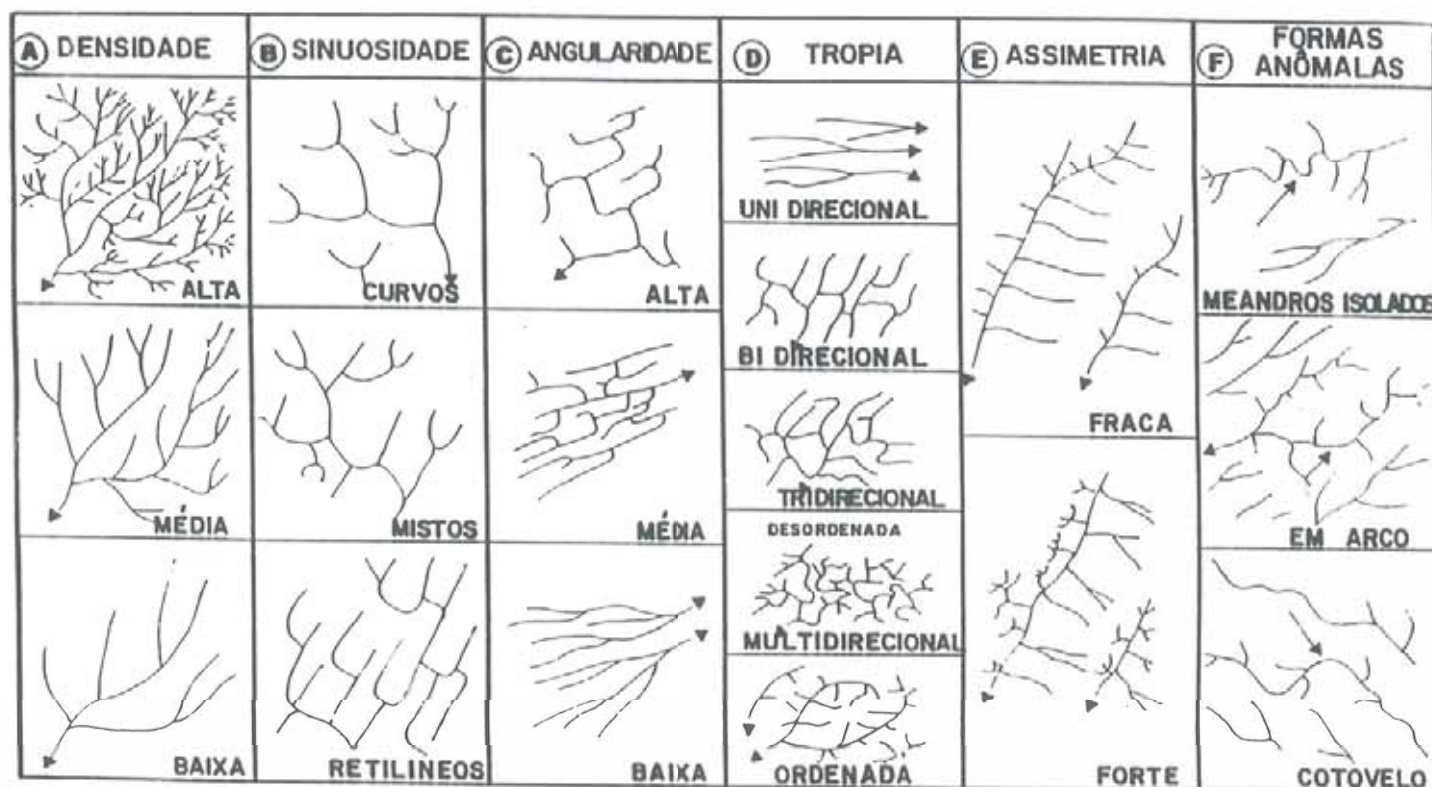


FIGURA 2.10- Propriedades da rede de drenagem (SOARES & FIORI 1976).

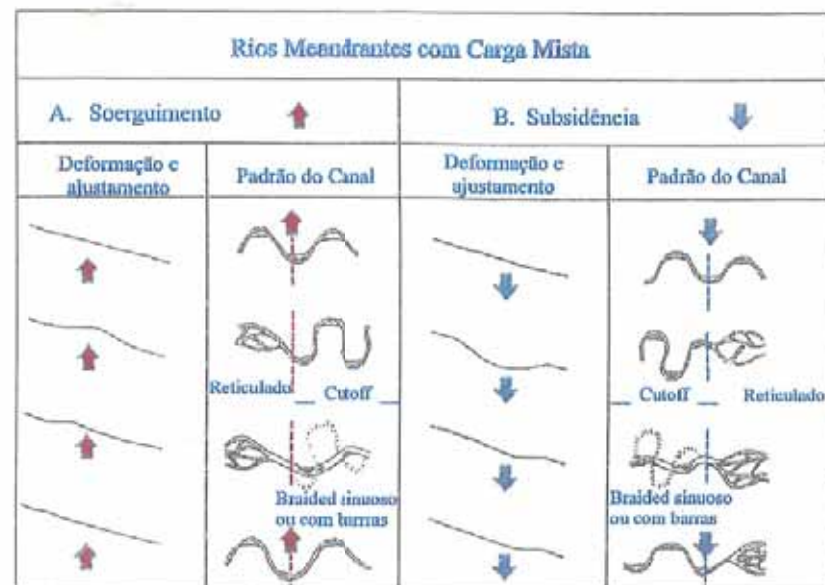
No estudo neotectônico é importante a compreensão das feições anômalas, isto é, das formas que diferem do arranjo geral dos elementos. Destacou-se para isso as seguintes feições geomorfológicas: meandros abandonados, retilinidade do canal, arcos em cotovelo, facetas triangulares e trapezoidais, terraços escalonados, capturas de drenagem, arqueamentos e escarpa de falha, entre outras. O movimento neotectônico exerce um papel relevante na evolução da paisagem tais como movimentos ascensionais e subsidência que influencia principalmente nas anomalias da rede de drenagem. O movimento neotectônico atuante no Brasil, conforme proposto por HASUI (1990), favorece o desenvolvimento de estruturas transcorrentes dextrais e a reativação de outras preexistentes (tectônica ressurgente), em um ambiente intraplaca, tendo iniciado por volta do Mioceno.

Uma das respostas mais evidentes das movimentações tectônicas refere-se aos basculamentos de blocos (SOARES *et al.* 1981, SENA COSTA *et al.* 1992), que, por sua vez, proporcionam modificações na sedimentação e na geomorfologia, com destaque para os seguintes aspectos:

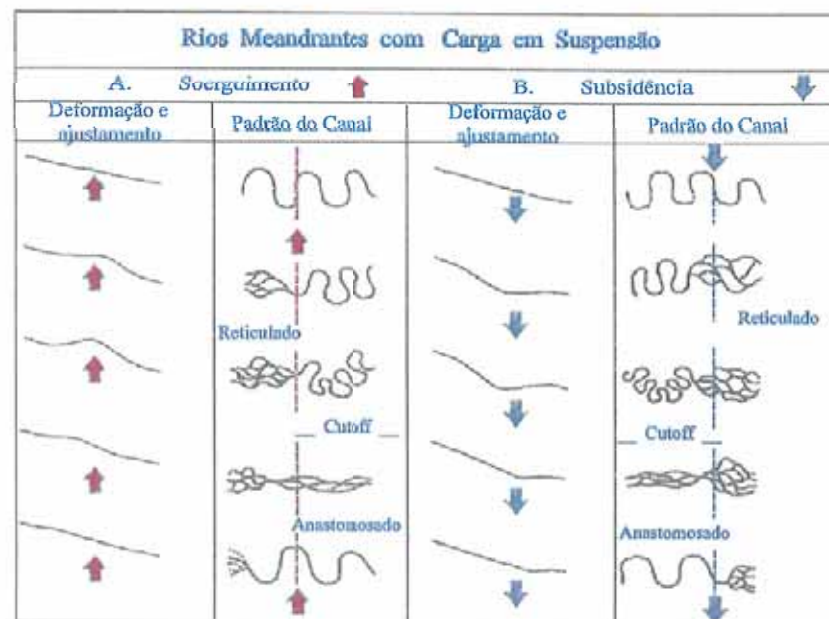
- a- migração progressiva do eixo do rio,
- b- formação de minigrábens dentro da estrutura principal,
- c- migração lateral gradativa do rio principal,
- d- migrações rápidas de trechos do rio principal.

São considerados como feições anômalas de drenagens os longos segmentos retilíneos; o desenvolvimento de meandros, padrão *braided*, alargamento e/ou estreitamento do canal, depressões fechadas (pântanos e lagoas) e curvas anômalas. Os terraços fluviais também são afetados pelo tectonismo, destacando-se os escalonamentos cortados por falhas, arqueamentos e basculamentos, principalmente, aqueles formados no período do Pleistoceno até os dias atuais. HOWARD (1967), JAIN (1980) e SCHUMM (1986) esclareceram que as anomalias de drenagens fornecem fortes indícios da influência das estruturas tectônicas na sua geometria, provocando desvios locais. Para esses autores essas feições podem ser interpretadas como *possíveis evidências* de neotectonismo. Estes movimentos causam modificações no perfil longitudinal que influencia na declividade do canal, bem como, no seu padrão e morfologia, com destaque à descarga e ao tamanho dos sedimentos.

OUCHI (1985 *apud* SILVA 1997) ressaltou que no caso de soerguimento em rios meandantes, tanto para cargas mistas como em suspensão, há um aumento da sinuosidade a jusante da área soerguida. A montante, canais retilíneos são formados, apresentando possivelmente padrão reticulado. Após o padrão inicial ser superado pelo meandramento na zona rebaixada, a degradação terá início e evoluirá a jusante. Um padrão *braided* sinuoso será desenvolvido para rios com carga em suspensão (FIGURA 2.11).



A



B

FIGURA 2.11- Ajustamento e padrões modificados de canais meandrantess com carga mista (A) e em suspensão (B), por área atingidas pelo soerguimento e subsidência (OUCHI 1985, *apud* SILVA 1997).

JAIN (1980, *apud* PIRES NETO 1991) ressaltou que os componentes do relevo, com destaque para a atuação dos movimentos neotectônicos, são aqueles relacionados principalmente com as anomalias da rede de drenagem, fácies dos depósitos sedimentares do tipo eluvionares e coluvionais (constituição, extensão e espessura), os terraços fluviais com ênfase na sua composição e disposição, entalhamento dos vales fluviais relacionados aos processos de soerguimento e subsidência, e as antigas superfícies de aplanamento.

JAIN (*op. cit*) salientou que o perfil longitudinal dos vales depende de variáveis hidrológicas e litoestruturais, e movimentos neotectônicos, que, por sua vez, influenciam no nível de base e no rearranjo da morfologia do perfil longitudinal. **TABELA 2.1.**

Segmentos Côncavos	Indicam a diminuição da granulometria do material de fundo, da competência do canal ou áreas com movimentos neotectônicos de subsidência,
Segmentos Convexos	Indicam o aumento da granulometria do material de fundo devido ao aporte de sedimentos dos tributários que atravessam litologias mais resistentes, ou presença de rochas mais resistentes no leito do canal que formam corredeiras e cachoeiras, ou ainda movimentos neotectônicos ascencionais associados a arqueamentos e movimentos diferenciais de blocos tectônicos. Nestas situações associam-se a convexidade do perfil longitudinal a vales estreitos e profundos com vertentes convexas,
Segmentos Retilíneos ou Pouco Convexos	Indicam o aumento da granulometria dos sedimentos do canal ou áreas de comportamento neotectônico estável,
Perfis Escalonados	Indicam a presença de fraturas ativas ou mudanças de tipo e composição de rocha, ou ainda, mudança de consumo de água em relação à desembocadura de afluentes,
<i>Knick Point</i>	Representam rupturas de declives positivas, indicam presença de saltos, corredeiras e cataratas. As rupturas de declive negativas caracterizam-se pela diminuição do gradiente e por áreas de deposição.

TABELA 2.1- Feições morfológicas do perfil longitudinal e suas implicações tectônicas (PIRES NETO 1991).

As capturas de drenagens (*river capture, piracy ou stream piracy*) acontecem quando uma drenagem erode mais agressivamente que a outra adjacente, capturando-a por interceptação. Os processos tectônicos (falhamento *offsets*), arqueamento, basculamento (*diversion-top down processes* e soerguimento) e erosivos (resistência litológica) são os principais fatores que influem na captura de cabeceiras e na linha de drenagem. As evidências geomorfológicas que indicam capturas são: cotovelos (*elbow of capture*) e vales secos (*wind gaps*), dentre outras.

CAPÍTULO 3- GEOLOGIA

3.1. QUADRO REGIONAL

A região estudada faz parte do contexto geológico da Bacia Sedimentar do Paraná, na sua porção nordeste. Ali foram reconhecidas seqüências sedimentares do Carbonífero-Permiano e Triássico-Cretáceo (HASUI *et al.* 1989; ZALÁN *et al.* 1991 *apud* PIRES NETO, 1996), mostrada na **FIGURA 3.1**.

ZALÁN *et al.* (1991) ressaltaram que a deposição e a disposição das seqüências sedimentares da Bacia do Paraná estão relacionadas a reativações de zonas de fraquezas herdadas do embasamento durante fases tectônicas posteriores, controlando e determinando os falhamentos subseqüentes. As principais feições tectônicas que afetam a bacia são representadas por falhas marcadas por sistemas intercruzados de direções NW-SE e NE-SW; suas extensões atingem centenas de quilômetros e os feixes apresentam larguras superiores á dezenas de quilômetros.

Segundo SOARES (1982), essas descontinuidades representam zonas de fraqueza do embasamento, várias delas tendo controlado a sedimentação durante a evolução da bacia. O mesmo autor ressalta que as zonas de *trend* NW estão intensamente intrudidas por diques de diabásio.

A presença da atividade tectônica ao longo das descontinuidades NW-NE e E-W foram reconhecidas nos trabalhos desenvolvidos na Bacia do Paraná (CORDANI *et al.* 1984; HASUI *et al.* 1989, *apud* ZALÁN *et al.* 1991) (**FIGURA 3.2**).

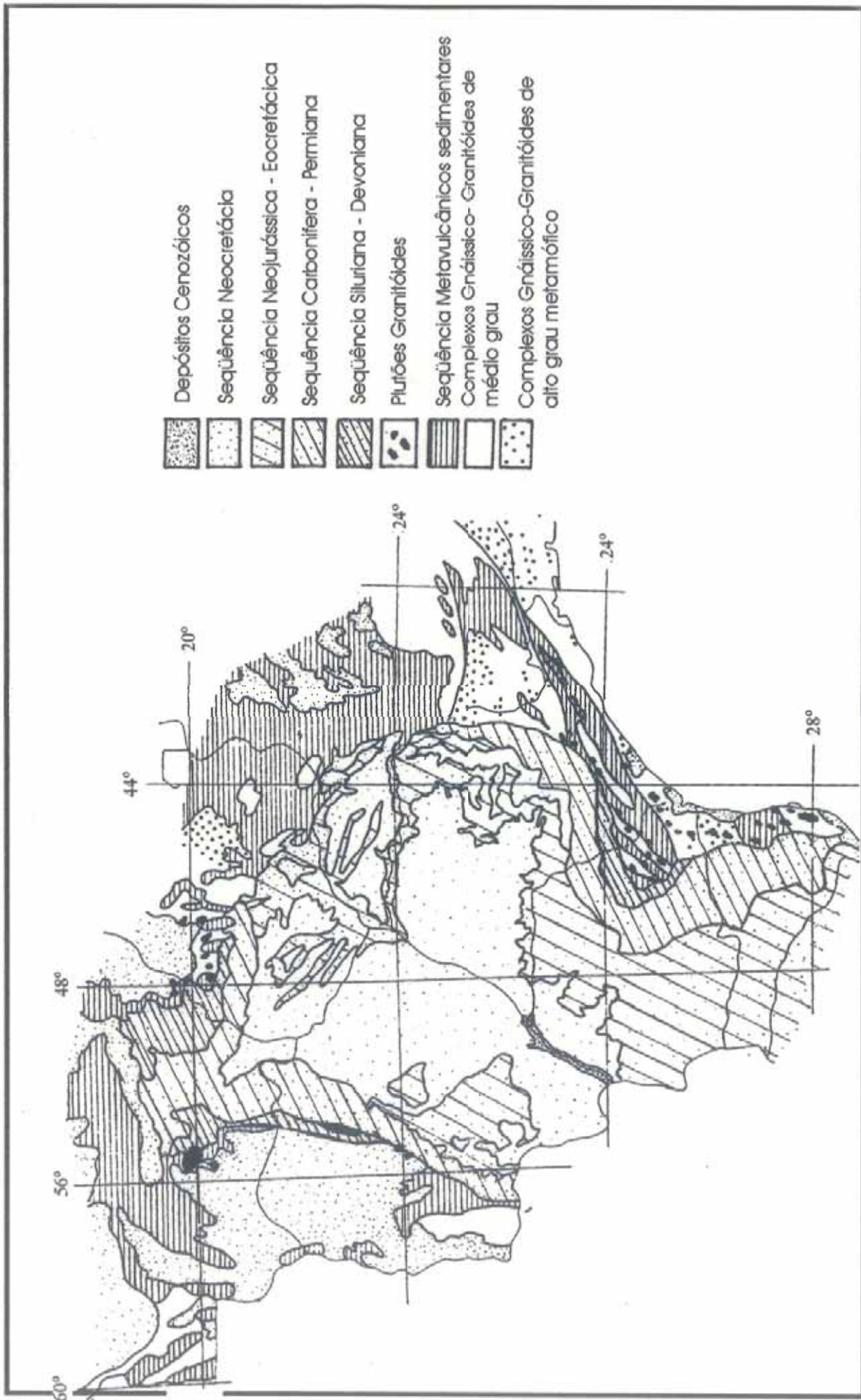
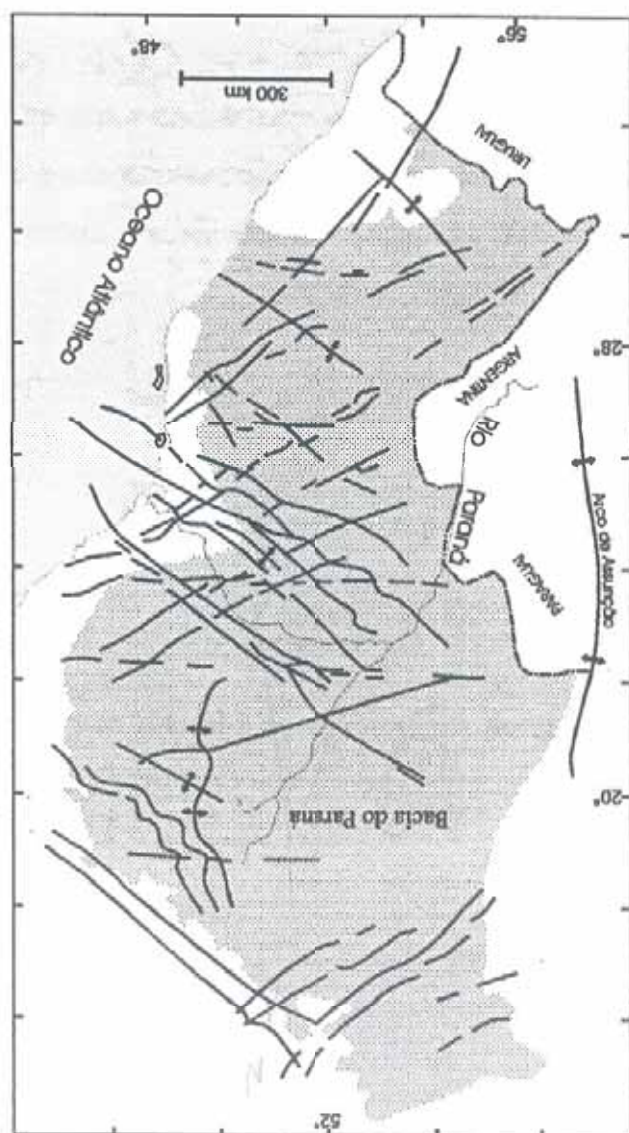


FIGURA 3.1 - Distribuição regional das unidades litoestruturais (HASUI *et al.*, 1989; ZALAN *et al.*, 1990 *apud* PIRES NETO, 1996).

FIGURA 3.2- Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, mostrando as três direções principais de descontinuidades NW, NE e E-W (ZALÁN *et al.* 1991).



3.1.1 Substrato Rochoso

A região estudada apresenta seqüências sedimentares paleozóicas que englobam o Grupo Tubarão (formações Itararé e Tatuí) e Grupo Passa Dois (formações Irati e Corumbataí). Os depósitos mesozóicos, são representados pelo Grupo São Bento compreendendo as formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral. Ocorrem ainda, as formações Itaqueri, Rio Claro, Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas como depósitos mais novos. Os depósitos recentes de várzea (holocênicos) são menos expressivos na área.

3.1.1.1- Grupo Tubarão

Esta unidade é constituída de sedimentos clásticos (arenitos, diamictitos, ritmitos, siltitos, argilitos e lamitos), de origem glacial e periglacial. Os sedimentos são de coloração cinza a amarelada, apresentando estruturas do tipo estratificada de pequeno porte e maciça (MODENESI 1974).

3.1.1.1.1- Formação Itararé

A sua constituição é de diamictitos, arenitos, folhelhos e ritmitos, de origem glacial. As estruturas sedimentares mais comuns são representadas por marcas de onda, de correntes, laminação cruzada e estratificação plano-paralela (CASTRO, 1978). SCHNEIDER *et al.* (1974, *apud* SOUSA (1997) interpretaram para essa unidade condições lacustres e flúvio-glaciais e condições marinhas e deltáicas nas regiões leste e centro do Estado de São Paulo.

3.1.1.1.2- Formação Tatuí

A Formação Tatuí representa o registro da sedimentação pós-glacial na porção nordeste da Bacia do Paraná, de idade permiana. Esta unidade correlaciona-se com as formações Palermo e Rio Bonito (Grupo Guatá), que representa o início do pós-glacial nos

estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. No estado de São Paulo é denominada de Formação Tatuí. Esta unidade é constituída de depósitos marinhos costeiros com predomínio de siltitos, arenitos finos, calcários, folhelhos e sílex, apresenta estratificação plano-paralela, com coloração avermelhada na porção inferior e esverdeada na parte superior (SCHNEIDER *et al.* 1974; ALMEIDA 1981).

O IPT (1981) afirmou que o ambiente de sedimentação da Formação Tatuí caracteriza-se por bacia aquosa de baixa energia, do tipo marinha. GIMENEZ (1996) ressaltou que os arenitos da Formação Tatuí foram formados em ambiente costeiro e de mar aberto raso, como barras litorâneas e plataformais, em sistemas flúvio-deltaicos, e localmente em cunhas clásticas do tipo *fan-deltas*.

3.1.1.2. – Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois na maior parte do estado de São Paulo é representado pelas formações Irati e Corumbataí. O nome foi proposto por WHITE (1908 *apud* IPT, 1981).

3.1.1.2.1- Formação Irati

A Formação Irati foi definida por WHITE (1908 *apud* IPT, 1981), sob o nome de “schisto preto do Irati”.

Ela é constituída de folhelhos pirobetuminosos, folhelhos pretos, dolomititos cinzentos alternando-se com folhelhos escuros, por vezes nodulosos, calcários mais ou menos intensamente dolomitizados, siltitos, folhelhos e arenitos finos, cinzentos, arenitos de granulação fina a grossa e conglomerática. As camadas de conglomerados ocorrem, ocasionalmente, na base da formação (IPT, 1981).

BARBOSA & GOMES (1958) dividiram a Formação Irati nos membros Taquaral e Assistência. O membro Taquaral é de natureza essencialmente pelítica com predomínio de argilitos, folhelhos de cor cinza clara a escura e siltitos; tendo laminação paralela. Restos de peixes, de crustáceos do gênero *Clarkecaris* e da flora *Dadoxylon* são os fósseis mais frequentes (DAEMON & QUADROS, 1970). O membro Assistência apresenta constituição bem mais variada, destacando-se a presença de dolomititos e calcários parcialmente dolomitizados e de folhelhos pirobetuminosos e piritosos, com estrutura sedimentar do tipo laminação paralela.

As características litológicas e sedimentares sugerem deposição em ambiente marinho de águas rasas.

Os fósseis característicos dessa unidade são os répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, restos de peixes, vegetais, carapaças de crustáceos e palinórfos.

Posteriormente, esta formação é redefinida por HACHIRO (1991) e HACHIRO *et al.* (1993), considerando a Formação Taquaral basal e Formação Assistência no topo. Segundo eles o ambiente de sedimentação foi predominantemente uma vasta área de plataforma coberta por mar do tipo epicontinental, com três ciclos característicos transgressivo e regressivo de menor ordem, subordinados à transgressão pós-glacial na Bacia do Paraná.

3.1.1.2.2-Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí caracteriza-se, na parte inferior, por argilitos, folhelhos e siltitos de cor cinza-escuro, e na superior por argilitos, folhelhos e siltitos arroxeados a vermelhados, com intercalações carbonáticas, e camadas de arenitos muito finos. Os leitos carbonáticos são, por vezes, ricos em oólitos e fragmentos de conchas (PACHECO, *apud* IPT 1981; SCHNEIDER *et al.* 1974).

Nesta formação, observam-se estruturas sedimentares como estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo, estrutura *flaser*, estratificação rítmica, marcas ondulares e fraturas de ressecamento (IPT, 1981). Nos corpos arenosos, predominam estratificação cruzada de pequeno porte e laminação ondulada descontínua (SCHNEIDER *et al.* 1974).

A Formação Corumbataí jaz em concordância sobre a Formação Irati, mas seu contato com a Formação Pirambóia é por discordância erosiva (IPT, 1981).

RICCOMINI (1995) observou a primeira evidência direta de tectonismo sinsedimentar no Permiano Superior da Bacia do Paraná, sendo analisados diques clásticos presentes em sedimentos da Formação Corumbataí, considerados como resultantes de abalos sísmicos, antes da separação dos continentes América-África.

SCHNEIDER *et al.* (1974) consideraram que a Formação Corumbataí desenvolveu-se em ambiente marinho de águas rasas, em condições climáticas oxidantes, sob a influência de marés por avanços progracionais de sedimentação litorânea. Para GAMA Jr. (1979), a Formação Corumbataí constituiu uma planície de maré desenvolvida no Estado de São Paulo, relacionada a um sistema deltáico.

Essa formação caracteriza-se por ser fossilífera, sendo numerosas as ocorrências de restos de animais e vegetais em suas camadas, sendo mais comuns escamas e dentes de peixes, que estão distribuídos de maneira esparsa em diversos níveis.

3.1.1.3- Grupo São Bento

A designação “Série São Bento” foi proposta por WHITE (1908, *apud* IPT 1981), reunindo um conjunto de arenitos predominantemente vermelhos e as “eruptivas da Serra Geral”.

Ele foi dividido nas formações Pirambóia e Botucatu que são constituídas, basicamente, de arenitos finos a médios e arenitos finos, e Formação Serra Geral, caracterizada por basaltos com discretos níveis de arenitos intertrapeanos. Diques e soleiras de diabásio são contemporâneos à Formação Serra Geral e aparecem dispersos na região. As intercalações de sedimentos eólicos nos basaltos não deixam dúvidas que são contemporâneos a partir de um certo momento (DUARTE, 1980).

ALMEIDA & BARBOSA (1953) propuseram que as duas formações Pirambóia e Botucatu, representam um único ciclo de sedimentação, refletindo condições climáticas que, de quentes e úmidas, evoluíram para desérticas.

3.1.1.3.1 Formação Pirambóia

PACHECO (*apud* IPT, 1981) utilizou a designação “Pirambóia” para caracterizar o arenito de coloração avermelhada, sem cimento argiloso e com grãos rolados que constituem o andar inferior do Arenito Botucatu.

A Formação Pirambóia constitui-se de arenitos esbranquiçados, amarelos, de rosados a avermelhados, com grãos apresentando granulometria de média a muito fina, matriz silto-argilosa, grãos polidos, subangulares a subarredondados com intercalações de camadas de argilitos e siltitos, e raras intercalações areno-conglomeráticas (COTTAS *et al.* 1986; CAETANO-CHANG *et al.* 1991; CAETANO-CHANG 1997).

BÓRIO (1973) afirmou que as estruturas sedimentares da Formação Pirambóia mais comuns são estratificação cruzada de médio a pequeno porte, estratificação plano-paralela, escavação e preenchimento, estrutura maciça, marcas ondulares. Ressaltou também estruturas deformacionais produzidas por deslizamentos, como diastemas, pelotas de argila, estruturas

convolutas e brechas intraformacionais. A estrutura sedimentar mais freqüente é a estratificação cruzada.

As características litológicas e sedimentares desta unidade apontam origem continental fluvial com depósitos de rios meandantes e pequenas lagoas associadas em condições climáticas oxidantes (SCHNEIDER *et al.* 1974).

SOARES (1973) esclareceu que os corpos magmáticos básicos alojados na Formação Pirambóia são intrusivos, geralmente de pequena extensão e espessura. Os fósseis desta unidade são pouco abundantes, sendo descritos os conchostráceos e ostracodes de água doce.

A idade da Formação Pirambóia está posicionada entre o Triássico Inferior a Jurássico Superior (IPT, 1981).

3.1.1.3.2- Formação Botucatu

O termo Botucatu foi introduzido por CAMPOS (1889, *apud* IPT 1981) para denominar os arenitos que constituem a serra do mesmo nome no Estado de São Paulo, designando de Grês do Botucatu os arenitos com estratificação cruzada de grande porte que recobriam as camadas paleozóicas. Nas partes mais altas, intercalam-se com as rochas eruptivas que constituem a Formação Serra Geral.

Na Carta Geológica do Estado de São Paulo (FLORENCE & PACHECO 1927, *apud* IPT 1981) o arenito Botucatu foi dividido nas unidades: Botucatu e Pirambóia, embora representados sob a mesma convenção geológica.

Para WASHBURNE (1930), o arenito Botucatu é o pacote superior de arenitos eólicos, e o arenito Pirambóia representa o pacote inferior de arenitos aquosos.

A Formação Botucatu constitui-se quase inteiramente de arenitos de granulação fina a média, boa seleção de grãos foscos e alta esfericidade, apresentando na base corpos de arenitos conglomeráticos (IPT, 1981).

BÓRIO (1973) salientou que as estruturas sedimentares mais comuns da Formação Botucatu são: estratificação cruzada de grande porte e acanalada. O constituinte mineralógico principal da Formação Botucatu é o quartzo, na sua maioria em grãos bem arredondado. A presença de uma película envolvente de óxido de ferro é comum nesses grãos, dando-lhe cor avermelhada.

SCHNEIDER *et al.* (1974) afirmaram que as características litológicas e sedimentares da Formação Botucatu indicam deposição em ambiente desértico, com contribuição, na parte

basal, de sedimentos fluviais areno-conglomeráticos e camadas localizadas de siltitos e argilitos lacustres. As fácies lacustres foram referidas como Fácies Santana.

Para SOARES (1973), o contato das Formações Pirambóia e Botucatu seria caracterizado por discordância erosiva.

A Formação Botucatu apresenta uma espessura muito variável, mas raramente ultrapassa 150 metros, sendo a média da ordem de 50 a 70 metros; sua ocorrência restringe-se à parte inferior da Serra Geral, quando silicificada, sustenta em morros-testemunho. Comumente apresenta-se recoberta por extensos areais aluvionares ou coluviais.

É pouco expressivo o conteúdo fóssil da Formação Botucatu, reduzindo-se a alguns crustáceos, pistas de vermes e pegadas de vertebrados (IPT, 1981).

Quanto à idade, a mais provável e reconhecida para a Formação Botucatu é Triássico-Médio Superior a Cretáceo Inferior (IPT, 1981).

3.1.1.3.3.- Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas

A Formação Serra Geral compreende a sequência de derrames de lavas basálticas, intrusivas associadas (diques e soleiras), com intercalações de lentes e camadas arenosas que capeiam as formações gondwânicas da Bacia do Paraná (WHITE 1908 *apud* IPT 1981).

Os derrames da Formação Serra Geral registram um dos maiores vulcanismos já documentados no globo, indicando idades entre 120 e 130 milhões de anos (LEINZ, 1949).

A Formação Serra Geral originou-se de um intenso vulcanismo de fissura, iniciado quando ainda perduravam as condições desérticas de deposição da Formação Botucatu (IPT 1981).

Esta formação consiste em lavas basálticas, predominantemente toleíticas, com variações químicas, coloração cinza a negra, estruturas amigdaloidais no topo dos derrames e com grande desenvolvimento de juntas verticais e horizontais de origem tectônica e por resfriamento.

Os dados geocronológicos existentes demonstraram que o magmatismo teve início no término do Jurássico e desenvolveu-se no Cretáceo Inferior. A presença de material piroclástico nos arenitos eólicos da Formação Botucatu atestou o sincronismo desta unidade com os episódios magmáticos (WASHBURNE, 1930, ALMEIDA & BARBOSA, 1953, SOARES 1975, MORAES *et al.* 1982 *apud* RICCOMINI 1995).

3.1.1.4- Grupo Bauru

O Grupo Bauru é caracterizado por uma seqüência continental onde são englobadas fácies de leques aluviais, lacustres, fluviais e eólica. Na área de estudo é representado pela Formação Itaqueri.

3.1.1.4.1- Formação Itaqueri

A Formação Itaqueri, definida por ALMEIDA & BARBOSA (1953), nas serras de Itaqueri e São Pedro (nas nascentes do Ribeirão Araquá), abrange uma cobertura sedimentar pós-basáltica, constituída por materiais areno-conglomeráticos.

Esta unidade foi primeiramente mencionada por WASHBURNE (1930) e considerada como paleogênica por (COTTAS & BARCELOS 1981; PONÇANO *et al.* 1982; BRANDT NETO *et al.* 1981; BRANDT NETO 1984).

Litologicamente, essa unidade é constituída por bancos alternados de arenitos com cimento argiloso, crostas ferruginosas, folhelho e conglomerados. Há um predomínio de conglomerados na porção basal, característica observada na maior parte da formação.

As estruturas sedimentares mais comuns são as estratificações plano-paralela e cruzadas nos arenitos, e disposição caótica dos clastos nos conglomerados mais grossos (ALMEIDA & BARBOSA, 1953).

COTTAS & BARCELOS (1981) consideraram ambiente de sedimentação de alta energia, com formação de sistema de leques aluviais, em condições de um clima de árido a semi-árido, sujeitas a bruscas mudanças de velocidade de transporte.

RANZINI *et al.* (1972) destacaram a existência de níveis de encouraçamento correlativos da antiga superfície de pediplanação Pós-Bauru. As características físico-químicas de tais sedimentos indicam condições climáticas do tipo savana, marcada por estação de seca, verificando-se déficit de água no solo.

SOARES *et al.* (1980 *apud* IPT 1981) englobaram a Formação Itaqueri, e a Formação Marília, pelas similaridades litológicas.

MELO & PONÇANO (1983) ressaltaram que os níveis de ferruginização e silicificação da Formação Itaqueri e depósitos mais novos documentariam oscilações climáticas terciárias e quaternárias.

3.1.1.5-Depósitos Cenozóicos

As primeiras referências à sistematização, origem e evolução das formações superficiais no Brasil foram elaboradas por WOODWORTH (1912 *apud* AB'SABER 1969), WASHBURNE (1930) e MORAES REGO (1932). No Estado de São Paulo destacam-se aquelas elaboradas por BJÖRNBERG (1965), BJÖRNBERG & LANDIM (1966), CHRISTOFOLETTI & QUEIROZ NETO (1960, 1961, 1966), PENTEADO (1968, 1976), QUEIROZ NETO (1960), MODENESI, (1974), FULFARO & SUGUIO (1974), OKA-FIORI (1980), MELO & PONÇANO (1983), MELO (1995) e FACINCANI *et al.* (1995, 1999), dentre outros. Esses autores relacionaram os depósitos de cobertura com os níveis de aplanamento pós-terciários.

A maior parte dos pesquisadores da época atribuiu a sua origem a variações morfoclimáticas do Quaternário.

FULFARO (1979) reconheceu movimentos do arcabouço tecto-sedimentar para sua evolução, com pulsações positivas e negativas, materializado por superfícies de erosão e depósitos sedimentares.

FULFARO & SUGUIO (1974 *op. cit.*) estudaram a gênese e evolução das areias, colúvios de espigões; de depósitos associados às calhas fluviais atuais, e cascalheiras constituídas por seixos de quartzito, canga laterítica e calcedônia. Esclareceram que estes sedimentos são difíceis de serem individualizados, principalmente, quando o cascalho basal de seixos não está presente. Estes sedimentos são às vezes confundidos com solos, pois pouco deles diferem.

SOARES & LANDIM (1976) consideraram que os depósitos cenozóicos são facilmente reconhecidos em fotos aéreas, pela presença de:

- a- pequenas lagoas circulares e depressões fechadas,
- b- baixa densidade de drenagem,
- c- tonalidades claras do terreno,
- d- colinas amplas com perfil convexo,
- e- boçorocamento nas frentes de erosão,
- f- cobertura vegetal rala.

Os depósitos neocenozóicos recobrem grandes áreas dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Paraná, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Apresentam grande susceptibilidade à instalação de processos erosivos (SCHNEIDER *et al.* 1974).

MELO & PONÇANO (1983) discutiram a necessidade de se caracterizar e de se sistematizar os depósitos cenozóicos, pois consideraram que eles estão ligados a numerosos problemas regionais por se constituírem de materiais muito frágeis face à susceptibilidade erosiva. Para o noroeste do Paraná, destacaram que os problemas de erosão, inclusive as boçorocas, não se devem ao arenito Caiuá e sim aos depósitos cenozóicos.

3.1.1.5.1- Formação Rio Claro

A Formação Rio Claro foi definida por BJÖRNBERG & LANDIM (1966), na região compreendida entre os rios Piracicaba e Pardo.

Estes autores registraram três níveis topográficos principais onde aparecem sedimentos neocenozóicos na área da Depressão Periférica e Cuesta próximas a Rio Claro:

- a- superior: 900 metros - região de São Carlos;
- b- intermediário: 800-900 metros - Serra de Santana e área da cidade de Itirapina;
- c- inferior: 600-800 metros, platô de Rio Claro.

Assim, a Formação Rio Claro foi, classificada junto aos níveis entre 600 a 800 metros para os autores citados. Sua ocorrência em pelo menos três grandes níveis altimétricos, 600, 700 e 800 metros, por dezenas de quilômetros junto à escarpa da Serra Geral, sugere estar sua gênese intimamente ligada ao processo de escavação da Depressão Periférica Paulista (FULFARO, 1979).

BJÖRNBERG & LANDIM (1966) privilegiaram somente os sedimentos posicionados sobre o nível topográfico inferior como Formação Rio Claro, **FIGURAS 3.3 e 3.4.**

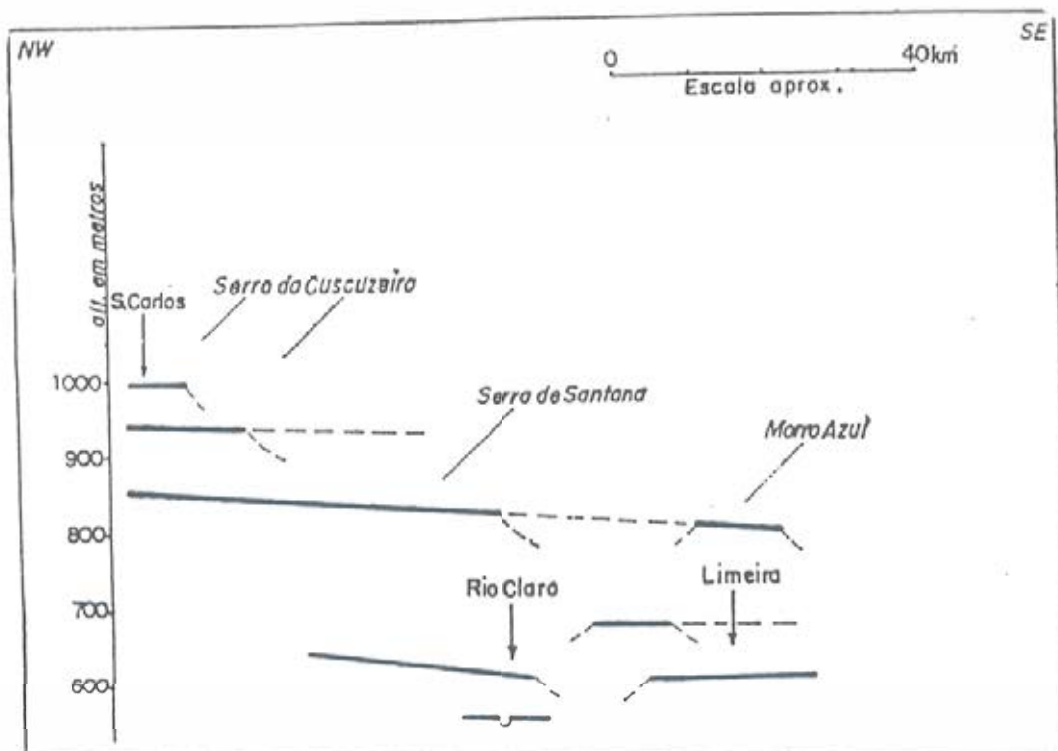


FIGURA 3.3- Situação dos níveis topográficos principais capeados por sedimentos neoceno-zóicos (segundo BJÖRNBERG & LANDIM 1966).



FIGURA 3.4 - Área coberta pelos sedimentos da Formação Rio Claro. As setas indicam o sentido geral do transporte (BJÖRNBERG & LANDIM 1966).

Os autores citados caracterizaram a Formação Rio Claro em suas feições litológicas, individualizando-a como sedimentos predominantemente arenosos, por vezes

conglomeráticos, com pacotes de lâminas constituídas de argila. Quanto ao ambiente deposicional dessa formação, foram consideradas condições de clima semi-árido.

As principais estruturas observadas foram estratificação cruzada e plano-paralela, estrutura de corte e preenchimento (*cut and fill*) e dissecamento (fendas ocupadas por material arenoso de camada superior). A unidade apresenta relações discordantes com as rochas paleozóicas e mesozóicas (BJÖRNBERG & LANDIM, 1966).

A Formação Rio Claro apresenta em sua porção basal o predomínio de cascalheiras de espessura variável em torno de 20 metros, com seixos de silex, quartzito, siltito, goethita (marcadas por níveis bem nítidos e fragmentados).

BJÖRNBERG (1965) descreveu detalhadamente os sedimentos pós-cretácicos do leste do Estado de São Paulo, destacando suas pequenas espessuras moderadamente compactadas, predominando dois tipos de estruturas: maciça e plano-paralela. Destacou o papel da tectônica nos processos sedimentológicos.

ALMEIDA & BARBOSA (1953), em trabalho clássico sobre a descrição da geologia de Rio Claro e Piracicaba, destacaram a presença de “terraços antigos” com areias e cascalhos posicionados em torno de 80 metros acima, sobre o leito atual dos rios.

MEZZALIRA (1957, 1958/1959 1961/1962, 1965) estudou as diversas ocorrências fossilíferas no Estado de São Paulo, destacando a região de Limeira, Rio Claro e Piracicaba. Foram encontrados no platô de Rio Claro, restos de vegetais de prováveis monocotiledôneas presentes em delgadas lentes argilosas intercaladas em areias. A esse material atribuiu idade neoceno-zóica.

BJÖRNBERG *et al.* (1964 a, b) descreveram os “depósitos modernos” na região de Rio Claro, com levantamentos de seções colunares, análises sedimentológicas e descrições, reconhecendo espessura de 20 a 30 metros, constituídos de alternância de camadas argilosas e arenosas, com estratificações cruzadas e níveis de seixos, interpretados como resultantes de ambiente fluvial, e presença de fósseis vegetais identificados como pertencentes às famílias Nymphaeaceae, Potamogetonaceae ou Alismatacea.

FULFARO & SUGUIO (1968) subdividiram a Formação Rio Claro em duas sequências: basal (sucessão de estratos arenosos com intercalações argilosas) e topo (predominância de argila e lentes arenosas subordinadas). Descartaram a influência climática na gênese dos depósitos.

PEREIRA & LANDIM (1975) analisaram a disposição e a orientação dos clastos da Formação Rio Claro, e indicaram direção preferencial de fluxo de paleodrenagem de NNE para SSW, concordantes com a direção do atual Rio Corumbataí.

PENTEADO (1976) constatou que a Formação Rio Claro foi resultado de processos de agradação e degradação sob clima semi-árido, em bacias alveolares escalonadas ao longo de antigos eixos de drenagem. Admitiu que tais escalonamentos seriam devidos a reativações cenozóicas de antigas falhas região do Rio Corumbataí e na estrutura de Pitanga, esta tendo funcionado como uma soleira tectônica para a deposição dos sedimentos.

ZAINE (1994) caracterizou os sedimentos da Formação Rio Claro na sua área-tipo (carta topográfica de Rio Claro, escala 1:50.000), discutiu os diversos ambientes deposicionais e suas respectivas variações litológicas, e destacou o papel das feições estruturais e da tectônica na sua deposição.

MELO (1995) estudou a porção centro-oeste da Depressão Periférica, focalizando a Formação Rio Claro e depósitos associados, identificando também diferentes níveis altimétricos (**FIGURA 3.5**).

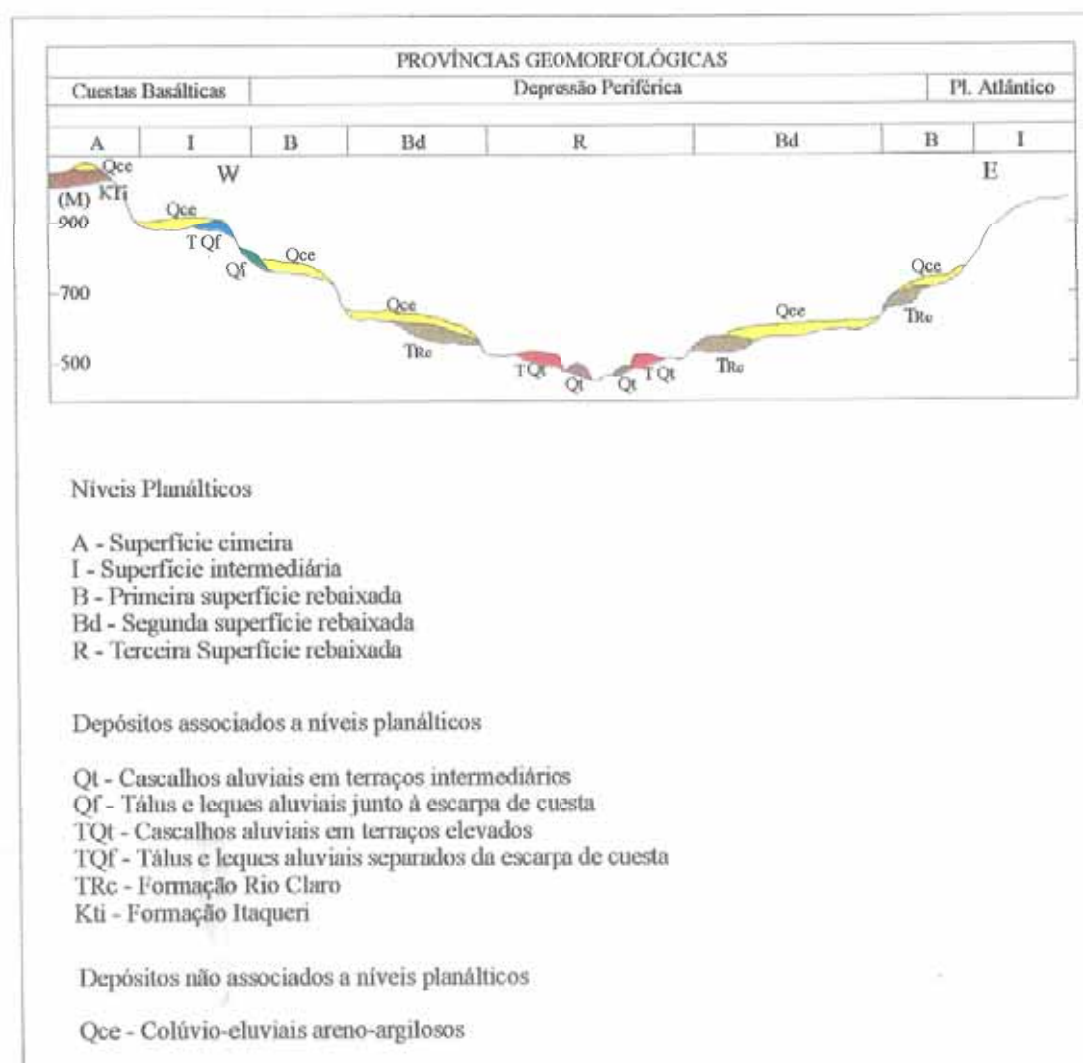


FIGURA 3.5 - Perfil esquemático E-W da Depressão Periférica, com as principais associações entre os níveis planálticos e sedimentação neoceno-zóica, (*apud* MELO 1995).

A idade da Formação Rio Claro tem-se baseado em fósseis vegetais: BJÖRNBERG & LANDIM (1966) atribuíram-lhe idade neoceno-zóica; FULFARO & SUGUIO (1974) terciária pós - miocênica; AB'SABER (1969), pleistocênica inferior; CAVALCANTE et al. (1979), quaternária e ZAINÉ (1994), miocênica.

3.1.1.5.2-Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas

A Formação Santa Rita do Passa Quatro e as Coberturas Superficiais Associadas são os mais expressivos registros da evolução neoceno-zóica da área estudada. As Coberturas Superficiais Associadas são correspondentes neste trabalho, aos depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos (Qce), proposto por MELO (1995).

Estas coberturas estão distribuídas em diferentes níveis planálticos.

Esses depósitos possuem uma relação estreita com a ação dos lineamentos neotectônicos e das condições paleoclimáticas atuantes na sua formação, a partir do Terciário Superior e Quaternário, resultando num ambiente de sedimentação distinto e na produção de fácies sedimentares diferenciadas (FACINCANI, 1999).

MASSOLI (1980, 1981, 1983) denominou de Formação Santa Rita do Passa Quatro os sedimentos constituídos por areias finas, essencialmente compostos por quartzo, pobremente selecionado, pouco espessa (variando de alguns centímetros a metros) e ampla distribuição areal (na região de Santa Rita do Passa Quatro e adjacências).

Na base dessa unidade ocorre geralmente uma linha de seixo ou uma cascalheira basal constituída de quartzo e fragmentos de limonita de idade terciária, topograficamente mais elevada que a Formação Piraçununga, ambas tidas como correlatas à Formação Rio Claro (MASSOLI, *op. cit.*), seus sedimentos ocupam altitudes que variam entre 700-940 metros. O autor ressaltou ainda que a Formação Santa Rita do Passa Quatro recobre discordantemente outros tipos litológicos mais antigos e do próprio Cenozóico, Mesozóico, Paleozóico e rochas do Embasamento Cristalino, recobrando espigões ou preenchendo paleo-vales escavados em rochas mais antigas. São sedimentos inconsolidados confundíveis com solos de alteração das formações Pirambóia e Botucatu. Esta unidade não apresenta qualquer estrutura sedimentar, o que sugere uma deposição com características colúvio-eluviais. A distribuição granulométrica apresenta de 77 a 94% de areia, com matriz argilosa de 6 a 19%. Devido a essa alta percentagem de areia, a Formação Santa Rita do Passa Quatro constitui-se de solos porosos e

permeáveis, que facilitam o trabalho da erosão, razão pela qual é bastante comum a presença de boçorocas.

MASSOLI (*op. cit.*) considerou os sedimentos posicionados em torno de 600 metros de altitude como Formação Piraçununga, cuja textura mais argilosa a diferencia da Formação Santa Rita do Passa Quatro.

No Estado de São Paulo, os depósitos da Formação Santa Rita do Passa Quatro têm sido denominados ou correlacionados a Cobertura da Serra de Santana, Sedimentos Neoceno-zóicos, Cobertura Coluvial Extensa, Depósitos Superficiais Neoceno-zóicos, Fácies Leme da Formação Piraçununga.

No Estado do Paraná, foram incluídos na Formação Paranavaí, coluviões arenosos a areno-argilosos. Nos Estados do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso foram denominados de materiais areno-argilosos pouco consolidados - Unidade C ou Formação Cachoeirinha (MELO, 1995; MELO et al. 1997).

A Formação Santa Rita do Passa Quatro será enfocada nesta pesquisa, segundo a proposta de MELO *et al.* (1997), considerando-a como Neoceno-zóica (Qsr).

As Coberturas Superficiais Associadas, presentes preferencialmente no sopé das escarpas, serão consideradas como neoceno-zóica, visto que fazem parte da evolução das escarpas principais presentes na área.

MELO (1995) afirmou que as coberturas superficiais incoesas areno-argilosas sem estruturas sedimentares ("coluviões") são sem dúvidas mais jovens que a Formação Rio Claro.

Vários foram os mapeamentos elaborados objetivando representar as formações geológicas cenozóicas do setor centro - ocidental do Estado de São Paulo, visando aspectos relacionados com a potencialidade mineral, geotécnicos ligados ao planejamento urbano e/ou rural (erosão); destacando o elaborado por MELO (1995) (**FIGURAS 3.6 e 3.7**).

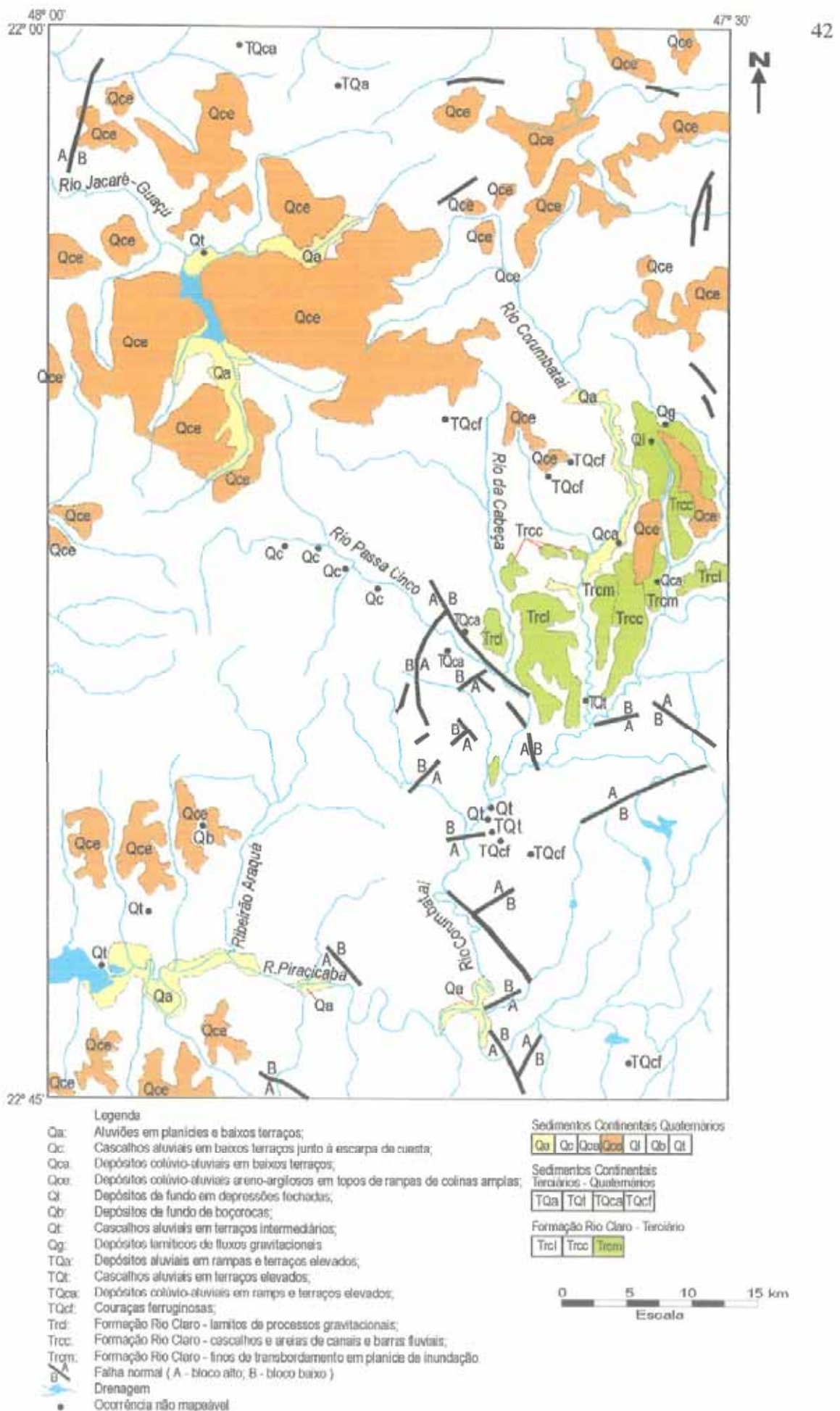


FIGURA 3.6 - Unidades estratigráficas representadas pela Formação Rio Claro e Depósitos Neocenozóicos (MELO 1995).

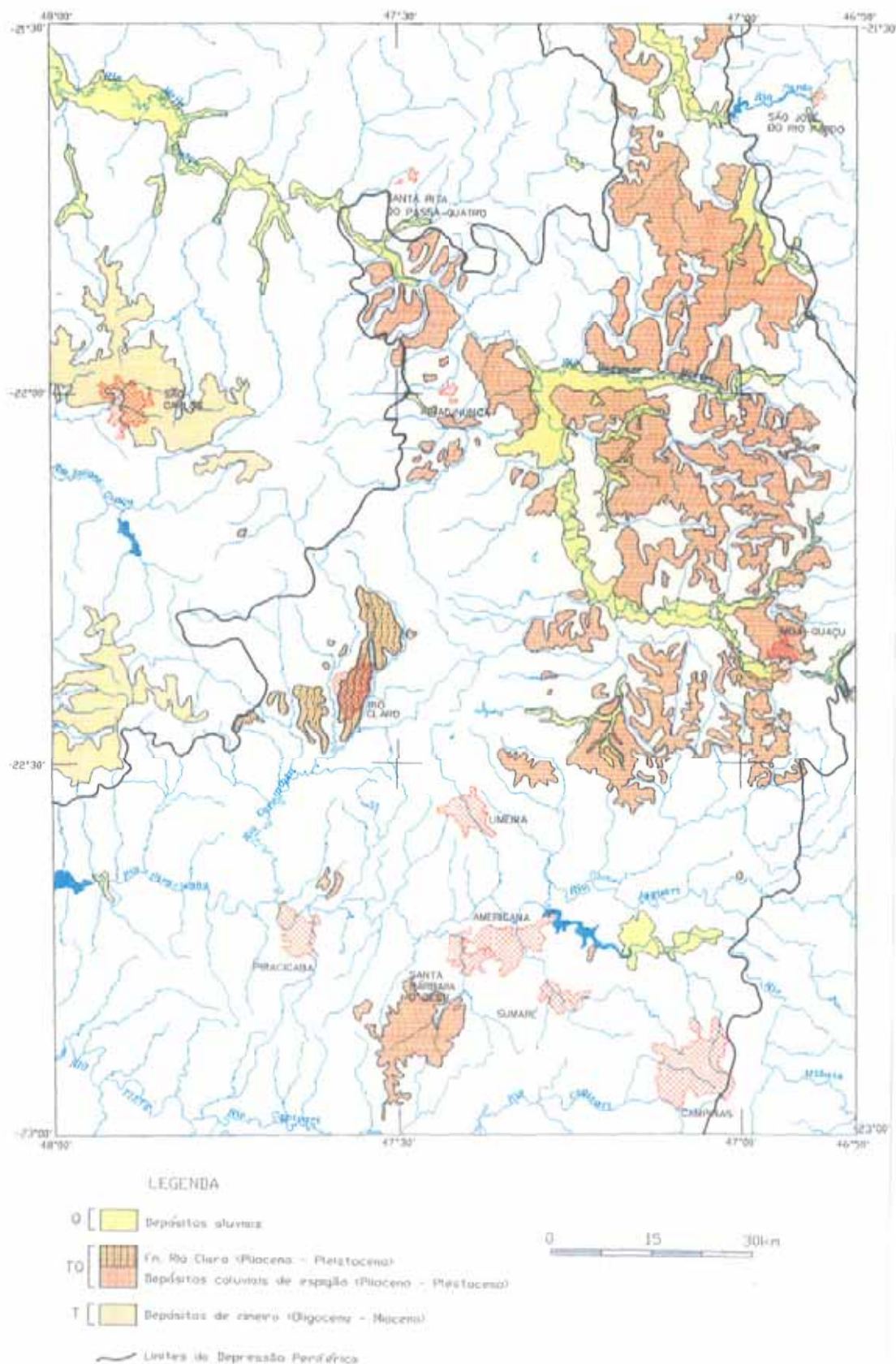


FIGURA 3.7- Unidades estratigráficas cenozóicas mapeadas pelo (DAEE- UNESP, 1982, *apud* MELO, 1995. Escala original 1:250.000.

3.2- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

Na região estudada estão presentes as seguintes unidades litoestratigráficas da Bacia Sedimentar do Paraná da base para o topo: formações Itararé e Tatuí (Grupo Tubarão), formações Irati e Corumbataí (Grupo Passa Dois) correspondendo aos depósitos do Paleozóico, enquanto que as formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral são unidades ligadas a evolução do Mesozóico.

Ocorrem ainda, as formações Itaqueri (Grupo Bauru, terciária) e Rio Claro (Mioceno segundo ZAINÉ, 1994), Santa Rita do Passa Quatro e as Coberturas Superficiais Associadas (Quaternária-Neoceno-zóica), segundo MELO, 1995; MELO, *et al.*, 1997), conforme apresentados nos ANEXOS 3.1, 3.2 e 3.3. Foram elaboradas descrições litológicas, estratigráficas e estruturais para todas as unidades presentes na área, porém aqui, será dada maior ênfase às coberturas superficiais neoceno-zóicas representadas pela Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci), em função de:

1. As coberturas neoceno-zóicas possuem uma relação direta com a evolução da paisagem atual (geomorfologia). O intemperismo, a erosão, o transporte e a sedimentação são processos fundamentais, que acabam por moldar as formas do relevo (origem e evolução) locais e regionais;
2. As boçorocas instalam-se preferencialmente em sedimentos arenosos relacionadas a essas coberturas, envolvendo o comprometimento degradacional do meio físico (urbano e rural);
3. Ocuparem grandes extensões areais (sua distribuição e condicionantes deposicionais não são bem conhecidos).

Os depósitos neoceno-zóicos descritos na área estudada são representados pela Formação Santa Rita (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci). Caracterizam-se pela ausência de fósseis, bem como apresentam controvérsias quanto à idade e à origem. Para MASSOLI (1980,1981), trata-se de depósitos de idade terciária, enquanto MELO *et al.* (1997) atribuíram idade quaternária.

O Mapa Geológico da área de estudo apresenta as unidades estratigráficas que serão descritas a seguir, com suas principais características litológicas, estratigráficas e estruturais (ANEXO 3.1).

Na elaboração de secções colunares a interpretação baseou-se nos modelos propostos de MIALL (1981; 1985; 1990).

Procurou-se associar as feições geomorfológicas aos depósitos neocenozóicos; por intermédio de fotointerpretação e trabalho de campo. Como resultado, foram delimitadas as principais áreas de ocorrência dos depósitos analisados, bem como, das descrições faciológicas.

Levantou-se as feições estruturais, mensuradas no campo, onde se registrou descontinuidades representadas por diaclases e falhas, dando ênfase a sua geometria, cinemática e dinâmica. Buscou-se o papel exercido dessas feições nos pacotes sedimentares desde o Paleozóico, Mesozóico e sua influência no Cenozóico (tectônica ressurgente), destacando, principalmente, o controle exercido na sua deposição, bem como, na preservação e destruição desses sedimentos e os reflexos das variações litológicas do pacote. As orientações das juntas são apresentadas pela reta de maior declive.

3.2.1- Unidades Paleozóicas

Os sedimentos paleozóicos representados na área de estudo são caracterizados por depósitos glaciais continentais, glácio-marinhos, fluviais, deltáicos, lacustres e marinhos, compreendidos por arenito, conglomerados, diamictitos, tilitos, calcários e sílex.

3.2.1.1- Grupo Tubarão

3.2.1.1.1- Formação Itararé

Litologia e Estratigrafia

Na área estudada a Formação Itararé apresenta uma variação faciológica bem marcada, sendo constituída por arenitos, argilitos, diamictitos, conglomerados (seixos de quartzo, quartzito e granito dispersos na matriz arenosa) e siltitos (Afl.172).

As estruturas sedimentares mais comuns são representadas por estratificações cruzadas de médio porte e paralelas, bem como marcas onduladas.

Essa unidade ocorre na porção sudeste da área de estudo, compreendendo área ocupada pela estrutura do Domo de Pitanga, preferencialmente na confluência dos rios Passa Cinco e Corumbataí (adjacências da Fazenda Pitanga).

Quanto à característica textural dos sedimentos, tem-se o predomínio de arenitos de granulometria grossa, variando até muito fina, de coloração avermelhada a esverdeada, compacta, siltitos arroxeados a cinza, presença de seixos de quartzo de tamanho centimétrico a decimétrico e facetados (abrasão por efeito glacial- Afl. 171, próximo do Rio Corumbataí, nas adjacências da Fazenda São Joaquim- Município de Piracicaba).

Estruturas

O padrão de fraturamento da Formação Itararé apresenta-se diferenciado dentro do próprio pacote. As camadas constituídas predominantemente por arenitos são menos diaclasadas, enquanto as porções onde situam-se os siltitos e argilitos, os sistemas de juntas são mais desenvolvidos (função do tipo de litologia).

As famílias mais representativas da Formação Itararé têm seus máximos de concentração N120/84, N197/89 e N345/89 (**FIGURA 3.8 e FOTO 3.1**).

O espaçamento entre as juntas varia de centímetros a metros.

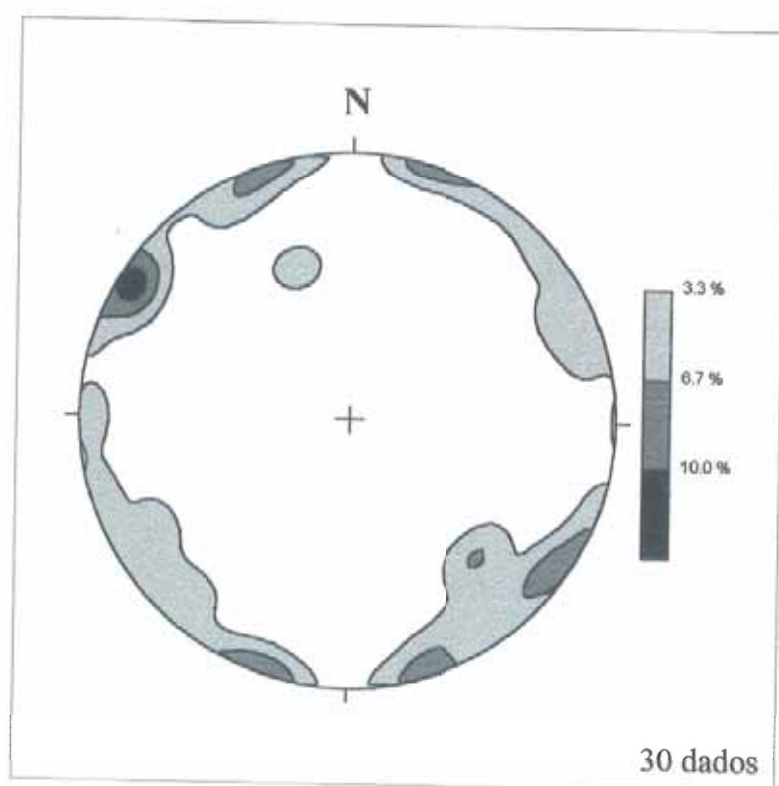


FIGURA 3.8 Estereograma de juntas da Formação Itararé.



FOTO 3.1- Fraturamento paralelo ao acamamento da Formação Itararé, marcado por uma família de juntas. Observam-se arenitos e siltitos de coloração creme e cinza arroxeadado respectivamente. (Afl. 175, na margem do Rio Corumbataí - Município de Piracicaba. Porção dominada pela Estrutura do Domo de Pitanga).

3.2.1.1.2.-Formação Tatuí

Litologia e Estratigrafia

As ocorrências da Formação Tatuí na área encontram-se ao redor dos distritos de Paraisolândia e Recreio/Município de Piracicaba (Afls. 88 e 89) e nas proximidades da confluência dos rios Passa Cinco e Cabeça.

É representada por siltitos de coloração amarelada (Afl.129) e arroxeadas, esta sendo componente textural típico da porção basal dessa unidade (Afl.130). Os afloramentos descritos foram observados junto à Rodovia SP191-Rio Claro-Ipeúna e nas margens do Rio Passa Cinco. Foram observados também siltitos de coloração amarelada, com presença de nível conglomerático, denominada fácies Ibicatu (Afl. 03), junto à margem direita do Rio Piracicaba - Rodovia Piracicaba/Limeira-SP 373.

Há, portanto, variações litológicas bem marcadas nessa unidade, desde siltitos laminados até conglomerados. O nível conglomerático é caracterizado por clastos de sílex e quartzo, com tamanhos que variam de milimétricos a centimétricos, e subarredondados, e matriz arenosa. É comum a presença de fósseis na fácies Ibicatu, representada por dentes e escamas de peixes (Afl.03).

Estruturas

A Formação Tatuí apresenta padrão de fraturamento denso, distribuição por toda borda do estereograma, representado por três famílias de juntas, com espaçamento variando de centimétrico a decimétrico (**FOTOS 3.2 e 3.3**).

As famílias de juntas mais expressivas registram para essa unidade seus máximos de concentrações entre N55/87, N170/86, N120/90 e N025/86 (**FIGURA 3.9**).

Nas camadas com granulações mais finas (siltitos e argilitos), os espaçamentos entre as famílias de juntas tendem a ser menores, se comparadas às fácies grossas do Ibicatu.



FOTO 3.2- Na Formação Tatuí, verificam-se duas famílias de juntas. Siltitos arroxeados porção basal dessa unidade em discordância erosiva com a Coberturas Superficiais Associadas (Qci - Pós Formação Rio Claro - Segundo RICCOMINI, 1.995), com suave ondulação basal. No centro da foto, é vista uma falha do tipo transcorrente, que afeta ambas as formações. Local: Rodovia Rio Claro- Ipeúna SP-191- Afl.130.



FOTO 3.3- Formação Tatuí, constituída por siltitos e argilitos arroxeados, mostrando duas famílias de juntas. (Afl.130). Local: Rodovia Rio Claro - Ipeúna- SP-191.

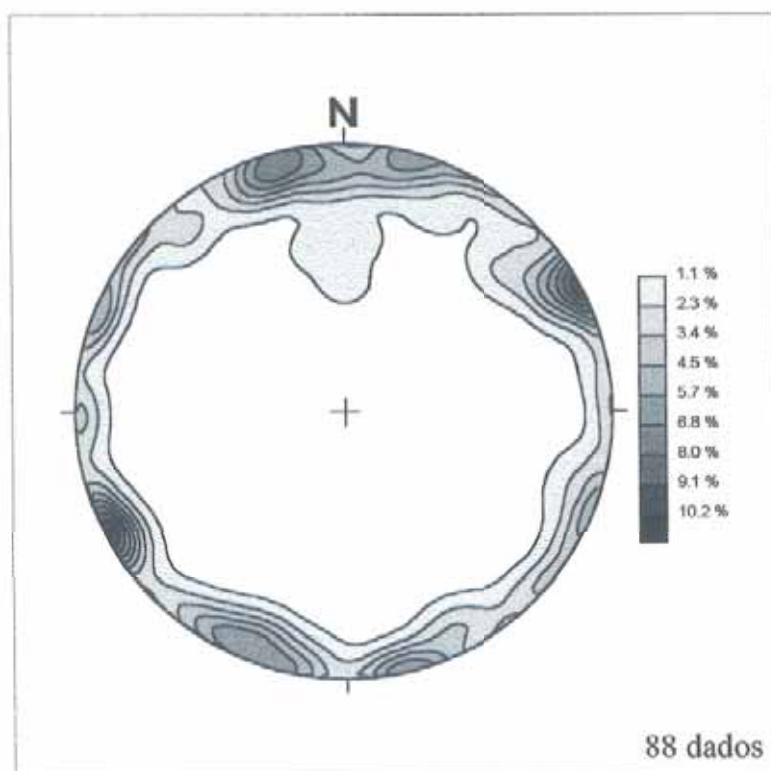


FIGURA 3.9- Estereograma de juntas referentes à Formação Tatui.

3.2.1.2- Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois é constituído, na área de estudo, pelas formações Irati (membros Taquaral e Assistência) e Corumbataí.

3.2.1.2.1- Formação Irati

Litologia e Estratigrafia

A Formação Irati apresenta sua maior faixa de afloramento na área de estudo nas adjacências do Distrito de Assistência/Município de Rio Claro (Córrego Assistência) e Município de Ipeúna, ambas sendo alvos de exploração mineral.

O contato da Formação Irati com a Formação Tatui é discordante (Fácies Ibicatu- Afl. 03), enquanto que, com a Formação Corumbataí apresenta-se concordante (Afl.68).

Nas adjacências de Paraisolândia, a Formação Irati é afetada por intrusões de rochas básicas com indicação de metamorfismo de contato.

É subdividida em membros Taquaral e Assistência.

Membro Taquaral

O Membro Taquaral é constituído predominantemente de siltitos e argilitos de coloração amarelada a cinza e tem laminação plano-paralela.

Foram encontrados restos de crustáceos do gênero *Clarkecaris*.

Membro Assistência

O Membro Assistência é constituído por folhelhos escuros pirobetuminosos associados a calcários de coloração cinza - claro e escuro, e presença de nódulos de sílex, denominados comumente de “bonecas de sílex”.

As estruturas sedimentares mais comuns são aquelas representadas pela estratificação plano-paralela (**FOTO 3.4**). Também foram encontradas marcas onduladas e dobras (Ribeirão Paraíso Afl.85).

Os fósseis mais comuns encontrados nas pedreiras do Distrito de Assistência (Município de Rio Claro) são representados por répteis (*Mesossaurus brasiliensis* - Afl. 68).



FOTO 3.4 Alternâncias de leitos lenticulares de calcário e folhelho betuminoso-Membro Assistência - Formação Irati (Afl. 68). Local: Distrito de Assistência/Município de Rio Claro.

Estruturas

O padrão de fraturamento apresentado pela Formação Irati é marcado por duas direções principais de juntas, em torno de N135/88, N230/88, aparecendo ainda pequenas concentrações próximas a N280/85 e N185/85 (**FIGURA 3.10**).

Os espaçamentos entre as famílias de juntas dessa formação vai de centímetros a poucos decímetros. (**FOTO 3.5**).

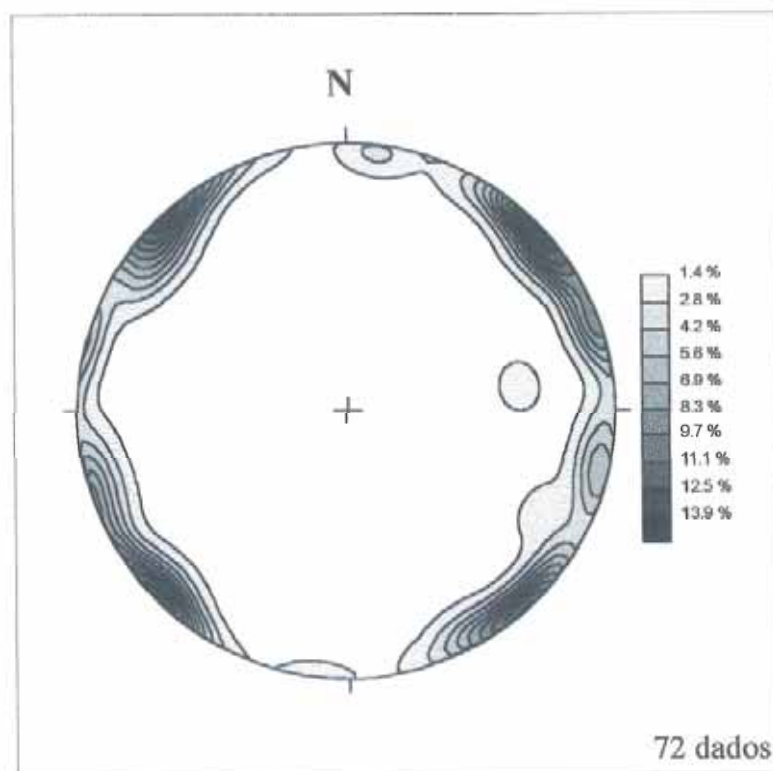


FIGURA 3.10 - Estereograma de juntas da Formação Irati.



FOTO 3.5- Formação Irati - Membro Assistência mostrando duas famílias de juntas entrecruzadas. Notam-se camadas de calcário maciço alternadas por folhelhos betuminosos de coloração cinza - escuro e preto, que exalam odor de óleo (Afl. 68). Local: Distrito de Assistência/Município de Rio Claro.

3.2.1.2.2-Formação Corumbataí

Litologia e Estratigrafia

A Formação Corumbataí é constituída por siltitos e argilitos arroxeados e acinzentados, apresentando intercalações de arenitos finos (porção superior). Sua porção inferior é caracterizada por siltitos maciços esverdeados (Afl.19). São comuns bancos de siltitos calcíferos e ocorrências fossilíferas em níveis ricos em dentes e escamas de peixes (*bone-beds*).

As estruturas sedimentares mais comuns são estratificação rítmica, marcas onduladas e gretas de contração. São freqüentes também dobras recumbentes intra camadas.

Sua maior faixa de ocorrência na área de estudo está posicionada ao longo da bacia do médio Rio Corumbataí. O contato dessa unidade com a Formação Irati é concordante (Afl. 68-Distrito de Assistência-Município de Rio Claro).

Estruturas

O padrão de fraturamento da Formação Corumbataí é denso, marcado por diaclases com mergulhos subverticalizados que variam entre 70° a 90°, geralmente com 3 a 4 famílias entrecruzadas (sistema de juntas). Os espaçamentos das famílias de juntas dessa unidade são densos, variando de centimétricos a decimétricos.

As descontinuidades de direção NW-SE são caracterizadas por apresentarem-se localmente abertas, freqüentemente preenchidas por calcita, aberturas essas, que atingem alguns centímetros de largura. As famílias mais representativas da Formação Corumbataí têm seus máximos de concentração N 225/88 e N 135/88 (**FIGURA 3.11 e FOTO 3.6**).

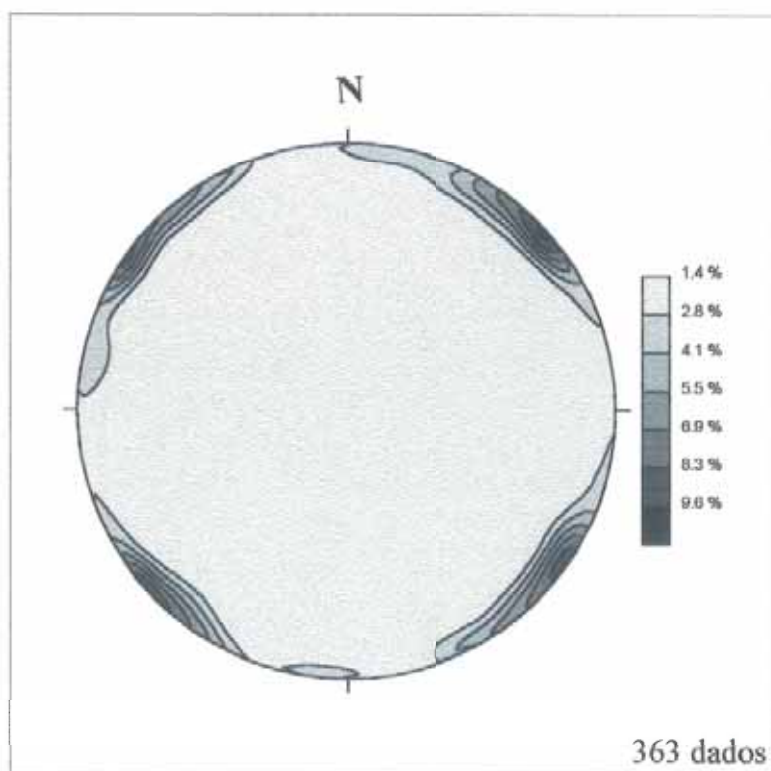


FIGURA 3.11 - Estereograma de juntas da Formação Corumbataí.



FOTO 3.6 - Formação Corumbataí, densamente fraturada com duas famílias de juntas bem marcadas. Verifica-se a presença de estratificação plano-paralela. A formação é constituída, essencialmente, por siltitos, argilitos e arenitos finos arroxeados. No centro da foto é vista uma estrutura em flor positiva, típica de falhamento transcorrente (Afl. 60). Local: Saída de Charqueada em direção à São Pedro, SP 191.

Nas adjacências do Município de Charqueada, RICCOMINI *et al.* (1992) descreveram enxames de diques clásticos de areia fina, com espessura variando entre 15 e 40 cm, ocorrendo ramificações de alguns diques rumo ao topo, indicando liquefação induzida por abalos sísmicos. Estes diques apresentam direções preferenciais NE-SW, compatíveis com os esforços da ruptura do Gondwana, estando provavelmente relacionados à reativação de estruturas antigas do substrato da bacia. Tais feições também são observadas no afloramento 09, Rodovia Piracicaba-São Pedro.

3.2.3.-Unidades Mesozóicas

3.2.3.1.Grupo São Bento

Compreende as formações Pirambóia e Botucatu, constituídas de arenitos finos a médios e arenitos finos, e a Formação Serra Geral, enfeixando basaltos com níveis de arenitos intertrapeanos. Diques e soleiras de diabásio, contemporâneos à Formação Serra Geral, aparecem dispersamente na área.

3.2.3.1.1-Formação Pirambóia

Litologia e Estratigrafia

Esta unidade caracteriza-se por uma sucessão de camadas arenosas, comumente avermelhadas e amarelo-esbranquiçadas. Os arenitos apresentam granulação média a fina chegando ao silte e, localmente, arenitos grossos a conglomeráticos.

No afloramento 146 foram observadas intercalações de fácies mais úmidas (interduna úmida ou fluvial - **FOTOS 3.7 e 3.8**), com *flaser* de argilito delimitado por estratos eólicos, com contribuição de seixo de quartzo, tamanho que varia de milimétrico a centimétrico. Esta feição é tida como típica do topo da Formação Pirambóia, formados por leques aluviais, em locais próximos à borda da bacia (ROSADA JÚNIOR 1997). Interpreta-se que esses seixos possivelmente constituam fonte para o material retrabalhado mais recente.



FOTO 3.7- Intercalação de fácies de ambiente úmido delimitada por outros de ambiente eólico, das formações Pirambóia/Botucatu (Afl. 146).



FOTO 3.8- Canal conglomerático, *flaser* de argila em meio a fácies eólicas Formação Pirambóia (Afl. 146).

As estruturas sedimentares mais comuns são aquelas marcadas por estratificações planares, acanaladas, cruzadas de médio porte; com intercalações de níveis mais silte-argilosos, de coloração arroxeada.

A Formação Pirambóia repousa em discordância sobre a Formação Corumbataí (sedimentos paleozóicos) e dispõem-se concordantemente com os sedimentos da Formação Botucatu.

Associam-se a essa unidade corpos de diabásio representados por *sills* e diques (Afl.26 saída para Jacutinga- Rodovia W. Luis-SP310).

Estruturas

Para a Formação Pirambóia é reconhecido um padrão de fraturamento com dispersão das atitudes das juntas na borda do estereograma, mas as concentrações indicam que as orientações preferenciais têm seus máximos em torno de N110/87, N205/87 e N330/88 (**FIGURA 3.12 e FOTO 3.9**).

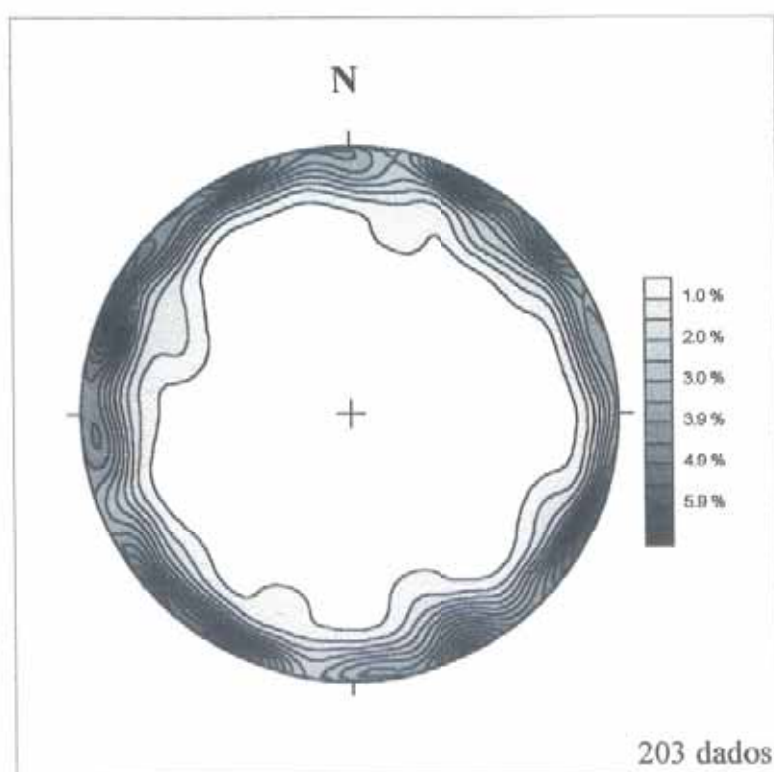


FIGURA 3.12 - Estereograma das juntas da Formação Pirambóia.



FOTO 3.9 - Formação Pirambóia, constituída por arenitos de granulação fina a média com presença de estratificação cruzada. Verifica-se maior espaçamento entre as famílias de juntas. Nota-se uma estrutura em flor positiva no centro da foto, típica de falha transcorrente (Afl. 57). Local 300 m da margem direita do Ribeirão Araquá.

3.2.3.1.2- Formação Botucatu

Litologia e Estratigrafia

A Formação Botucatu é composta por arenitos bem selecionados, apresentando granulação média a fina, e grãos foscos; as estruturas sedimentares mais comuns são aquelas representadas por estratificação cruzada de grande porte, tangencial na base. O

contato das formações Botucatu e Pirambóia apresenta-se interdigitado (**FOTOS 3.7 e 3.8**) e o contato com a Formação Serra Geral é complexo, em função das intrusões e dos derrames. Tal feição pode ser observada nos domínios das serras de São Pedro e Itaqueri.

Estruturas

Para essa unidade foram reconhecidas duas famílias principais de juntas em torno N80/87, N170/87 e N235/87 (**FIGURA 3.13**).

Os preenchimentos nas interjuntas são preferencialmente de sílica e nontronita (Afl.70- Morro do Camelo-Município de Analândia). (**FOTOS 3.10 e 3.11**).

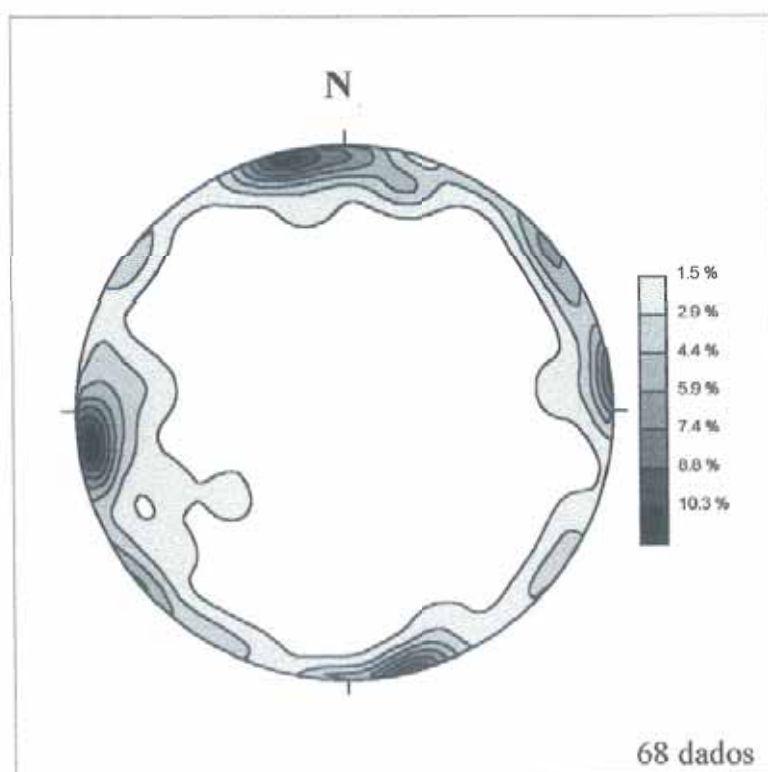


FIGURA 3.13 - Estereograma de juntas da Formação Botucatu.



FOTO 3.10- Espaçamento decimétrico entre as famílias de juntas da Formação Botucatu (afl. 58). Local: Cabeceira do Córrego do Espraiado - São Pedro.



FOTO 3.11 - Famílias de juntas cortando a Formação Botucatu. Verifica-se falhas de inversas no centro da foto Local: Morro do Camelo–Município de Analândia (afl.70).

3.2.3.1.3- Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas.

Litologia e Estratigrafia

As rochas intrusivas básicas na região são representadas por derrames ocorrem preferencialmente na província geomorfológica das Cuestas Arenito Basálticas (serras de Itaqueri, São Pedro e Platô de São Carlos), sustentando escarpas íngremes, com declividades elevadas.

Na região de São Pedro, Itaqueri e adjacências, a Formação Serra Geral caracteriza-se pelo basaltos com níveis de arenitos intertrapeanos, indicando contemporaneidade entre as duas unidades, respectivamente Botucatu e Serra Geral.

Diques e *sills* aparecem dispersamente na área, cortando os sedimentos paleozóicos das formações Tatui, Irati (adjacências de Paraisolândia), Corumbatai (Rodovia Rio Claro- Ipeúna) e mesozóicos das Formações Pirambóia (Rodovia Washington. Luís saída para Jacutinga), Botucatu (Morro do Camelo- Município de Analândia - Afl 70) e ao longo dos leitos fluviais, com destaque para as soleiras junto aos rios Corumbatai, Passa Cinco e Cabeça.

Nos leitos dos rios Piracicaba, Corumbatai, Passa Cinco, Cabeça, Feijão e Itaqueri são freqüentes *sills* e diques de diabásio, exercendo papel fundamental na sedimentação e nas feições geomorfológicas (corredeiras - sítio urbano de Piracicaba).

Estruturas

O padrão de fraturamento da Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas é marcado pela dispersão em toda sua borda do estereograma, mas as concentrações indicam direções em torno de N 355/85, N 40/85, N315/90, N 300/70 e N255/75 (FIGURA 3.14).

Os espaçamentos das famílias de juntas são de alguns decímetros, sendo suas descontinuidades preenchidas por manganês e ferro. Esses preenchimentos acompanham direções de fraturamento preferenciais NW-SE (FOTO 3.12). Na Serra de São Pedro (Afl.66), o derrame basáltico apresenta-se intensamente fraturado (diaclasses e

falhas), com uma densidade grande de vesículas, preenchidas principalmente por zeólitas e quartzo.

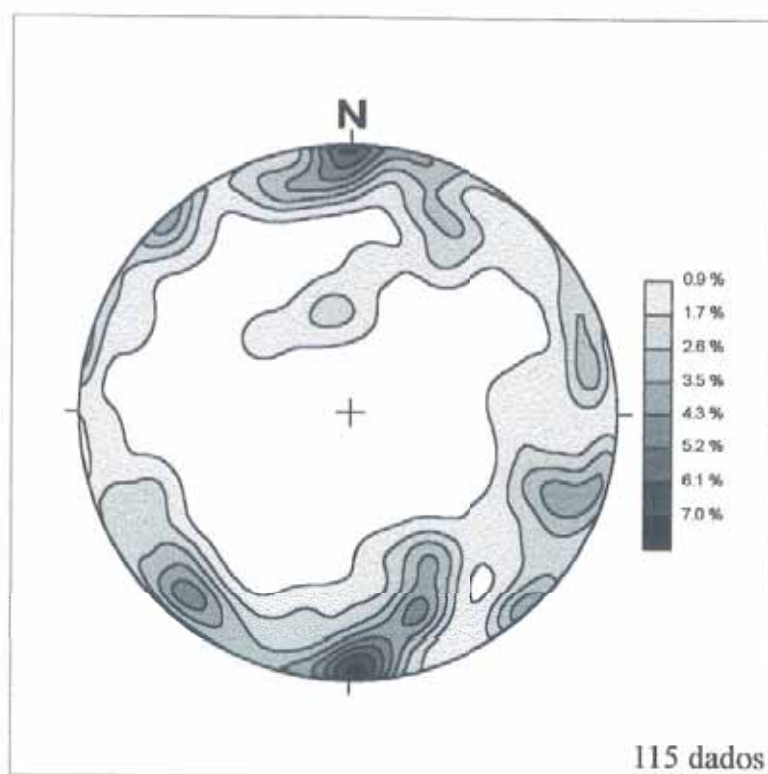


FIGURA 3.14 - Estereograma das juntas. Formação Serra Geral.



FOTO 3.12 - Observa-se o espaçamento de juntas da Formação Serra Geral. Parte dessas descontinuidades é relacionada à contração dos basaltos durante o resfriamento. (Afl. 70). Local: Morro do Camelo - Município de Analândia.

3.2.4- GRUPO BAURU

O Grupo Bauru é representado pela Formação Itaqueri constituído essencialmente por arenitos, conglomerados polimíticos e argilitos.

3.2.4.1- Formação Itaqueri

Litologia e Estratigrafia

Os sedimentos da Formação Itaqueri na área são constituídos, predominantemente por conglomerados polimíticos (quartzo, granito, quartzito), com tamanho que varia de centimétrico a decimétrico, sustentado por matriz arenosa. Os conglomerados não apresentam organização e as estruturas sedimentares são representadas por estratificações de pequeno porte (escassas). **(FOTO 3.13)**.

Esta unidade tem distribuição espacial em manchas irregulares no reverso da cuesta, preservando-se nos principais interflúvios onde se encontram ainda poupadas da erosão preferencialmente, nas serra de Itaqueri, São Pedro, Cuscuzeiro e no platô de São Carlos.

As formas de relevo mais características onde aparece a unidade são as do tipo morrotes, sustentados pelos níveis silicificados enriquecidos por ferro. A silicificação do arenito da Formação Itaqueri foi observada nas adjacências do afloramento 152. **(FOTOS 3.14 e 3.15)**.

No reverso da cuesta, observou-se a presença de couraças lateríticas litificadas, indicadas por morrotes, sustentados pela Formação Itaqueri.



FOTO 3.13 Conglomerados polimíticos da Formação Itaqueri: Local: alto da Serra de São Pedro, (Afl.151).



FOTO 3.14- Arenito conglomerático silicificado da Formação Itaqueri. Local: Serra de Itaqueri (Afl. 152- adjacências).



FOTO 3.15 - Presença de níveis de encouraçamento testemunhando a mais antiga superfície de aplanamento do reverso da Cuesta. (Formação Itaqueri - silicificado)- Local: alto das serras de São Pedro e Itaqueri (Afl.152).

Estruturas

A Formação Itaqueri apresenta-se moderadamente fraturada, com duas famílias de diaclases bem marcadas e entrecruzadas. O espaçamento das famílias varia de centímetros a decímetros. As famílias mais representativas da Formação Itaqueri têm seus máximos de concentração N 140/87 e N 223/89 (**FIGURA 3.15 e FOTO 3.16**)

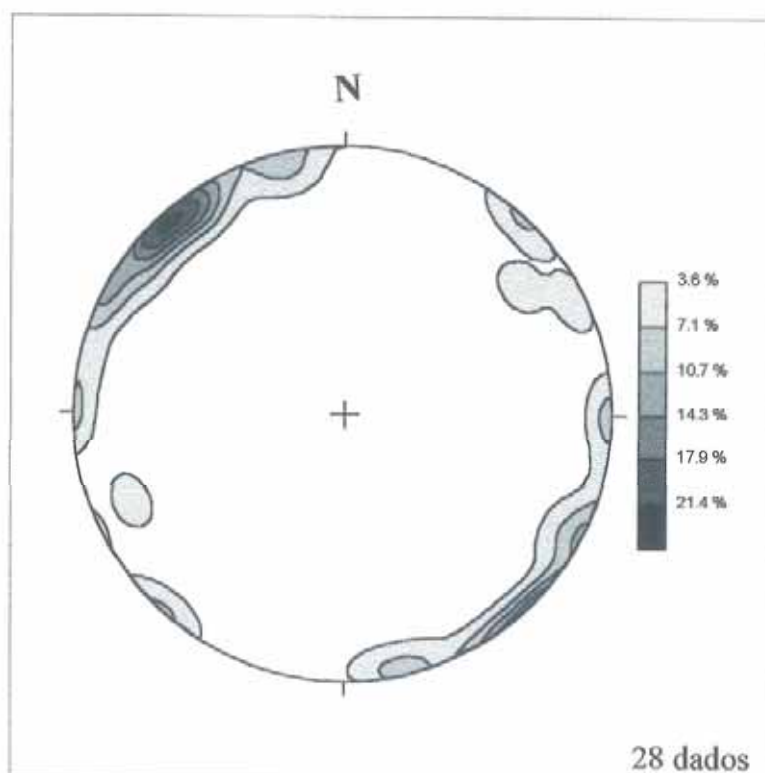


FIGURA 3.15 - Esterograma de juntas da Formação Itaqueri.



FOTO 3.16- Formação Itaqueri, constituída por arenito médio a grosso e conglomerados polimíticos (plintificados). Verifica-se o espaçamento entre as famílias de juntas (Afl.151 Os conglomerados apresentam-se deformados e deslocados por falhas dos tipos transcorrente e normal. Local: alto da Serra de São Pedro.

3.2.5- Sedimentos Cenozóicos e Neocenozóicos

Os sedimentos cenozóicos na área são representados pelas formações Itaqueri (Terciário inferior - Paleoceno), Rio Claro (Terciário Inferior, segundo ZAINE, 1994), Santa Rita do Passa Quatro, além de Coberturas Superficiais Associadas (Neocenozóica - Pleistoceno, segundo PENTEADO 1976), MELO 1995, 1997), constituídos por cascalhos, areias e argilas, em parte diagenizadas, e aluviões modernos (holocênicos), associados à rede de drenagem.

BJÖRNBERG (1969) considerou a tectônica cisalhante como fundamental no processo de sedimentação dos depósitos cenozóicos. Afirmou, também, serem recentes tais manifestações tectônicas, supondo inclusive, estarem em atividade, por existir ainda considerável cobertura sedimentar moderna em superfícies adernadas. Comumente, ocorrem minerais secundários estriados por deslocamentos em planos cisalhantes em zonas brechadas.

Os depósitos holocênicos apresentam-se pouco expressivos e associados às principais drenagens, como as dos rios Corumbataí, Passa Cinco, Cabeça, Araquá, Feijão, Meio, Samambaia e Piracicaba. A distribuição espacial desses sedimentos apresenta direções preferenciais N-S e NW-SE.

3.2.5.1- Formação Rio Claro

Litologia e Estratigrafia

A ocorrência da Formação Rio Claro, na área de pesquisa, situa-se nos arredores da cidade homônima, nas adjacências dos municípios de Piracicaba, Ipeúna e nas imediações periurbanas da cidade de Rio Claro, região conhecida como Campo do Cocho.

É constituída, essencialmente, por arenitos, incluindo lentes intercaladas de argilitos e níveis de conglomerados (seixos de quartzo, arenito, basalto, sílex, quartzito, fragmentos de canga laterítica e calcário, conforme ZAINE 1994). Apresenta relações discordantes sobre sedimentos paleozóicos e mesozóicos, marcada na base por uma ocorrência conglomerática, comumente (**FOTO 3.17**). Nas Rodovias Rio Claro-Ipeúna e Piracicaba- São Pedro (Afls. 44, 96, 101), a Formação Rio Claro apresenta contato discordante com sedimentos paleozóicos da Formação Corumbataí e mesozóicos da Formação Pirambóia. No afloramento 44, conhecido como “afloramento das três eras” assenta-se, discordantemente, sobre a Formação Pirambóia,

sedimentares, como cruzada de pequeno porte, estrutura de corte e preenchimento (**FOTO 3.18**).

Nas adjacências do Distrito de Ajapi - Mineração Mandu (Afl. 93), a Formação Rio Claro é caracterizada por sedimentos arenosos de coloração amarelada, friável e presença de estratificação cruzada de médio porte (10 m), intercalada por camadas de argilito de coloração arroxeada.

A Formação Rio Claro apresenta na área espessura que varia de 2 a 30 m.



FOTO 3.17- Sedimentos da Formação Rio Claro mostrando os níveis conglomeráticos basais (Afl.96).



FOTO 3.18- Formação Rio Claro (Afl.44 - três eras). Verifica-se estrutura de corte e preenchimento e o contato discordante com os sedimentos mesozóicos da Formação Pirambóia. Local: Rodovia Rio Claro - Ipeúna –SP.191.

Estruturas

O espaçamento das juntas para a Formação Rio Claro difere dentro do próprio pacote, devido às variações faciológicas desde conglomerática a lamítica. As camadas de granulometria mais fina tendem a apresentar maior número de planos de descontinuidade, se comparadas às fácies mais grossas.

O padrão de fraturamento representado pelo sistema de juntas da Formação Rio Claro, indica a presença de dispersão por toda a borda do estereograma, assinalando predomínios de mergulhos subverticais entre 70° e 90° . O sistema de juntas encontrado na Formação Rio Claro tem duas famílias, com máximos de concentração N50/89 e N190/89, seguidos das famílias N325/70 e N005/80 (**FIGURA 3.16**).

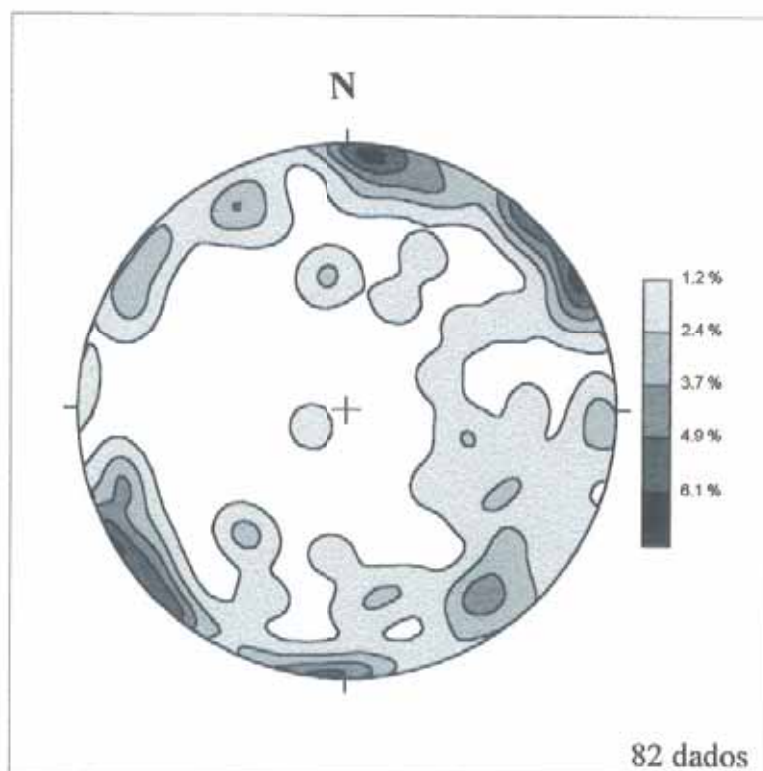


FIGURA 3.16 - Estereograma de juntas da Formação Rio Claro - hemisfério inferior.

Identificou-se na área de estudo, ocorrências da Formação Rio Claro nas proximidades da cidade de Piracicaba nas margens do rio homônimo, indicando que sua sedimentação ultrapassa os limites impostos por soleira de diabásio, situada a jusante do sítio deposicional, ocupando assim, uma distribuição areal maior. Essa sedimentação foi controlada, possivelmente por reativação de falhas com movimentação normal e transcorrente, associada a barramentos litológicos (soleiras e diques de diabásio). O elemento balizador dessa sedimentação são as falhas de direção NE-SW preferencialmente, que formam grandes alinhamentos.

3.2.5.1.2- Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas (Neocenozóica)

Litologia e Estratigrafia

A caracterização e localização da Formação Santa Rita do Passa Quatro apoiou-se fundamentalmente em levantamentos de campo, bem como, conforme já se ressaltou, nos trabalhos desenvolvidos por MELO & PONÇANO (1983), MELO (1995, 1997) e MASSOLI (1980, 1981, 1983)

Os depósitos neocenozóicos são representados pela Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas, de origem colúvio-eluvial. Esses depósitos caracterizam-se por pacotes conglomeráticos basais e areno-argilosos superiores, vinculados aos processos de fluxos de detrito e aquoso livre, ocupando interflúvios e vertentes, profundamente afetados por processos erosivos e tectônicos (falhamento e basculamento de blocos). Os níveis conglomeráticos basais tendem a resistir a erosão. Estas seqüências, na maioria das vezes, podem apresentar-se incompletas, em função da remoção superior do pacote sedimentar por ação erosiva.

Os depósitos neocenozóicos ocupam quatro níveis geomorfológicos distintos, distribuindo-se, de forma descontínua, desde o topo dos interflúvios, através de degraus estruturais e litológicos. Essas unidades estão posicionadas capeando os planaltos de São Carlos, Itirapina, Santana, Itaqueri, São Pedro e Platô de Rio Claro e adjacências, apresentando-se em estágio avançado de erosão.

São comuns as presenças de depósitos rudáceos de tálus, junto às principais escarpas das Serras de São Pedro, Itaqueri, Cuscuzeiro, São Carlos e outras, constituídas por seixos e matações de basalto, diabásio e arenito litificado, em que a área fonte são as rochas da própria escarpa, por processos gravitacionais.

São utilizados os critérios adotados por MASSOLI (1980, 1981, 1983), MELO (1995) e MELO *et al.* (1997), na separação da Formação Santa Rita do Passa Quatro- Qsr, posicionada em torno de 700-950 metros de altitude e Coberturas Superficiais Associadas ao redor de 600-500 metros de altitude, por apresentarem características texturais mais argilosas.

Estas unidades caracterizam-se por sedimentos areno-argilosos (superiores) e conglomeráticos (basais). O pacote areno-argiloso apresenta coloração avermelhada, inconsolidado pobremente selecionado, constituído por grânulos de quartzo e fragmentos de

canga laterítica de tamanhos centimétricos, subarredondados a subangulosos. Assenta-se discordantemente sobre as rochas paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas. Os contatos com as rochas mais antigas, na maioria das vezes são caracterizados por cascalheiras basais, espessura que varia de centimétrica a métrica. As estruturas sedimentares são escassas, com predomínio da maciça, excepcionalmente aparecendo estratificações plano-paralelas e cruzadas de médio porte (Afl. 109).

A partir de observações de fotos aéreas e trabalho de campo, são identificados adornamentos de blocos afetando tanto a Formação Itaqueri como a Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), indicando reativação tectônica pós - Bauru, possivelmente associada aos movimentos verticais da escarpa da Serra Geral e à evolução da Depressão Periférica Paulista.

Os sedimentos da Cobertura Neocenozóica, representado pela Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), apresentam-se inconsolidados, indicando ausência de silicificação e moderadamente fraturada.

Eles apresentam-se bem distribuídos na área, podendo ser mapeados na escala 1:25.000. As quebras de relevo que delimitam os depósitos neocenozóicos com as rochas antigas, na maioria das vezes são bastante sutis.

As secções colunares e descrições da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci) foram elaborados nos seguintes afloramentos: 26 (Qci), 47 (Qsr), 49 (Qsr), 56 (Qsr), 73 (Qci), 93 (Qci), 96 (Qci), 101 (Qci), 104 (Qci), 108 (Qci), 109 (Qci), 110 (Qci), 111 (Qci), 112 (Qci), 113 (Qci), 114 (Qci), 115 (Qsr), 118 (Qci), 119 (Qci), 122 (Qci), 125 (Qci), 130 (Qci), 135 (Qci), 137 (Qci), 138 (Qci), 145 (Qrs), 150 (Qsr), 152 (Qsr), 153 (Qsr), 154 (Qci), 155 (Qsr), 158 (Qsr), 160 (Qsr), 161 (Qrs), 162 (Qsr), 164 (Qsr), 165 (Qci), 166 (Qci), 167 (Qci) totalizando 39 secções colunares .

A seguir são ilustradas as secções colunares dos depósitos representados pelas formações Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci). As secções colunares são apresentadas espacialmente no **ANEXO 3.4**.

Foi utilizada a classificação de MIALL (1977; 1981, 1985), modificada, (vide legenda - **QUADRO 1**).

	Siltitos, arenitos e conglomerados da Formação Rio Claro
	Conglomerados polimíticos constituídos por quartzo, canga laterítica e quartzito - Formação Itaqueri
	Basaltos - Formação Serra Geral e Intrusivas básicas
	Arenitos médios a finos com estratificação cruzada de grande porte - Formação Botucatu
	Arenitos médios com estratificação cruzada de médio a grande porte da Formação Pirambóia
	Siltitos e argilitos - Formação Corumbatai
	Siltitos arroxeados - Formação Tatui

Constituição litológica dos depósitos quaternários

A ₁		Arenito argilo - arenoso com grânulo de quartzo subanguloso
A ₂		Arenito - areno - argiloso com grânulos de quartzo subanguloso
B		Conglomerado de quartzo sustentado por matriz areno - argilosa
C		Siltito argiloso
D		Arenitos, argilosos com grânulos de quartzo subanguloso, decimétricos e arenitos grossos
E		Conglomerado polimítico (seixos de basalto, sílex, calcário, quartzito subanguloso)

	Estratificação plano - paralela
	Estratificação cruzada de pequeno porte
	Estratificação cruzada de médio porte
	Maciça
	Falha determinada
	Contato gradativo
	Contato abrupto
	Discordância erosiva
	Fragmento de canga laterítica
	Seixo de quartzito
	Seixos de quartzo
	Fragmento de calcário
	Fragmento de sílex
	Fragmento de basalto
	Fragmento de arenito silicificado
	Fragmento de conglomerado de canga laterítica

Fácies Predominantes	Gms - Conglomerado sustentado por matriz areno - argilosa sem imbricação ou estratificação interna. Gmc - Conglomerado polimítico comumente imbricado sustentado por matriz areno - argilosa, com estrutura maciça e suave ondulação basal
Fácies Subordinadas	Se - Areia média a fina Sa - Areia fina a silte Su - Areia grossa Fm - Argila, presença de laminação plano paralela

Fácies típicas de depósitos de leques aluviais modificado de Miall (1977, 1981).

QUADRO 3.1 - Legenda utilizada na descrição e classificação dos depósitos neocenozóicos - Unidades Santa Rita do Passa Quatro (Qrs) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci), Segundo (MIALL, 1.977, 1981, 1985).

As descrições abrangem as coberturas areno-argilosas e conglomeráticas, que apresentam duas unidades faciológicas distintas, como segue:

3.2.5.2.1.2.1- Fácies Conglomerática

A fácies conglomerática posiciona-se preferencialmente na base do pacote sedimentar, no contato com as unidades mais antigas, em discordância erosiva. Essa discordância tem forma ondulada, acompanhando a paleogeografia da época.

O nível conglomerático pode ser espesso ou aparecer sob forma de *stone lines*. As *stones lines* podem ocorrer em vários níveis dentro do mesmo pacote sedimentar

A fácies conglomerática é composta por seixos e fragmentos de basalto, quartzo, siltitos, quartzito, calcário, sílex e canga laterítica, apresentando uma variedade muito grande de forma, desde arredondados/subangulosos a angulosos. O tamanho e a espessura dos fragmentos e seixos varia de milimétrico a métrico. Os afloramentos descritos e apresentados no texto foram os seguintes: 113-Qci (FIGURA 3.17 e FOTO 3.19), 114-Qci (FIGURA 3.18 e FOTO 3.20); 130-Qci (FIGURA 3.19 e FOTO 3.21), 137-Qci (FIGURA 3.20 e FOTO 3.22); 138-Qci (FIGURA 3.21 e FOTO 3.23); 150-Qsr (FIGURA 3.22 e FOTO 3.24); 152-Qsr (FIGURA 3.23 e FOTO 3.25); e 145-Qsr (FIGURA 3.24 e FOTO 3.26), 47-Qsr (FIGURA 3.25 e FOTO 3.27) 73 Qsr (FIGURA 26 e FOTO 3.28), dentre outros.

A sua constituição e a granulometria varia em função da área fonte e compartimentos geomorfológicos, que são os seguintes: A- Superfície Cimeira, I- Superfície Intermediária, B- Primeira Superfície Rebaixada, Bd- Segunda Superfície Rebaixada e R - Terceira Superfície Rebaixada, conforme proposta de (MELO 1995), são marcadas por degraus estruturais e litológicos, controlados por descontinuidades que cortam a região.

No reverso das Serras de São Pedro e Itaqueri (Afls 152 e 153), os conglomerados são compostos, essencialmente, por fragmentos de canga laterítica e seixos de quartzo subangulosos, subjacente às unidades mais antigas em discordância erosiva (Grupo Bauru). Nos sopés das serras de Itaqueri, São Pedro e adjacências, os conglomerados basais são constituídos de seixos e fragmentos de basalto, quartzo, arenito silicificado e canga laterítica.

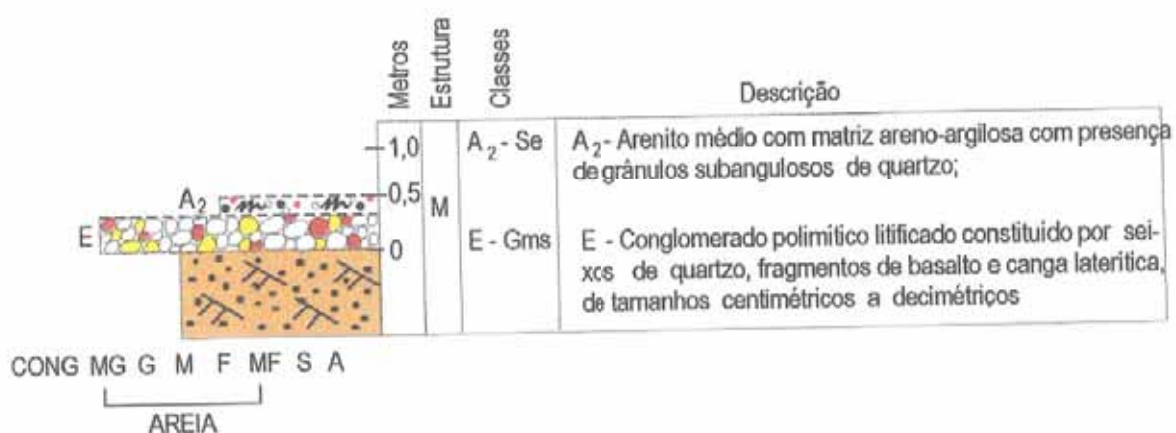


FIGURA 3.17 - Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída essencialmente por conglomerado polimitico, formado por ação de fluxos gravitacionais. Local: Ribeirão da Lapa - Fazenda São João da Lapa Afl. 113.



FOTO 3.19- Conglomerado polimitico, porção basal da unidade (Qci), sendo cortado pela drenagem atual, onde predominam os processos de fluxo gravitacional (*debris flow*), remanejamentos por pequenos rios obseqüentes. Local: Ribeirão da Lapa - Fazenda São João da Lapa Afl. 113.

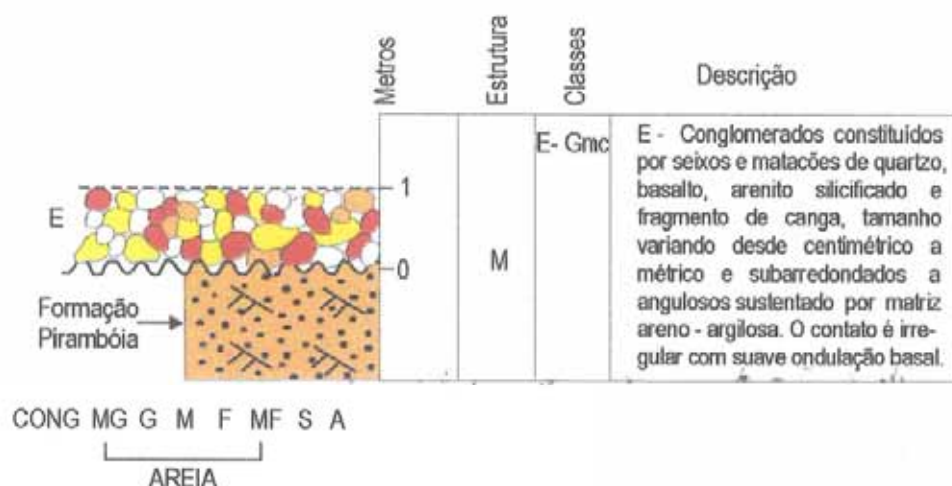


FIGURA 3.18 - Secção colunar da Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimítico em discordância erosiva com a Formação Pirambóia. Local: Fazenda São João da Lapa (Afl. 114).



FOTO 3.20- Conglomerado polimítico constituído por seixos e matacões de basalto, arenito silicificado, fragmento de canga laterítica e quartzo. No centro da foto, é vista uma falha que atinge tanto o conglomerado como a Formação Pirambóia subjacente. Local: Fazenda São João da Lapa (Afl. 114).

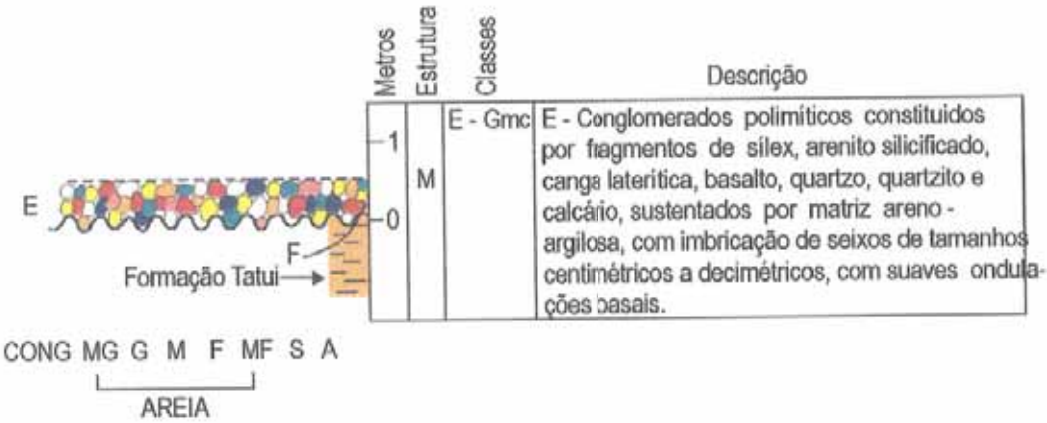


FIGURA 3.19 - Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimítico em discordância erosiva com a Formação Tatui. Observam-se falhas normais e transcorrentes que afetam ambas as unidades. Local: Rodovia Rio Claro – Ipeúna - SP 191 (Afl. 130).



FOTO 3.21- Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída essencialmente de conglomerado polimítico, em discordância erosiva com a Formação Tatui, tendo suave ondulação basal, falhas normais e transcorrentes afetam ambas as unidades. Local: Rodovia Rio Claro - Ipeúna - SP 191 (Afl. 130).

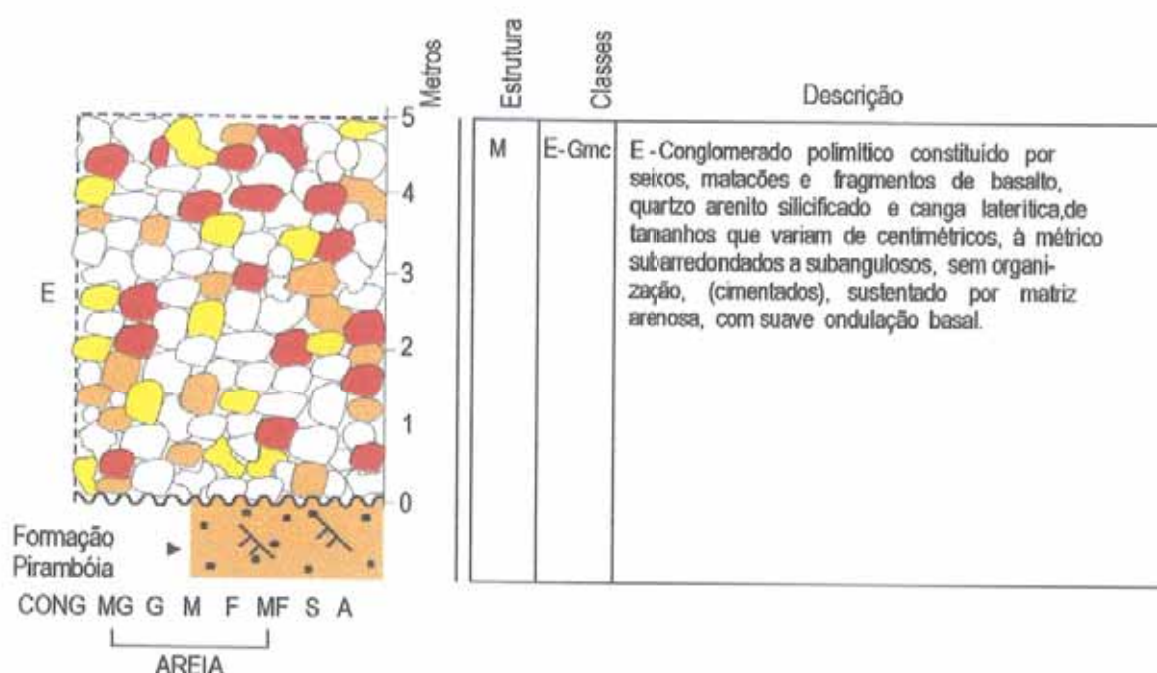


FIGURA 3.20 - Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída por matações e seixos de basalto, arenito e fragmentos de canga laterítica em discordância erosiva com a Formação Pirambóia. (Afl.137).



FOTO 3.22- Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída, essencialmente, por conglomerado polimítico em discordância erosiva (A) com a Formação Pirambóia (B), predominando os processos de fluxo gravitacional (debris flow). Local: Ribeirão da Lapa (Afl. 137).

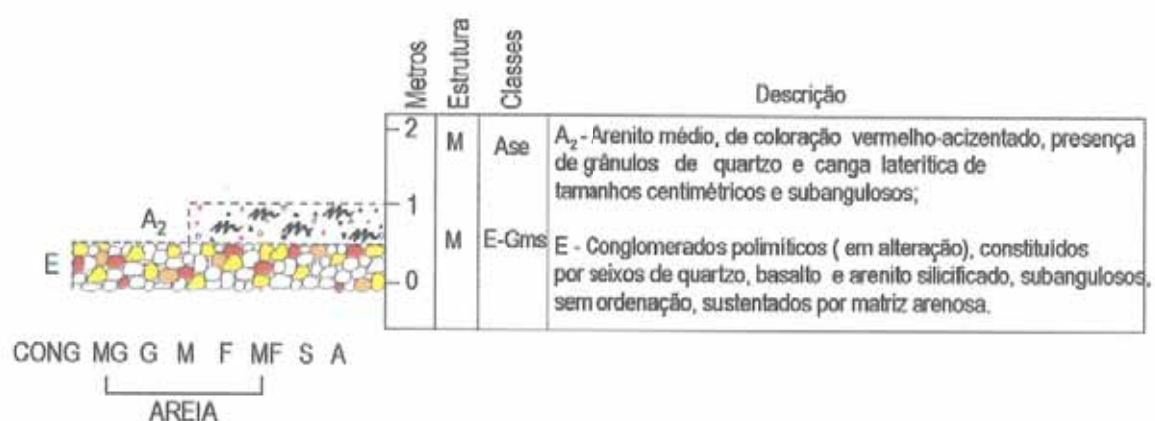


FIGURA 3.21 - Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), constituída na sua porção basal por conglomerado e acima por matriz areno-argilosa. Local: Sopé da Serra de Itaqueri (Afl.138).



FOTO 3.23- Conglomerado polimítico, em via de alteração, recoberto por sedimentos areno-argilosos. Verifica-se na porção inferior da foto, seixos de basalto alterado (Afl.138). Local: sopé da Serra de Itaqueri.

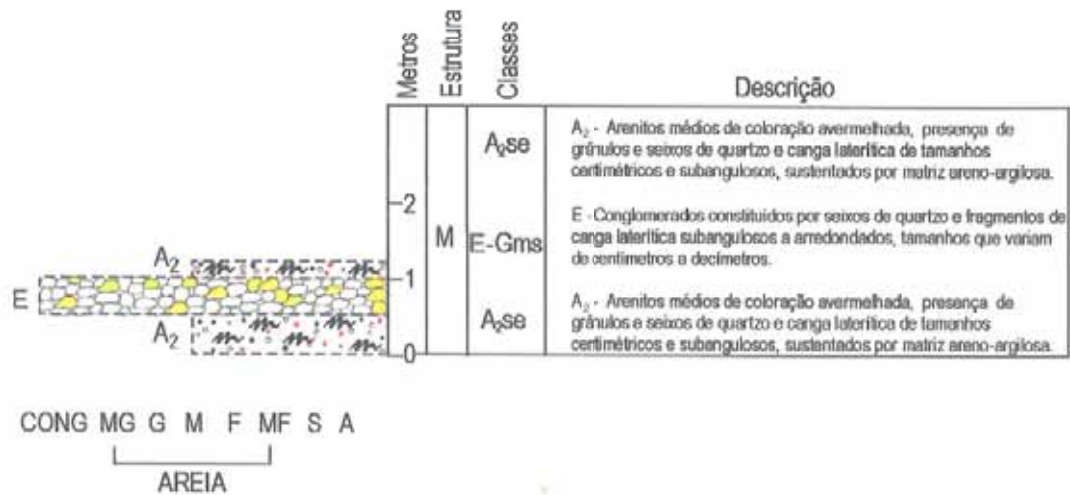


FIGURA 3.22 -Secção colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), posicionada no reverso da Serra de São Pedro. Nível conglomerático, constituído por seixos de quartzo e fragmentos de canga laterítica, tamanho que varia de centimétrico a decimétrico e formas subarredondadas a subangulosas. Os conglomerados são limitados por camadas avermelhadas de matriz areno-argilosa, a superior. Apresenta fragmentos de canga laterítica de tamanho centimétrico e grânulos de quartzo subangulosos (Afl. 150).



FOTO 3.24- Nível conglomerático limitado, no topo e na base, por pacotes arenos-
losos (Afl.150). Alto da Serra de São Pedro. Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qrs).

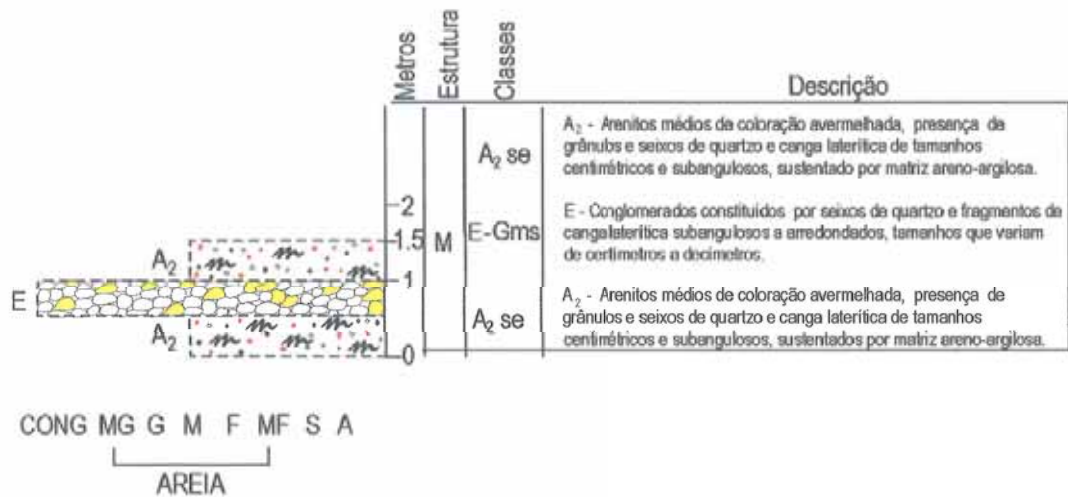


FIGURA 3.23 - Conglomerado da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), constituído, essencialmente, por fragmentos de canga laterítica e seixos de quartzo subangulosos (Afl. 152). Local: Reverso da Serra de São Pedro.



FOTO 3.25- Material de fluxo gravitacional, com pacote superior de matriz areno-argilosa, constituído essencialmente por fragmentos de quartzo e laterita subangulosos. Formação Santa Rita do Passa Quatro (Afl. 152). Local: Reverso da Serra de São Pedro.

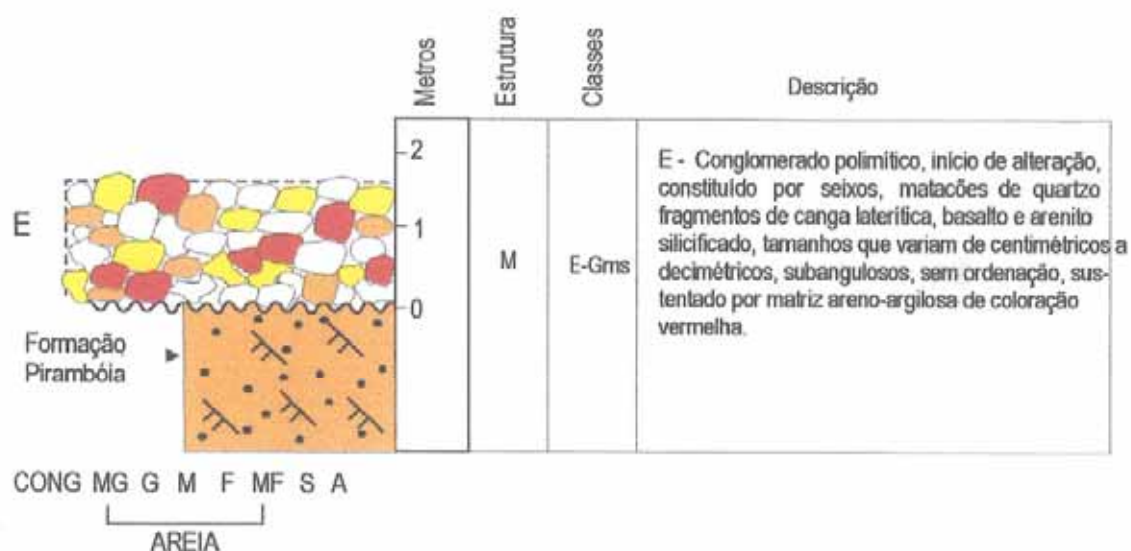


FIGURA 3.24 - Secção colunar Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), constituída por seixos e matacões de basalto, quartzo e canga laterítica. O contato é discordante com a Formação Pirambóia.(Afl.145).



FOTO 3.26- Conglomerado mal selecionado constituído essencialmente por matacões e seixos de basalto, arenito silicificado, quartzo e fragmentos de canga laterítica, com tamanhos que variam de centímetros a decímetros (Afl. 145).

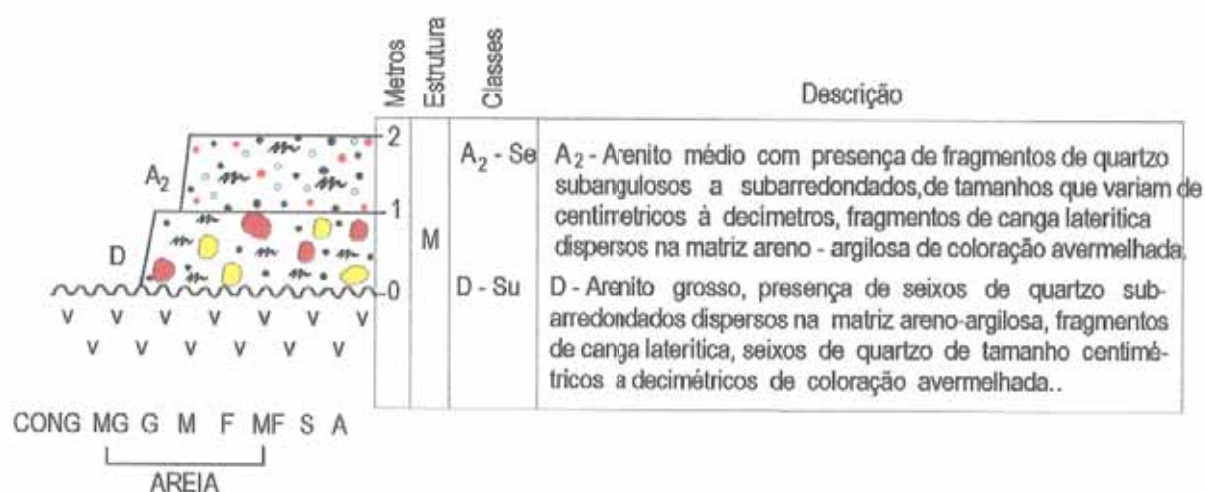


FIGURA 3.25 - Secção colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), composta por intercalações de fácies conglomerática e areno-argilosa (basal), posicionadas no topo da Serra de Santana. Local: Fazenda Santana de Baixo-Rodovia W. Luis (Afl.47).



FOTO 3.27 - Porção basal da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) constituída por conglomerados com seixos de quartzo, matacões de basalto e fragmentos de canga laterítica, em discordância com as intrusivas básicas, posicionada no topo da Serra de Santana. Local : Fazenda Santana de Baixo- Rodovia W. Luis (afl.47).

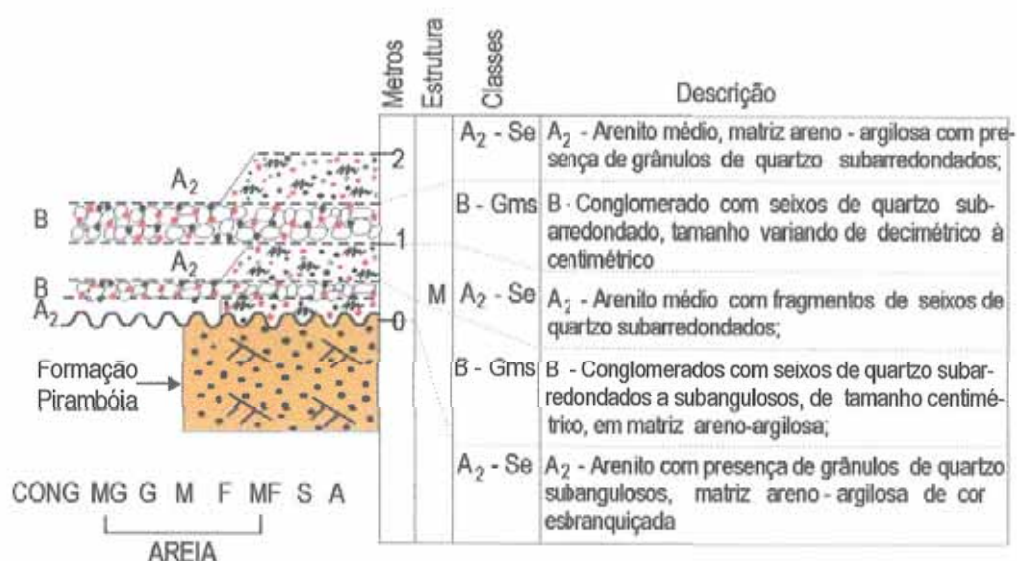


FIGURA 3.26- Secção colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), composta pela sua fácies conglomerática, porção basal, tendo como substrato a Formação Pirambóia marcada por discordância erosiva. Local estrada não pavimentada que liga Analândia, Rodovia W. Luis- SP 310, (Afl.73).



FOTO 3.28- Conglomerado constituído essencialmente de seixos de quartzo de tamanhos variados, praticamente sem um ordenamento preferencial. (A) matriz areno-argilosa, com fragmentos de quartzo esparsos subangulosos; (B) intercalações de camadas areno-argilosa com fragmentos de quartzo subangulosos e com camadas de predomínio de seixos de quartzo e (C) Formação Pirambóia subjacente. Local: estrada não pavimentada que liga Analândia, Rodovia W. Luis- SP 310, (Afl.73).

3.2.5.1.2.2 - Fácies Areno-Argilosa

A fácies areno-argilosa está posicionada, preferencialmente, acima do conglomerado basal, apresentando coloração avermelhada para o pacote. Às vezes essa fácies pode estar intercalada com a fácies conglomerática, possivelmente, indicando variações de energia de fluxo na sua deposição, relacionada a mudanças verticais provocadas por movimentos tectônicos (Afl.154 -Trevo de São Pedro – Piracicaba-Coberturas Superficiais Associadas (Qci) - **FIGURA 3.27** e **FOTO 3.29**). É comum a presença de grânulos de quartzo mal selecionados e subangulosos, associados a fragmentos de canga e basalto de tamanhos que variam de centímetros a decímetros.

As estruturas sedimentares mais comuns encontradas na fácies areno-argilosa são as do tipo maciça e cruzadas de médio porte, (Afl. 26- **FIGURAS 3.28** e **3.29** e **FOTO 3.30**) e 109 (**FIGURA 3.30** e **FOTO 3.31**) e (Afls.56 -**FIGURA 3.31** e **FOTOS 3.32** e **3.33**).

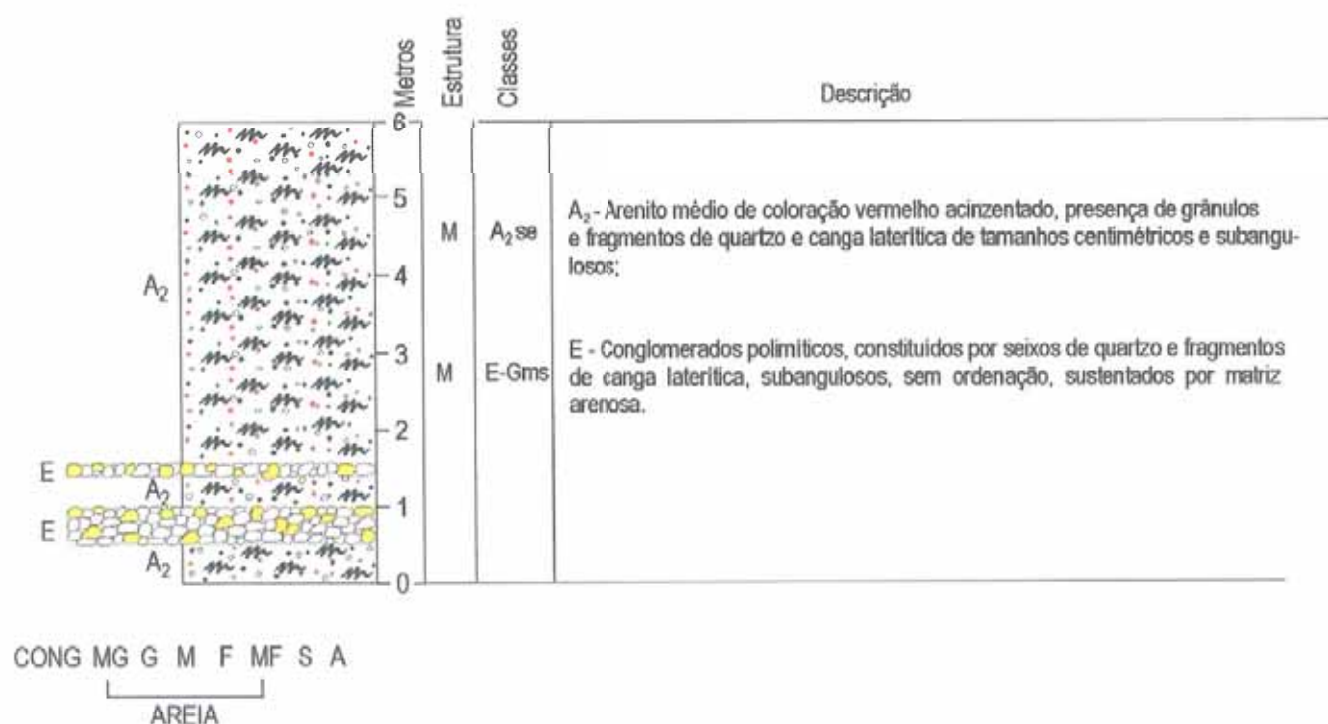


FIGURA 3.27- Seção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci). Local: Trevo de São Pedro e Charqueada, presença de fragmentos de quartzo e laterita, Afl. 154.



FOTO 3.29 - Coberturas Superficiais Associadas (Qci), presença de dois níveis de cascalheira, constituída de seixos de quartzo e fragmentos de canga laterítica. Local: Trevo de São Pedro-Piracicaba e Charqueada -Afl.154.

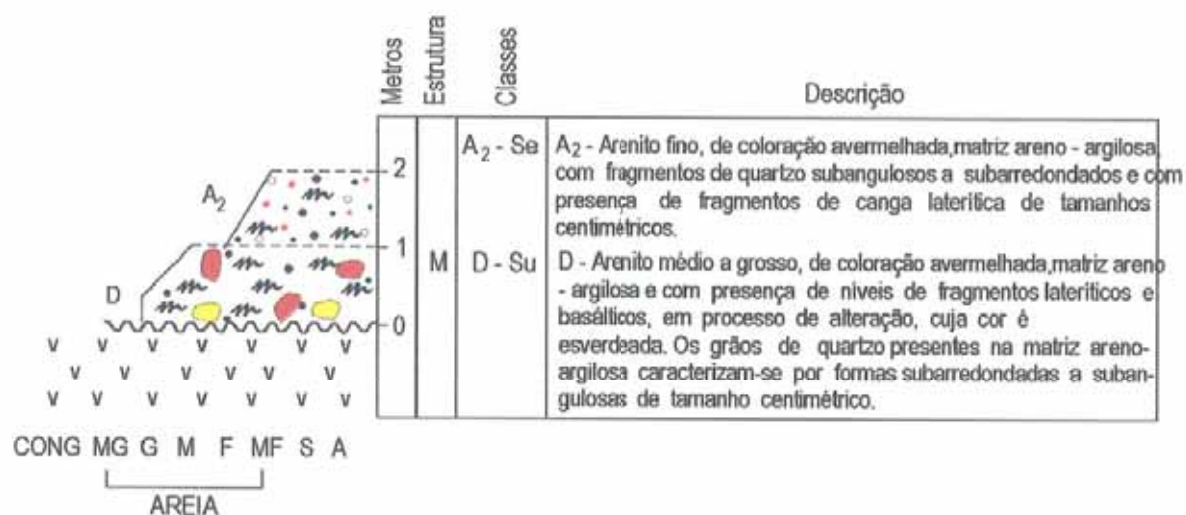


FIGURA 3.28 - Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci), em contato discordante com o dique de diabásio. (Afl.26). Local: Saída para Jacutinga (Afl.26). Rodovia W. Luiz- SP310.

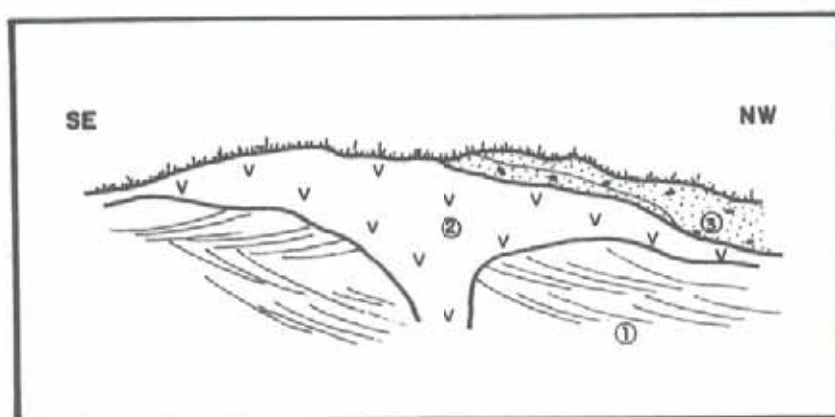


FIGURA 3.29- Croqui esquemático, ilustrando a sequência sedimentar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci). 1- Formação Pirambóia; 2- basalto e 3- Coberturas Superficiais Associadas (Qci). Local: Saída para Jacutinga (afl.26). Rodovia W. Luiz- SP 310.



FOTO 3.30- Sedimento areno-argiloso com presença de grânulos e seixos de quartzo dispersos e com fragmentos de basalto e canga. Coberturas Superficiais Associadas (Qci). Local: Saida para Jacutinga (Afl. 26). Rodovia W. Luiz- SP 310.

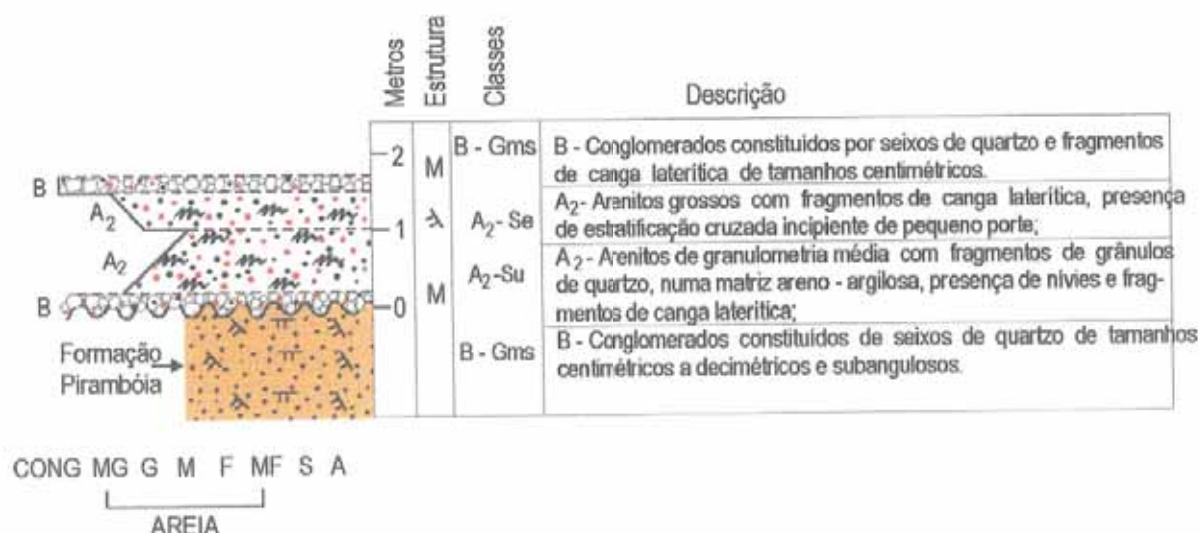


FIGURA 3.30 - Secção colunar das Coberturas Superficiais Associadas (Qci) aos pés da Serra de Itaqueri. Indicação de estratificação cruzada de médio porte. Local Fazenda Rochedo (Afl.109).



FOTO 3.31- Estratificação cruzada de médio porte, presença de níveis de canga laterítica – Coberturas Superficiais Associadas (Qci). Local: Fazenda Rochedo- Sopé da Serra de Itaqueri, (Afl.109).

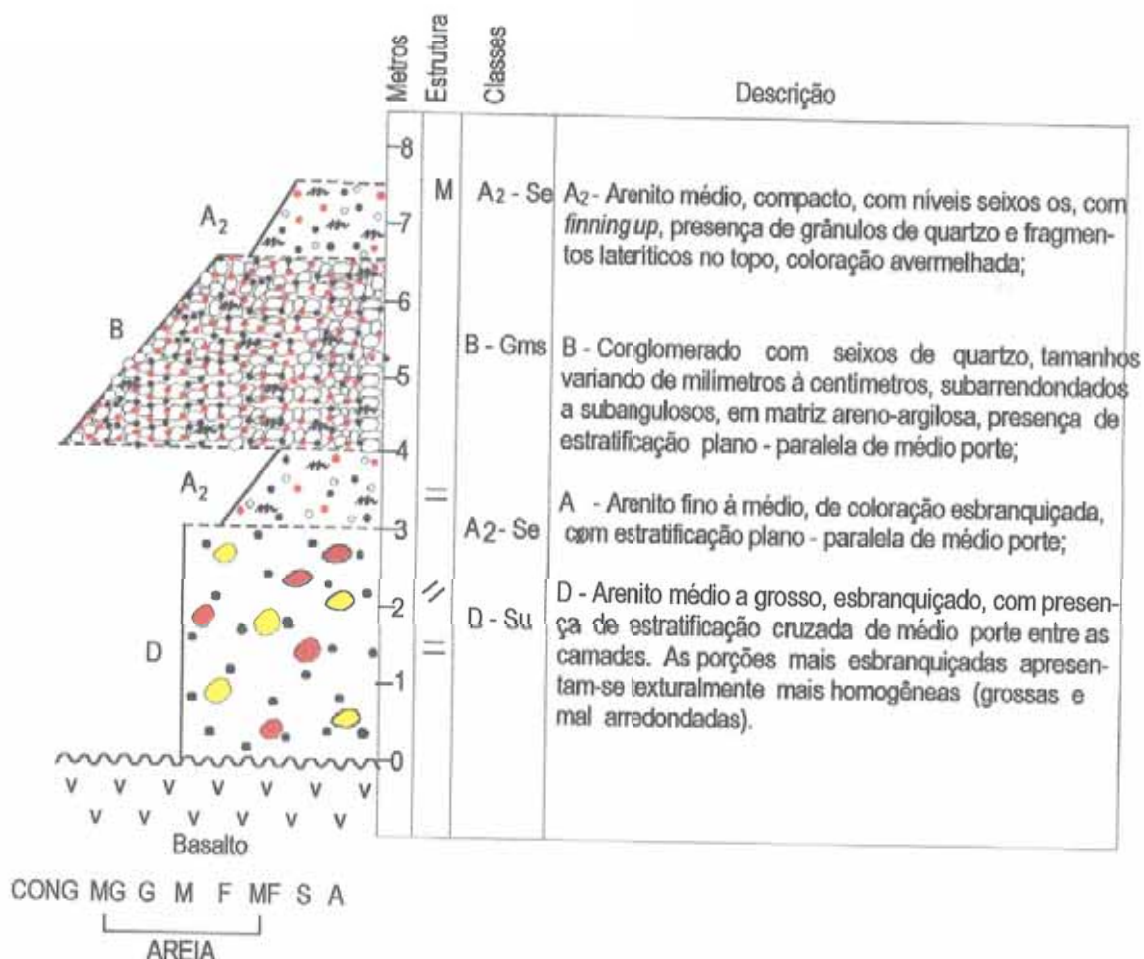


FIGURA 3.31 - Secção Colunar da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr), presença de estrutura do tipo plano-paralela, com indicação de fluxo. (Afl.56). Rodovia W. Luiz.



FOTO 3.32- Presença de estrutura do tipo plano-paralela, indicando fluxo aquoso, na Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr). Local: Serra de Santana- Rodovia W. Luiz- SP 310 (Afl.56).



FOTO 3.33- Visão geral do contato da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qrs) (A) em discordância erosiva com a Formação Serra Geral (B). Observa-se a instalação de processos erosivos atuais no pacote superior-(Afl. 56).

O estudo da sedimentação neoceno-zóica da área - alvo de pesquisa, no geral, mostrou que os depósitos sedimentares da Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci) são constituídos essencialmente por fácies conglomerática (basal) e areno-argilosa (superior), mal selecionados, por processos de fluxo de detritos e livre.

As fácies conglomeráticas estão posicionadas próximo às principais serras da região (predominam os processos de fluxo gravitacional - *debris flow*), denotando espessamento, enquanto a areno-argilosa (granulação tende a ser mais fina), localiza-se nas porções centrais das colinas médias e amplas, tanto na Depressão Periférica como no Planalto Ocidental Paulista (Depressão de Campo Alegre).

A Formação Santa Rita do Passa Quatro está posicionada, preferencialmente no reverso da cuesta (nas adjacências dos morrotes encouraçados das serras de Itaqueri e São Pedro e nas colinas amplas da Depressão de Campo Alegre); enquanto os sedimentos das Coberturas Superficiais Associadas estão distribuídos no sopé das serras e nas colinas amplas e médias da Depressão Periférica.

As Coberturas Superficiais Associadas (Qci) são constituídas por materiais retrabalhados das unidades paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas. Esses depósitos caracterizam-se por pacote conglomerático basal preferencialmente, e areno-argiloso acima. Ocupam níveis geomorfológicos distintos, sendo que nas adjacências do sopé das escarpas estão presentes depósitos conglomeráticos e o areno-argiloso nas porções mais distais das serras, preferencialmente.

A Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) caracteriza-se por materiais mais arenosos, com fragmentos de canga laterítica, basaltos e seixos de quartzo de tamanhos que variam de centimétrico a decimétrico, cuja área-fonte corresponde aos sedimentos retrabalhados do Mesozóico e Terciário.

Nas adjacências do sopé da Serra de São Carlos são observados matacões e seixos de quartzo, basalto, arenito litificado, canga laterítica subangulosos de tamanho que variam de milimétrico a métrico.

Os depósitos da Formação Santa Rita do Passa Quatro estão posicionados no reverso das cuestas capeando grandes extensões do Planalto de Campo Alegre.

Assim, os depósitos neocenozóicos caracterizam-se por pacotes conglomeráticos na base (mal selecionados e pobre em estratificações) e areno-argiloso no topo. Estes depósitos ocupam quatro níveis geomorfológicos distintos, distribuindo-se de forma descontínua desde o topo dos interflúvios através de degraus estruturais e litológicos. Parte desses depósitos têm sido destruídos pela esculturação da rede de drenagem atual, às vezes, deixando aparecer somente sua porção basal (mais resistente a erosão e/ou abatimento de blocos).

As variações de energia durante sua deposição são características bem evidentes, refletidas na granulometria e geometria do pacote.

As fácies identificadas são diretamente relacionadas aos processos e ambientes sedimentares envolvidos em sua elaboração, destacando os leques aluviais.

O ambiente de sedimentação tanto para a Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) como das Coberturas Superficiais Associadas (Qci) são de dois tipos: fluxos de detritos (*debris flow*) e livre.

Ao longo do tempo geológico, essas unidades perderam sua continuidade inicial por vários motivos, dentre os quais destacam-se a incisão da rede de drenagem atual, falhamentos, adernamentos e soerguimentos de blocos.

Estruturas

As descontinuidades estruturais representadas por diaclases são muito tênues e apresentam um padrão losangular de alto mergulho que varia, preferencialmente, de 70 a 90°. A indicação de fraturamento dessas unidades denota-se moderadamente desenvolvido, em direções preferenciais N175/85, N205/85 e N307/89, conforme **FIGURA 3.32** e **FOTO 3.34**.

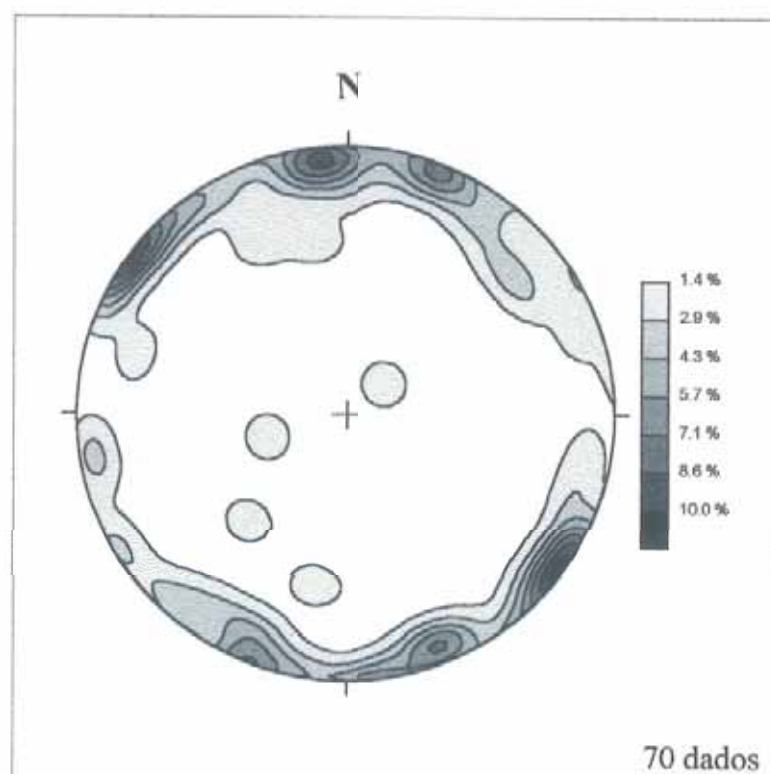


FIGURA 3.32 - Estereograma de juntas da Formação Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas.



FOTO 3.34- Duas famílias de juntas cortando tanto níveis de cascalheira (seixos de quartzo e canga laterítica), como pacote acima areno-argiloso. Local Trevo de São Pedro, Piracicaba e Charqueada. Afl. 154.

Para uma melhor visualização do padrão de fraturamento da área, elaborou-se diagrama de todas as medidas efetuadas no campo, num total de 1.119 medidas para todas as formações geológicas.

As juntas verticais a subverticais têm orientação preferencial em torno de N230/88, N135/88 e N180/88 (**FIGURA 3.33**).

Verifica-se, nos esterogramas, que as direções NW-NE estão presentes preferencialmente nos depósitos paleozóicos e mesozóicos (Formações Tatui, Irati, Corumbatai e Pirambóia). Já na Formação Botucatu, as direções preferenciais são N-S e E-W e Serra Geral E-W (mesozóico). Os depósitos Terciários e quaternários representados pelas formações Rio Claro, Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas apresentam direções em torno E-W, com tendência para NW-SE.

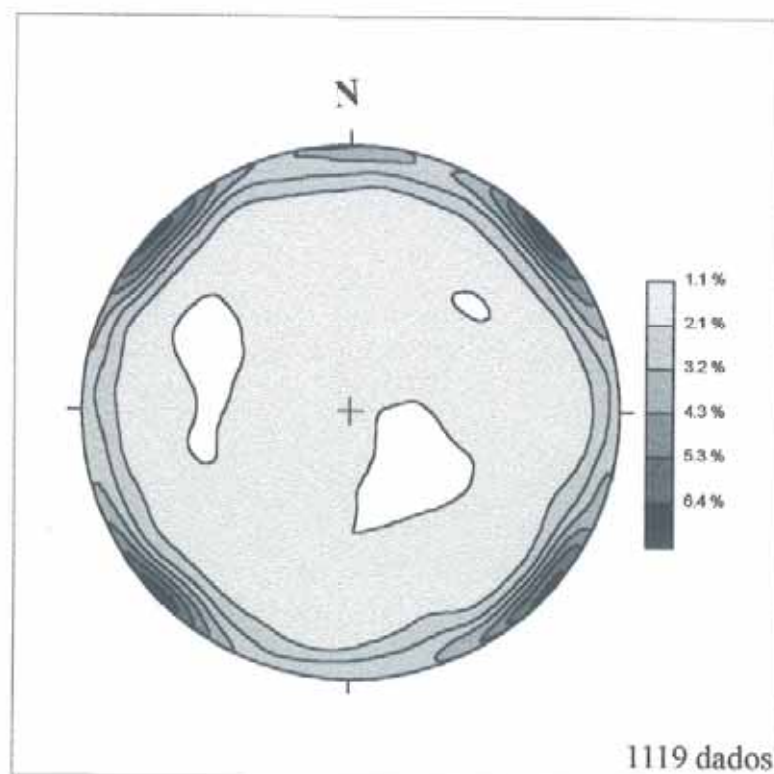


FIGURA 3.33 - Estereograma referente ao fraturamento da área estudada, para todas as formações geológicas: Itararé, Tatuí, Irati, Corumbataí, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral, Itaqueri, Rio Claro, Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas.

Os padrões de fraturamento analisados apresentam preferencialmente predomínios de mergulhos subverticais entre 70° - 90° . Constata-se que o padrão geral de fraturamento da área é dado por famílias entrecruzadas. As direções NW-SE e E-W são as principais e secundárias N-S e NE-SW, respectivamente. Os padrões apresentam variações, promovendo no estereograma uma dispersão em suas bordas, porém são indicadas concentrações de orientações preferenciais.

Portanto, o padrão geral de fraturamento da área, é dado por famílias entrecruzadas (verticais/subverticais), aproximadamente de direções NW-SE e NE-SW, concordante com o *trend* regional de descontinuidade e as principais orientações das falhas NW-SE, E-W, NE-SW e N-S.

3.3- Regime de Tensões

As falhas e zonas de falhas são representadas por descontinuidades, que exercem uma função fundamental na gênese e evolução das formas de relevo. Ao longo dessas descontinuidades, os blocos sofrem deslocamentos, atritando-se um contra o outro e impondo fragmentação e cominuição das rochas. As falhas são marcadas pelos espelhos de falha, que têm aspecto liso, brilhante e de cor variável. As estrias apresentam sulcos que estão presentes no espelho de falha, produzidos por atrito de materiais de resistência diferentes. A sua geometria permite deduzir o sentido do movimentação relativa. As mensurações das atitudes dos planos, estrias de atrito e determinações de movimentos relativos das falhas foram feitas em cortes de estradas, minas (cavas) e taludes de boçorocas.

Para esta pesquisa buscou-se preferencialmente falhas posicionadas nos pacotes sedimentares das formações Itaqueri, Rio Claro, Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas.

Na área de estudo ocorrem os três tipos de falhas: normais, inversas e transcorrentes, (tanto dextrais como sinistrais), com o predomínio das falhas normais associadas à transtensão, para as quais puderam ser determinadas atitudes dos planos e das estrias de atrito, bem como os movimentos relativos.

Foram medidas 135 falhas, sendo 80 são do tipo normal, de direções NE-SW e NW-SE (afloramentos 1, 5, 10, 19, 20, 21, 27, 60, 65, 66, 68, 70, 91 e 92,130), e do tipo transcorrentes, divididas em 25 dextrais (afloramentos 1, 5, 19, 23, 25, 57, 60, 65, 67,130) e 27 sinistrais (afloramentos 1, 9, 19, 20, 24, 60, 65, 67, 92, 130), e 3 inversas, de direções NE preferencialmente (afloramentos 70, 101 e 114).

Em alguns afloramentos, as falhas transcorrentes mostram relações de truncamento com as falhas normais (NE-SW), indicando serem as últimas anteriores às primeiras.

3.3.1. Regime Distensivo

A análise geométrica e cinemática das falhas do tipo normal de direção NE-SW (FIGURAS 3.34 e 3.35), mostra mergulhos médios em torno de 60° com orientações preferenciais de feixes com direções NE-SW, coincidentes com as direções preferenciais das juntas. As estrias indicam que os deslocamentos são frontais e ligeiramente oblíquos, mergulhando preferencialmente para NW ou SE

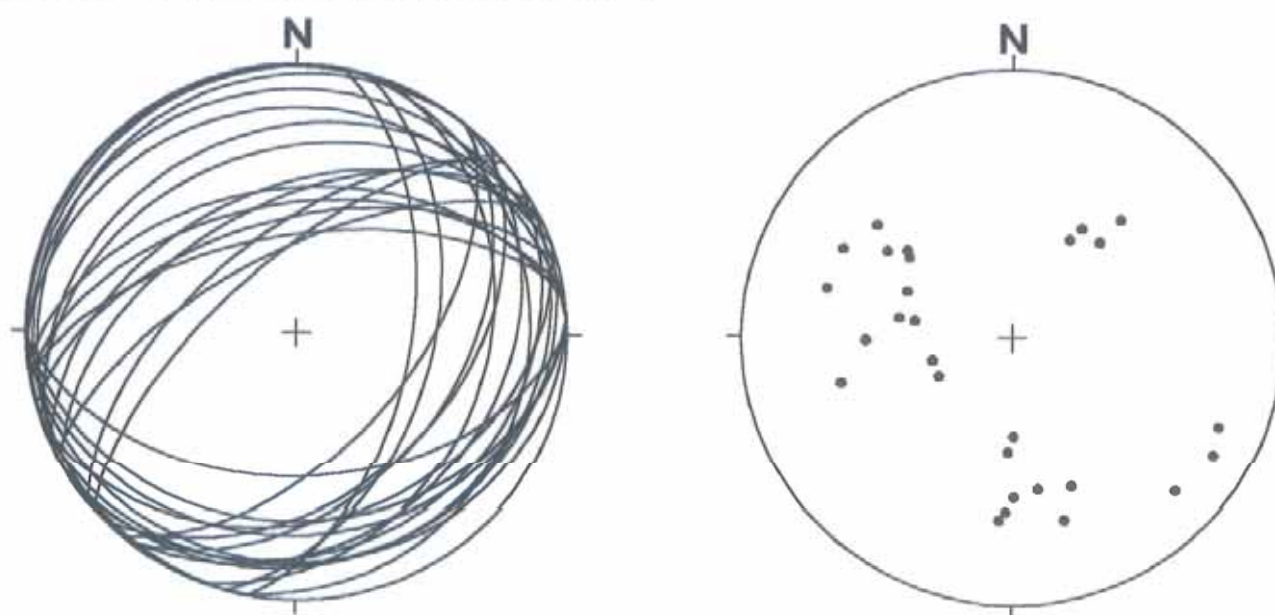


FIGURA 3. 34- Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas normais de direção NE-SW (35 dados). Hemisfério inferior.

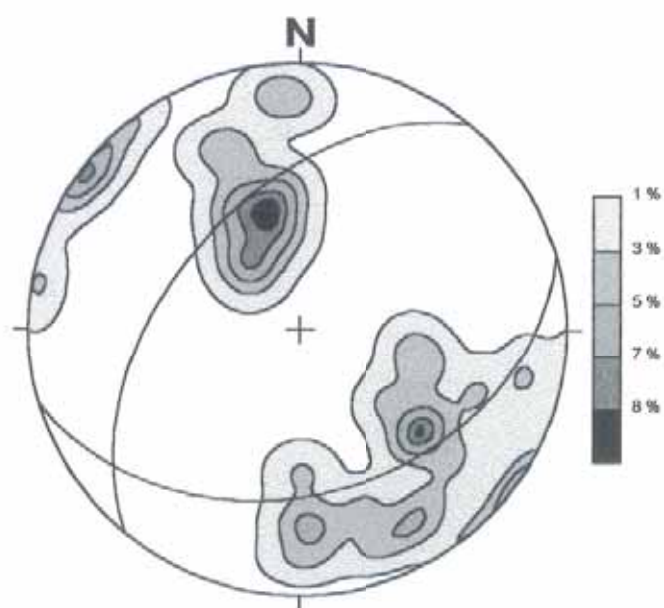


FIGURA 3.35 -Projeção estereográfica dos planos das falhas normais de direção NE-SW (35 dados). Hemisfério inferior.

Para o conjunto das falhas do tipo normal de direção NE-SW foram identificados eixos principais σ_1 subvertical, σ_2 NE-SW sub-horizontal, σ_3 N65W/sub-horizontal, indicando um regime tectônico distensivo (**FIGURA 3.36**).

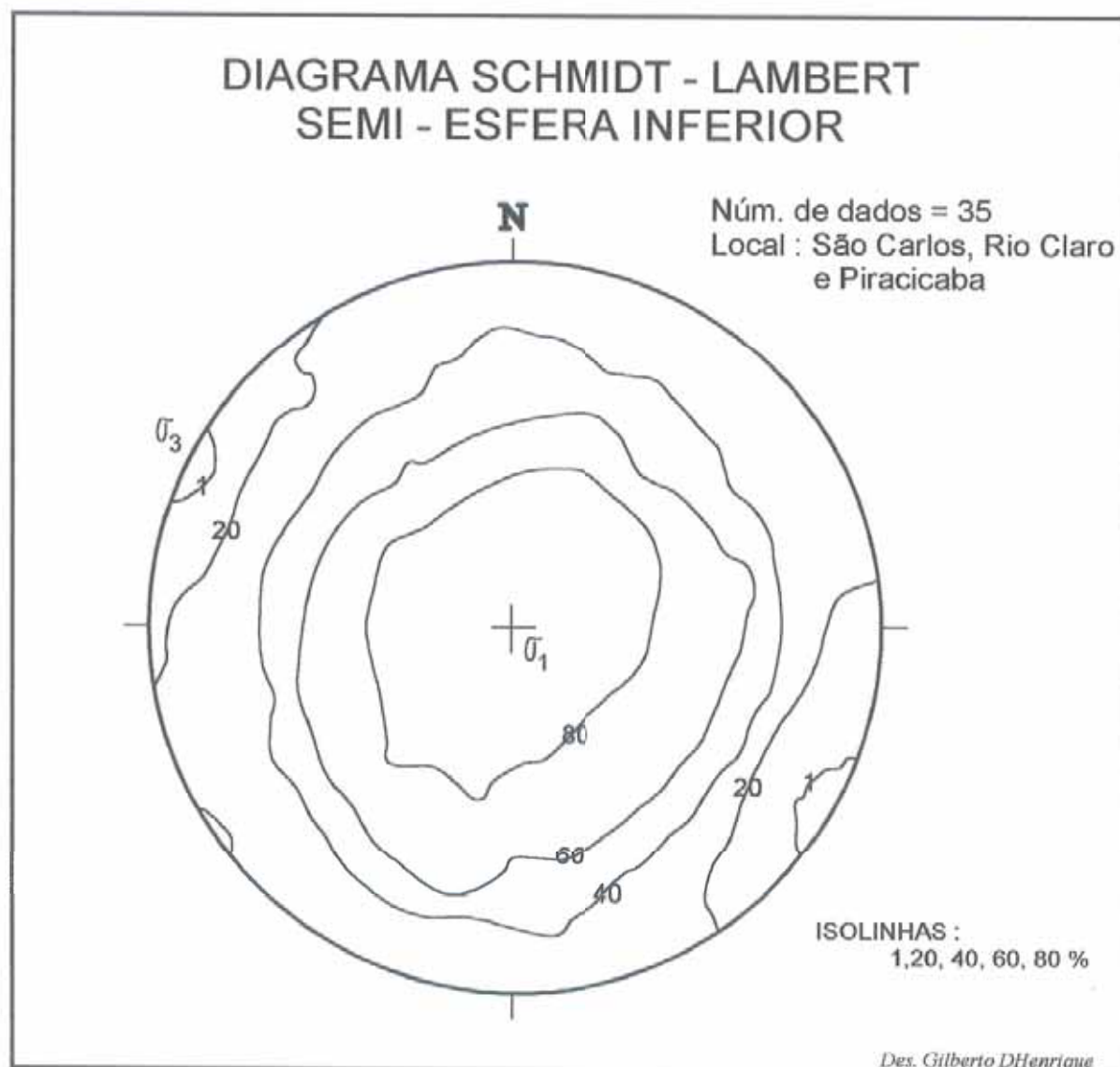


FIGURA 3.36- Diagrama obtido pelo Programa TRADE para as falhas normais (NE - SW), indicando a posição dos σ_1 (área de maior concentração máxima) e σ_3 (área de concentração mínima). Projeção no hemisfério inferior da esfera de referência.

Os resultados indicam que tal movimentação, regionalmente, pode estar relacionada aos esforços distensivos ligado a Reativação Sul-Atlântica, processo de envergadura continental a que se relacionam processos diversos, como os magmatismos basáltico e alcalino, a implantação da bacia que acolheu o Grupo Bauru e a abertura do Oceano Atlântico, de idade mesozóica e se estendeu até o Paleoceno (ALMEIDA 1.969; SCHOBENHAUS & CAMPOS 1984, HASUI 1990, HASUI *et al.* 1995).

3.3.2- Regime Transcorrente

As falhas transcorrentes ocorrem geralmente associadas às do tipo normal de direção NW-SE e inversa de direção NE-SW.

As falhas transcorrentes apresentam mergulhos quase verticais com movimentação horizontal dos blocos.

As estrias de atrito estão posicionadas próximo à borda do estereograma indicando serem do tipo sub-horizontal, orientadas segundo NW-SE e E-W, principalmente, de modo que se indica esta direção preferencial de movimento (**FIGURAS 3.37, 3.38 e 3.39**).

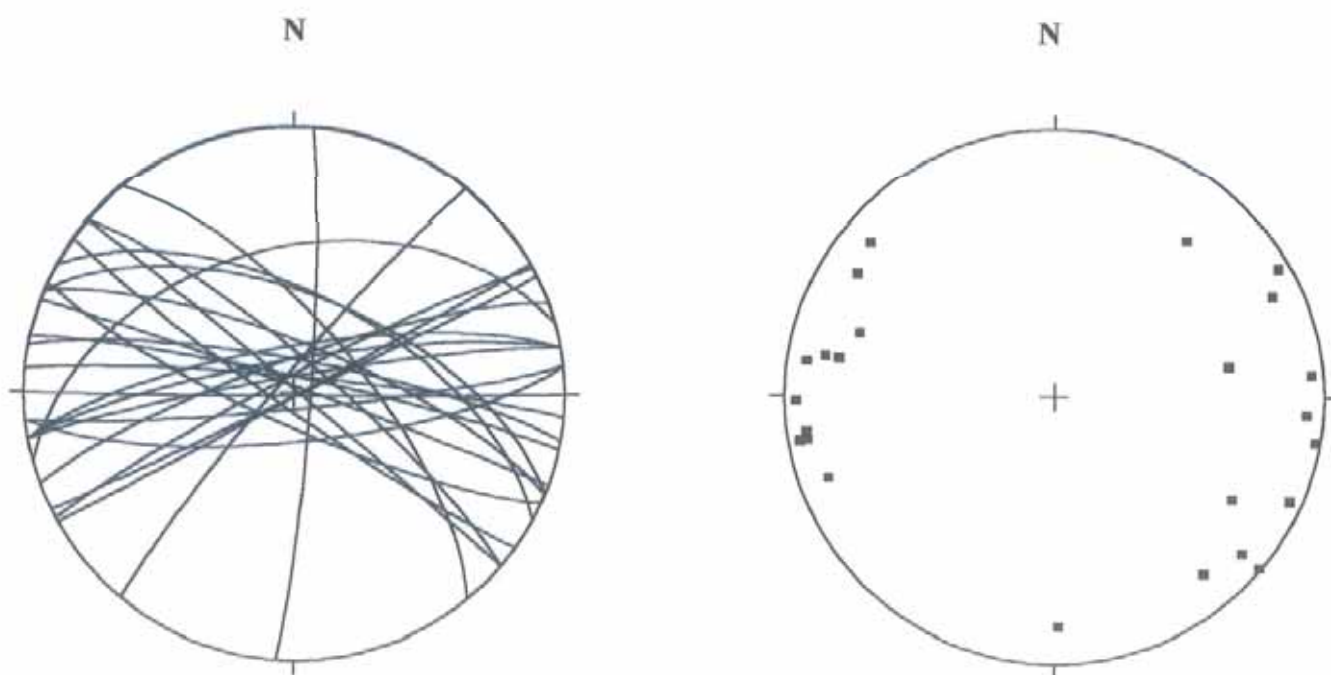


FIGURA 3.37 - Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias da atrito, falhas transcorrentes dextrais (27 dados) e estrias de atrito.

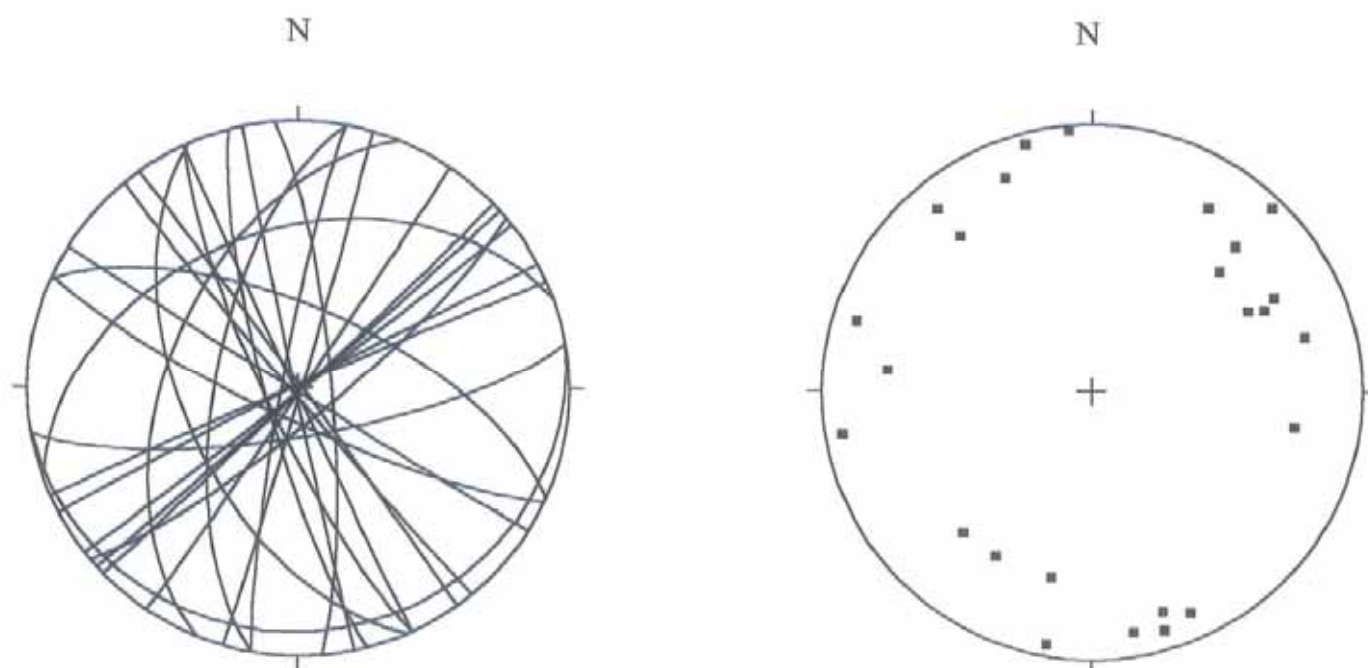


FIGURA 3.38 - Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas de rejeito direcional sinistrais (25 dados). Projeções no hemisfério inferior da esfera de referência.

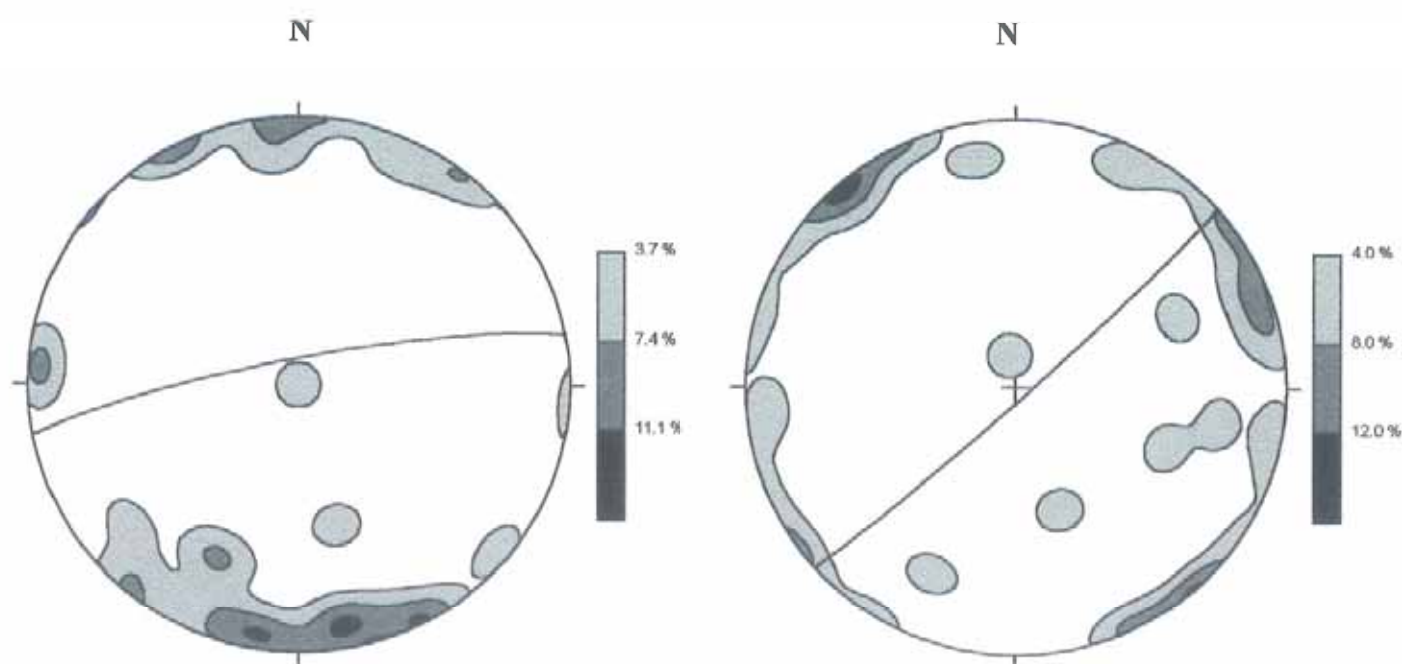


FIGURA 3.39 - Projeção esterográfica das falhas direcionais dextrais (27 dados) e sinistrais (25 dados), hemisfério inferior.

As FIGURAS 3.40 e 3.41 mostram as posições dos eixos para as falhas dos tipos sinistrais e dextrais, que indicam as seguintes correspondências com os eixos de tensão:

- **Falhas transcorrentes dextrais:**

σ_1 - N35W/sub-horizontal (tensão máxima); σ_2 subvertical (tensão intermediária); σ_3 -N55E sub-horizontal (tensão mínima).

- **Falhas transcorrentes sinistrais:**

σ_1 N30W/sub-horizontal (tensão máxima); σ_2 subvertical (tensão intermediária); σ_3 -N60E sub-horizontal (tensão mínima).

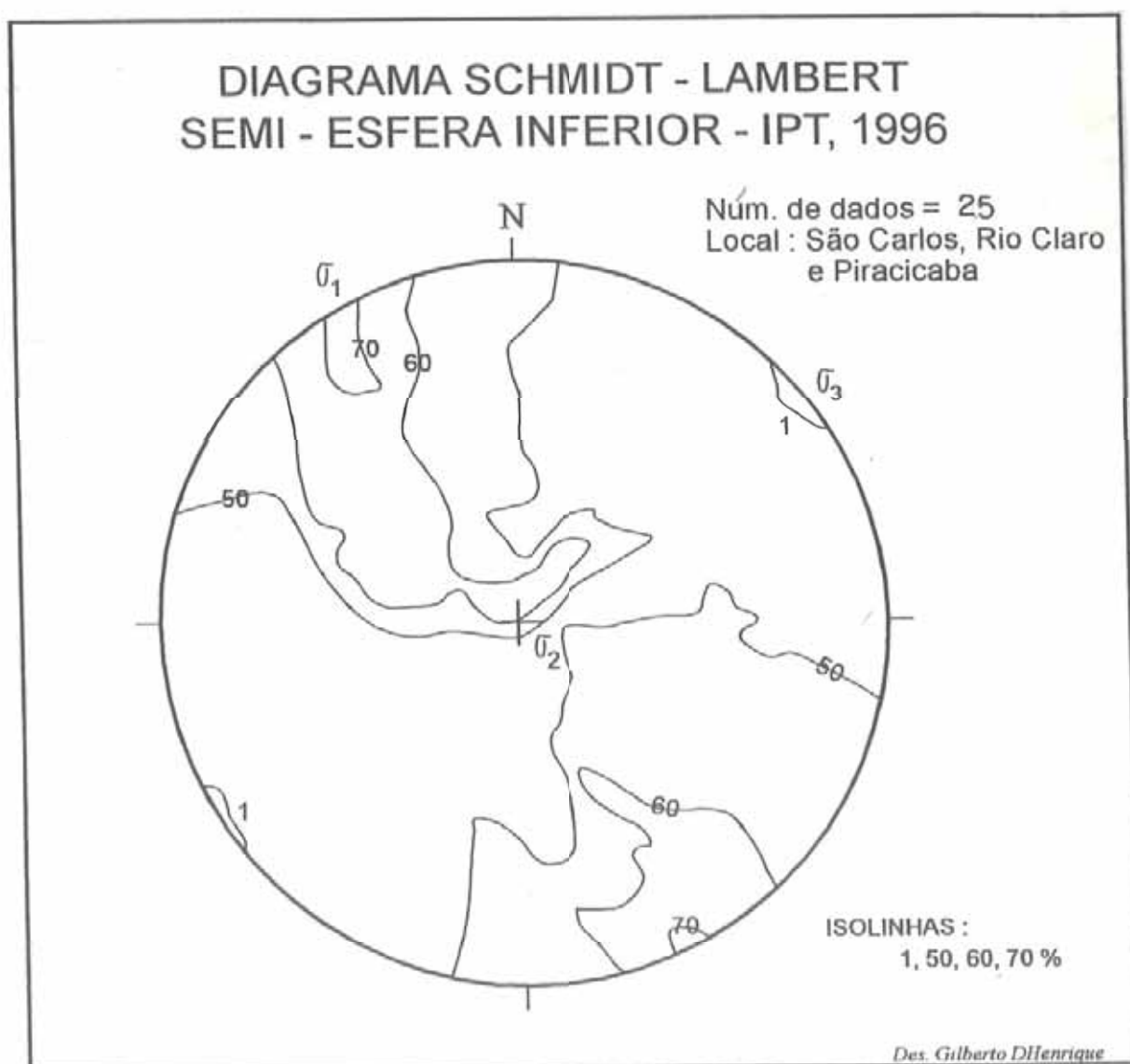


FIGURA 3.40 - Diagrama obtido pelo programa TRADE, para as falhas de rejeito direcional / sinistrais, com a indicação do posicionamento dos eixos de tensão máxima σ_1 e mínima σ_3 . Projeções no hemisfério inferior da esfera de referência.

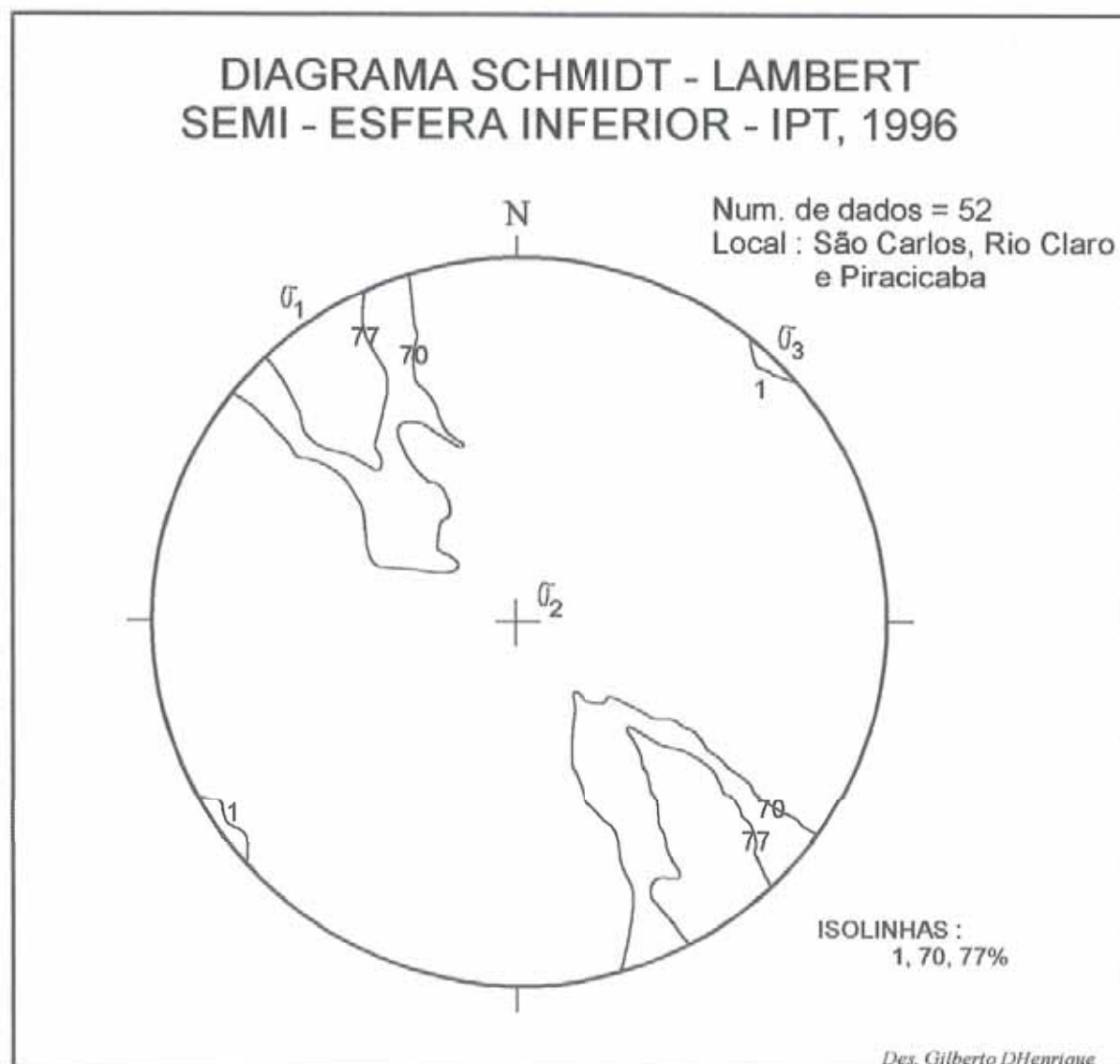


FIGURA 3.42 - Diagrama referente à determinação dos eixos de tensão de todas as falhas transcorrentes (dextrais e sinistrais) da área estudada, obtido pelo programa TRADE, indicando a posição dos eixos de tensão máxima σ_1 e mínima σ_3 . Projeção no hemisfério inferior da esfera de referência.

As falhas do tipo normal de direção NW-SE, estão relacionadas ao binário de direção E-W, apresentam mergulhos médios a sub-horizontais que variam para NE e SW, com deslocamentos frontais e ligeiramente oblíquos (**FIGURAS 3.43 e 3.44**).

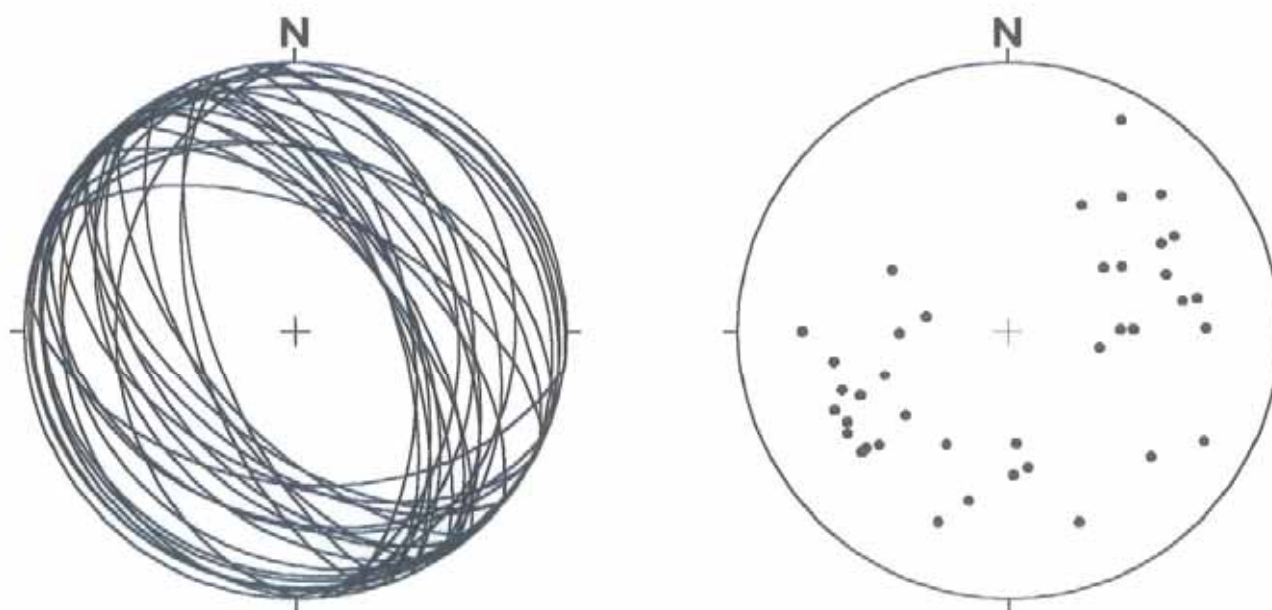


FIGURA 3.43 - Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias de atrito, falhas normais de direção NW- SE (45 dados), hemisfério inferior.

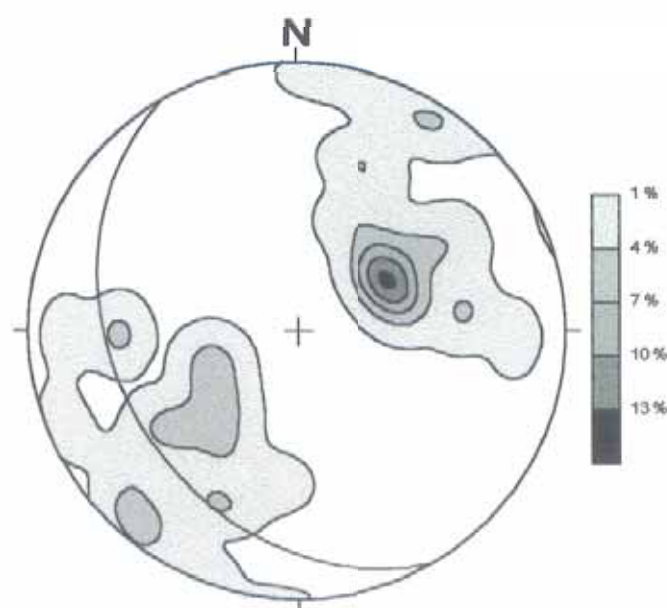


FIGURA 3.44 - Projeção estereográfica dos planos das falhas normais de direção NW- SE (45 dados), hemisfério inferior.

Para esse conjunto das falhas normais, foram identificados eixos principais σ_1 subvertical, σ_2 N50W/sub-horizontal e σ_3 N30E/sub-horizontal (**FIGURA 3.45**).

Esse tipo de regime corresponde ao transcorrente, associado por falhas normais transtensivas de direção NW-SE. São consideradas ao último evento tectônico atuante na área.

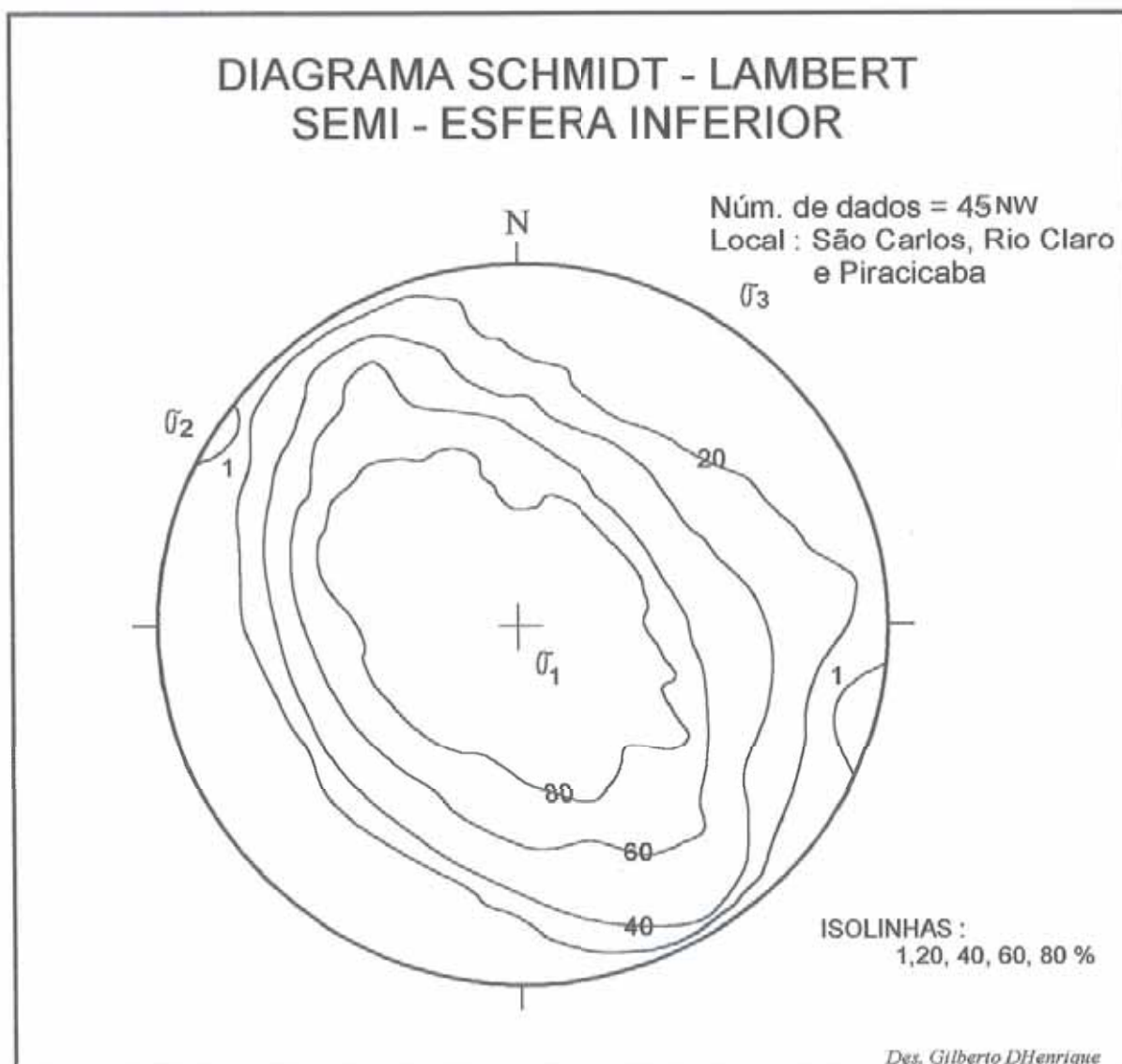


FIGURA 3.45 - Diagrama obtido pelo Programa TRADE, para as falhas normais associadas à transtensão (NW-SE), indicando a posição dos eixos σ_1 e σ_3 . Projeção no hemisfério inferior da esfera de referência.

Também foram verificadas falhas listricas do tipo normal com abatimentos de blocos (Afl. 09). Na Rodovia Charqueada-Piracicaba (Afl. 19), nas adjacências de Santa Terezinha de Piracicaba, ocorrem planos de falhas dos tipos normal e transcorrente. Nota-se que as falhas transcorrentes dextrais cortam as normais NE-SW; indicando assim que as direcionais são mais jovens do que as normais (**FOTOS.3.35 e 3.36**).



FOTO 3.35 - Visão geral do padrão de fraturamento da Formação Corumbataí (Afl.19). Verificam-se falhas do tipo transcorrente-dextrais cortando as do tipo normal NE-SW. Rodovia Charqueada-Piracicaba.



FOTO 3.36 - Planos de falhas na Formação Corumbataí (Afl.19). Verificam-se, falhas do tipo transcorrente dextrais cortando as do tipo normal. Rodovia Charqueada-Piracicaba.

As falhas inversas na área estudada estão posicionadas preferencialmente no setor nordeste.

As falhas inversas apresentam direções NE-SW mergulhando suavemente para NW-SE (FIGURAS 3.46 e 3.47).

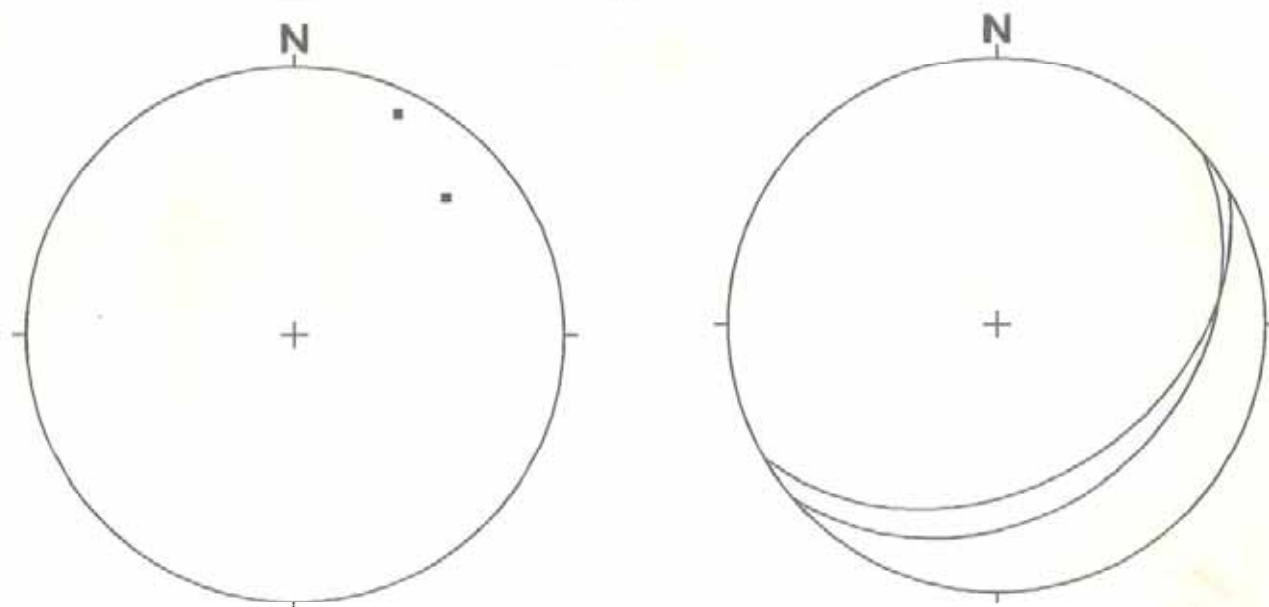


FIGURA 3.46 - Projeção ciclográfica dos planos e projeção das estrias da atrito-falhas inversas (3 dados).

Para o conjunto das falhas inversas (transpressão), foram identificados eixos principais σ_1 N 45 W/ sub-horizontal, σ_2 N45 E/ sub-horizontal e σ_3 vertical.

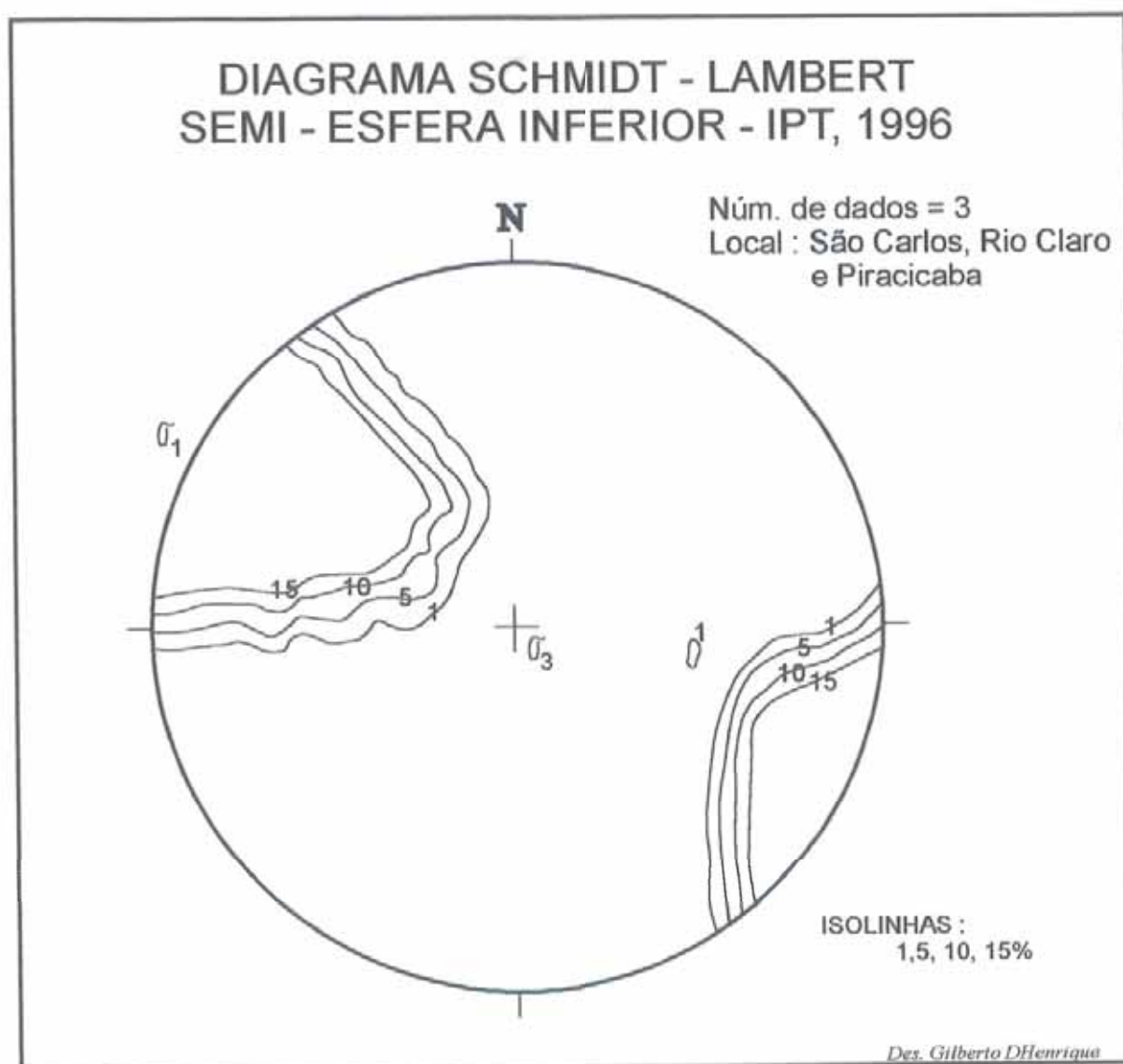


FIGURA 3.47 - Diagrama obtido pelo Programa TRADE, para as falhas inversas (NE-SW), indicando a posição dos σ_1 (área de maior concentração máxima) e σ_3 (área de concentração mínima). Projeção no hemisfério inferior da esfera de referência.

Associam-se ao regime transcorrente falhas do tipo normal de direção NW-SE (transtensão), trascorrentes dextrais e sinistrais e inversas de direção NE-SW (**FIGURA 3.48, FOTOS 3.37 e 3.38**). Ambos os regimes aproveitam zonas de discontinuidades preexistentes para o seu desenvolvimento. Essa incidência do aproveitamento nos planos de fraquezas é denominada de tectônica ressurgente, segundo conceituação proposta por HASUI (1990).

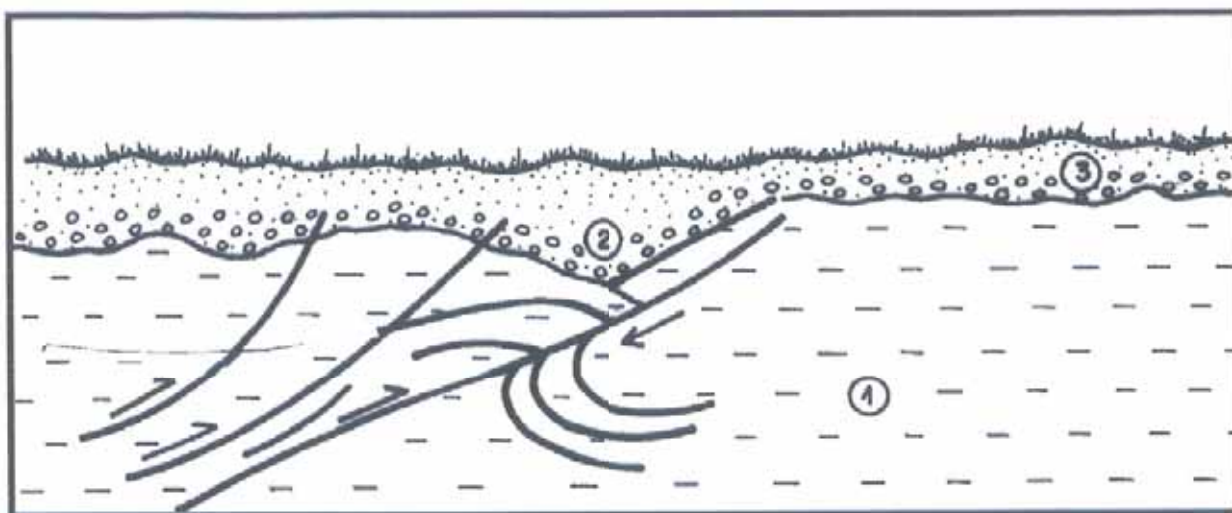


FIGURA 3. 48 - Croquis esquemático mostrando falhamento inverso e dobra de arrasto, atingindo as formações Corumbataí e Rio Claro. Rodovia Piracicaba – São Pedro. 1- Formação Corumbataí, 2- Formação Rio Claro e 3- Coberturas Superficiais Associadas. As setas indicam falhas de empurão.



FOTO 3.37 - Falhas inversas e dobras de arrasto, seccionando as formações Corumbataí e Rio Claro. Local: Rodovia Piracicaba-São Pedro, afl. 101.

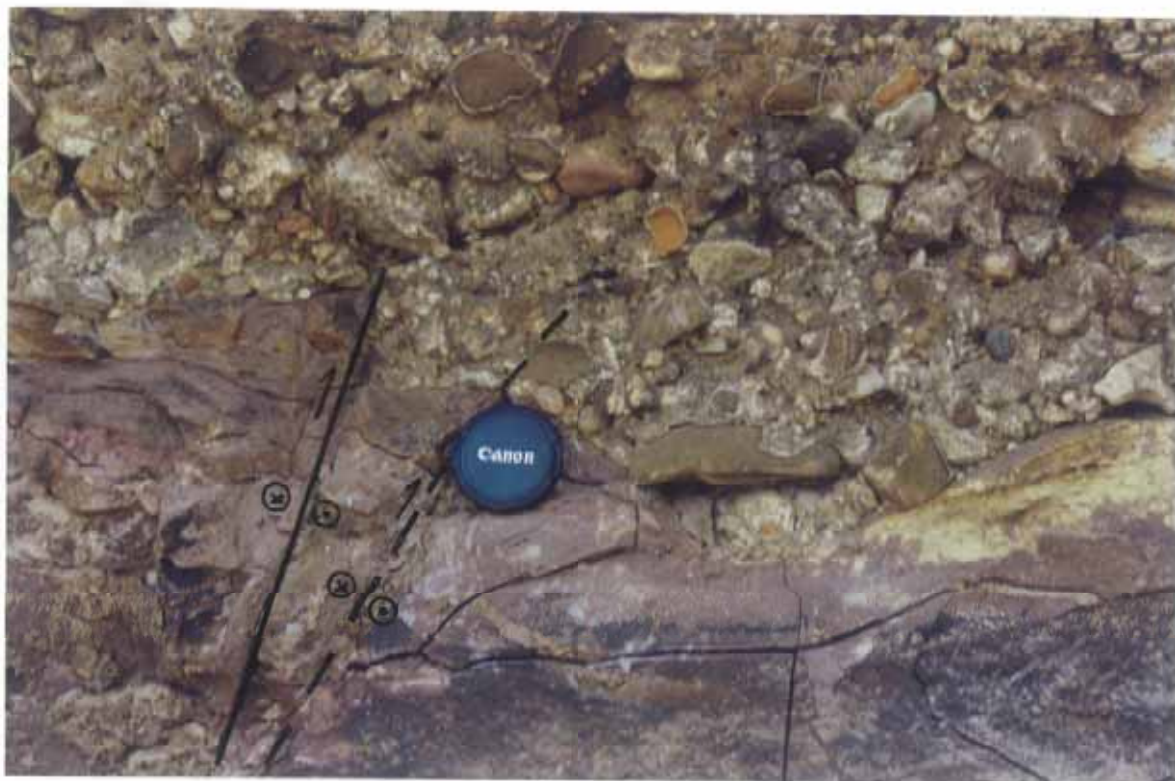


FOTO 3.38 - Falhas transcorrentes dextrais (componente de empurrão), afetando os siltitos da Formação Tatui e conglomerados polimiticos, posicionada à margem do Rio Passa Cinco.(Afl. 130).

Os resultados da análise geométrica e cinemática das falhas levantadas indicam para a área dois regimes tectônicos distintos: distensivo e transcorrente.

As falhas normais NE-SW são atribuídas ao regime distensivo Mesozóico-Paleogeno.

Esse regime coincide com os resultados dos trabalhos já elaborados em outras regiões do Brasil (SAADI, 1991; RICCOMINI 1989, 1995; HASUI 1990, 1998; FACINCANI 1994, 1995, 1999; SILVA, 1997; e outros).

LIMA (1999) ressaltou que na Intra Placa Sul-Americana, sob compressão de direção E-W, formaram-se as bacias sedimentares continentais e houve soerguimento e erosão em suas bordas. As antiformas em desenvolvimento induzem o soerguimento, cuja desnundação acaba por de exumar o embasamento. Nos seus eixos ocorrem grandes rios como, por exemplo, Rio Paraná e Amazonas, em processo de subsidência. Nas sinformas estão presentes os eixos atuais das grandes bacias continentais de sedimentação, tais como a Bacia do Paraná, correspondendo, desse modo a, áreas expressivas de sedimentação quaternária (**FIGURA 3.49**).

Uma inversão topográfica se produz junto às bordas das bacias, como é o caso, provavelmente da área de estudo, situada na borda nordeste da Bacia de Sedimentação do Paraná, em franco processo erosivo, segundo proposta de LIMA (1999).

LIMA (1998) salientou que ... “todas as bacias continentais, incluindo as coberturas Terciárias, são restos de bacias sedimentares. Seus limites erosivos, formados por escarpamentos recuantes, associam-se a anomalias isostáticas residuais positivas e freqüentemente à sismicidade. Corolariamente, os centros dos restos de bacias encontram-se deprimidos e recebem sedimentação neogênica.”

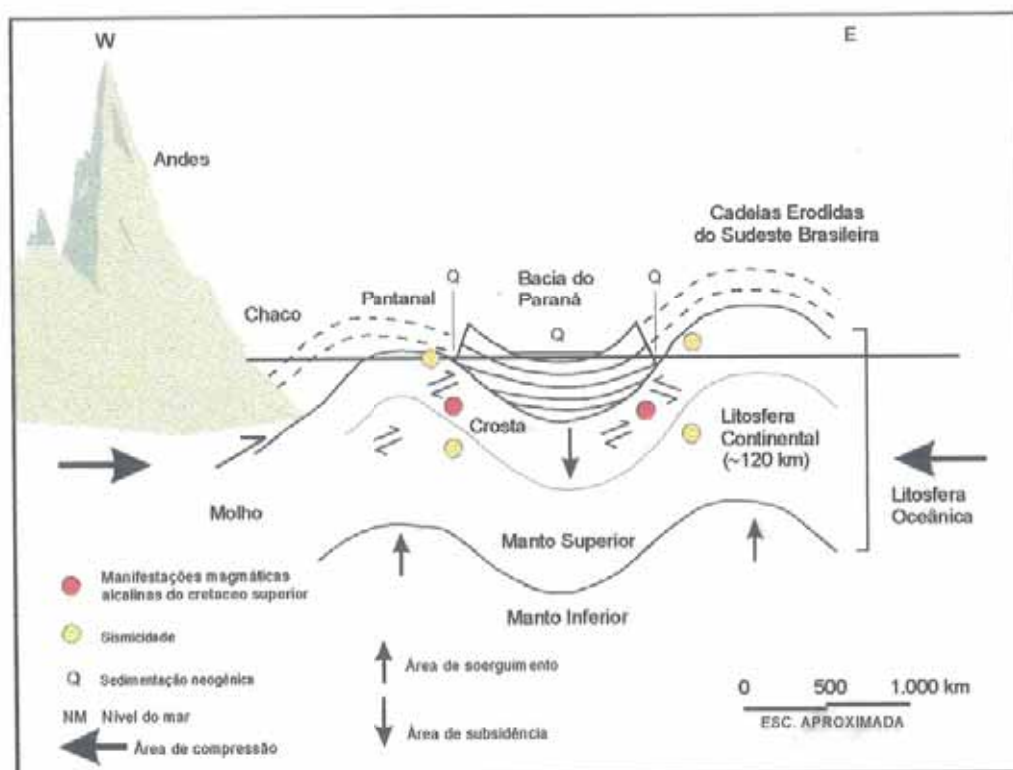


FIGURA 3.49- Modelo de deformação litosférica da Placa Sul-Americana ao longo de um perfil esquemático entre os Andes Centrais e o Atlântico (LIMA, 1999).

As descontinuidades marcadas pelas juntas e falhas assinalam os grandes lineamentos da área, condicionando as principais feições esculturais de relevo e drenagem, tais como abatimentos de blocos, migração lateral de canal fluvial, e escarpas de serras entre outras. Isto será discutido nos capítulos posteriores.

O primeiro evento tectônico (regime distensivo) deve ser realçado na paisagem como lineamentos marcados pela drenagem e relevo correspondente de direção NE-SW e próximos. O segundo evento (regime transcorrente) é marcado pela direção NW-SE, transversal a σ_3 (eixo principal do regime distensivo).

As feições geomorfológicas marcadas por boçorocamentos, são freqüentes. Tais processos envolvem o papel exercido pelas características físicas e químicas dos sedimentos, mas ao se observar os solapamentos e sua evolução, percebe-se que eles ocorrem, preferencialmente,

nas direções dessas descontinuidades NW-SE (regime transcorrente), constituindo-se em zonas fundamentais na estruturação do relevo atual.

3.4 Tectônica Cenozóica no Sudeste Brasileiro

3.4.1. Sismicidade: A Zona Sismogênica de Pinhal

Os primeiros estudos sobre abalos sísmicos da região Sudeste do Brasil foram elaborados por LISBOA (1909 *apud* MIOTO 1993).

A ocorrência de sismos na região do Sudeste brasileiro vem sendo objeto de estudos de pesquisadores como HASUI & PONÇANO (1978), HASUI *et al.* (1989); HASUI (1990). Sua ocorrência está relacionada a antigas zonas de fraqueza crustais, com suas respectivas reativações, afetando inclusive o Quaternário.

Foram reconhecidas por HASUI *et al.* (1982) seis zonas sismogênicas para a Região Sudeste. A região estudada encontra-se na Zona Sismogênica de Pinhal onde foram registradas incidências de sismos.

A Zona Sismogênica de Pinhal abrange parte da borda nordeste da Bacia do Paraná. A estruturação maior do embasamento vizinho advém da interpretação de anomalias gravimétricas na área, elaboradas (HARALYI & HASUI 1982 a e b; HARALYI *et al.* 1985), indicaram um arranjo triplice de suturas (Alterosa NW-SE/ Ribeirão Preto SW-NE) e articulação de blocos crustais do Paraná, São Paulo e Brasília, sendo os dois primeiros cavalgantes sobre o terceiro. A sismicidade da zona sismogênica é considerada desde Guaxupé até Sorocaba e, a partir dos complexos intrusivos de Pinhal e Socorro, acompanhando para o sul o traço da faixa rúptil de Camanducaia. O evento de Pinhal representa a maior magnitude da zona sismogênica ($m_b=5,1$); tendo ocorrido numa profundidade de 20 km. Ela possui estreita vinculação com o Soerguimento de Mogi-Guaçu.

MIOTO (*op. cit.*) salientou que na região de Piracicaba o desenvolvimento das unidades paleozóicas estiveram condicionadas às partes elevadas do Arco de Ponta Grossa (sul) e da Flexura de Goiânia (norte), achando-se preservadas atualmente aquelas das segunda e terceira bacias do Paraná. Ao fissuramento da crosta nos estágios precursores da separação continental, ocorrem vulcanismo alçamento de estruturas dômicas (domos de Artemis,

Pitanga, Anhembi-Piapara, Jibóia, Guarda, Jacutinga, Rio Grande e Horstes de Pau d'Alho e Araçoiaba da Serra) e movimentações gravitacionais na Depressão Periférica Paulista.

Segundo as evidências de tectonismo, provavelmente, no Quaternário, em parte, aproveitaram as descontinuidades preexistentes (tectônica ressurgente), atuando junto ao Domo de Pitanga, foram analisados por RICCOMINI *et al.* (1991), em conglomerados falhados (Qci), sobrepostos à Formação Tatui (**FIGURA 3.50**).

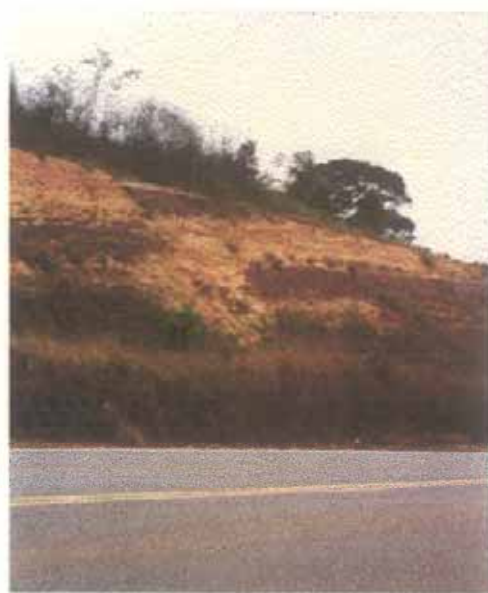


Foto A: Siltitos da Formação Tatui afetados por falhamentos dos tipos: Normal e Transcorrente. No centro da foto é vista uma estrutura em flor associada aos falhamentos transcorrentes sinistrais.



Foto A: Falha transcorrente dextral afetando os siltitos da Formação Tatui e conglomerados polimíticos, posicionados às margens do Rio Passa Cinco. (Riccomini, 1995), afirma que, estes conglomerados são mais jovens do que a Formação Rio Claro.



Foto A: Siltitos da Formação Tatui afetados por falhamento transcorrente sinistral e dobra associada. Este falhamento não afeta a Formação Rio Claro que o recobre.

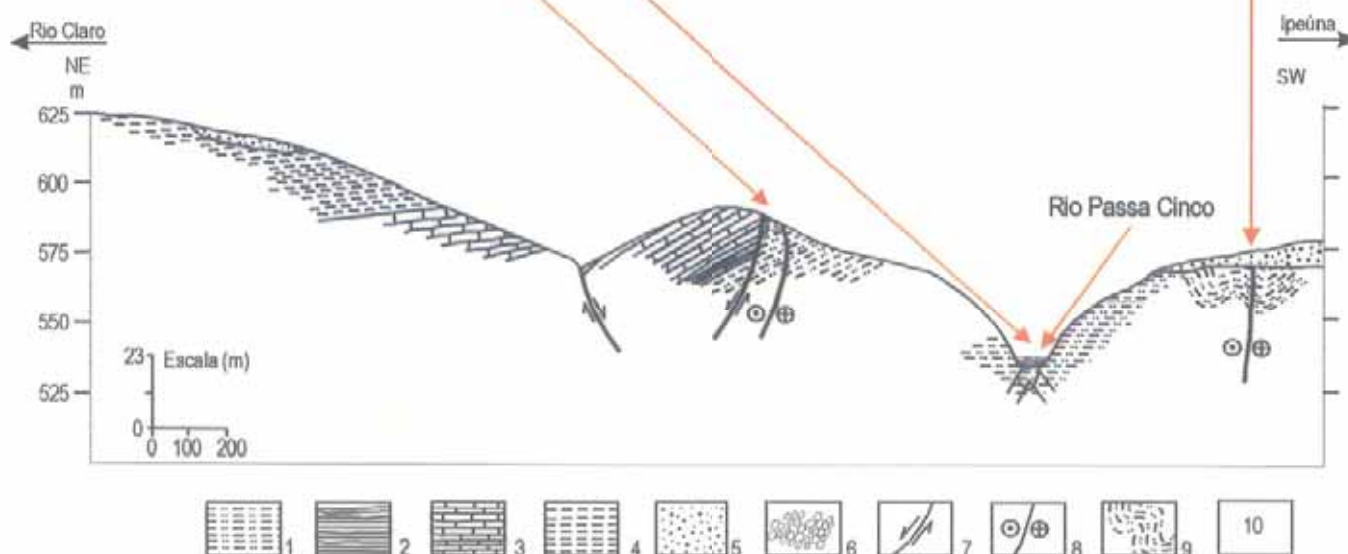


Figura 3.50 - Seção geológica transversal ao Vale do Rio Passa Cinco (Rodovia SP-191, arredores de Ipeúna, SP). 1. Siltitos e arenitos finos da Formação Tatui; 2. Folhelhos da Formação Taquaral; 3. Calcários e folhelhos da Formação Assistência; 4. Siltitos da Formação Corumbatai; 5. Lamitos arenosos com seixos e arenitos da Formação Rio Claro; 6. Conglomerados de terraços de Rio Passa Cinco; 7. Falha normal; 8. Falha transcorrente sinistral; 9. Dobras; 10. Área de detalhamento. As localidades A, B e C estão ilustradas nas fotos. (Riccomini, 1995 modificado por Facincani, 1999).

O desenvolvimento tectônico ao longo do Arqueano e do Proterozóico, gerou as unidades litoestruturais do embasamento da plataforma, *trends* e um padrão de blocos estruturais que caracteriza o arcabouço estrutural regional, sendo os principais condicionadores da evolução mesozóica e cenozóica, controlando hoje a neotectônica e a morfogênese (relevo e drenagem) (HASUI, 1990; PIRES NETO, 1996).

3.4.2- A Neotectônica e a Neotectônica do Sudeste Brasileiro

Como foi exposto no início deste trabalho, as investigações elaboradas na explicação da origem e evolução das formas de relevo na área estudada, privilegiaram a atuação dos fatores climáticos na sua modelagem, criando assim, um vazio quanto a caracterização da tectônica do início do Cenozóico e da Neotectônica.

O conhecimento morfotectônico de uma área, com destaque para a importância das feições estruturais, tectônica ressurgente e neotectônica, surge como instrumental básico utilizado e inserido no planejamento (obras de engenharia, na pesquisa de recursos minerais, uso do solo rural e/ou urbano e ambiental), e no entendimento da evolução do Neogeno-Quaternário. São discutidos aqui os principais conceitos para o seu entendimento.

A tectônica ressurgente é a manifestação tectônica intermitente de falhas em episódios tectônicos, separados por intervalos de quiescência, ao longo de zonas de fraqueza crustal representados por descontinuidades ou sistemas tectônicos (HASUI 1990).

Embora os movimentos tectônicos que vêm ocorrendo nos tempos geológicos mais recentes tenham sido referidos no século passado, seu estudo passou a ser sistematizado num novo campo da Geotectônica a partir de 1948, quando OBRUSCHEV definiu o que chamou de Neotectônica, o ramo das Geociências, preocupado em estudar os movimentos da crosta terrestre, durante os períodos do Terciário Superior ou Neogeno (Mioceno e Plioceno) e Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da morfologia atual (SAADI, 1998).

Os movimentos neotectônicos atuam nas diferentes partes do globo, quer em domínios de borda de placas ou interior delas, destacando-se por processos tectônicos e estruturas geológicas de diversos tipos, a eles se vinculando a morfogênese e sedimentação (HASUI 1990; HASUI *et al.* 1995).

A Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário – INQUA, em 1978, considerou que a Neotectônica abrange: “qualquer movimento da Terra ou

deformação do nível de referência geodésico, incluindo seus mecanismos e sua origem geológica, independente de sua idade de início, suas implicações práticas e suas extrapolações futuras.”

É importante ressaltar que, os avanços da Teoria de Placas Tectônicas, veio contribuir para o avanço da investigação. Autores como JAIN (1980), GERBOVA & TIKHOMIROV (1982), WINSLOW (1986), WALLACE (1986), HANCOCK & WILLIAMS (1986), PAVLIDES (1989), TRIFONOV (1989), HASUI (1990) e HASUI & COSTA (1996) têm se preocupado com sua definição, métodos de investigação, época de início e aplicações. A maioria concorda que:

1- O objeto de estudo são os movimentos tectônicos mais novos da história geológica, isto é, os movimentos relacionados ao campo tensional ou regime tectônico em vigor desde a última reorganização regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais (MESCHERIKOV 1968; MERCIER 1976; HANCOCK & WILLIAMS 1986; VITA-FINZI 1986; HASUI 1990; STEWART & HANCOCK 1994);

2- O estudo desses movimentos envolve a Geologia em várias áreas, destacando: a Tectônica, Geomorfologia, Estratigrafia, Formações Superficiais, Paleossísmica, Geocronologia, Geofísica (Sismologia, Tensões, Geotermia, Gravimetria, Geodésia), Geoquímica, Arqueologia e História (WALLACE 1986; PANIZZA *et al.* 1987, HASUI 1990);

3- A idade de início dos movimentos tectônicos estudados varia para cada região e da posição em contexto de bordas ou interiores de placas (JAIN 1980; WINSLOW 1986; SUMMERFIELD 1986; PAVLIDES 1989; MÖRNER 1990, 1993; SAADI 1991, 1993; HASUI 1990; STEWART & HANCOCK 1994);

4- As aplicações são encontradas em quase todas as frentes de utilizações práticas de informações geológicas, inclusive permitindo extrapolações para prever futuras manifestações e previsões de riscos naturais ou artificiais no meio físico HASUI, 1990; FACINCANI, 1994, 1995; HASUI *et al.*, 1995; MELLO, 1997; SANTOS, 1999; SALAMUNI, 1999; MAGALHÃES & HASUI, 1999 a e b, dentre outros).

No Brasil, nas últimas décadas, o estudo das manifestações neotectônicas se viu prejudicado dada a maior ênfase aos estudos do Pré-Cambriano relacionado a potencialidades metalogenéticas e também ao descrédito de ocorrência de instabilidade da Plataforma Brasileira sobre as evidências de manifestações neotectônicas (HASUI *et al.* 1995).

Foram discutidos alguns trabalhos relevantes no entendimento das feições geomorfológicas influenciadas pelas movimentações cenozóicas. Destacam-se os seguintes:

FREITAS, (1951 b) elaborou as primeiras referências sobre a tectônica moderna (Bacia de São Paulo) e acrescidas por BJÖRNBERG (1965, 1969) e BJÖRNBERG *et al.* (1971).

HASUI (1990) elaborou a primeira reflexão sobre a Neotectônica Brasileira, baseada na evolução geológica de reativações das estruturas tectônicas desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico. Ressaltou que na área continental do Brasil, o início da Neotectônica se vincula à mudança do regime tectônico francamente distensivo (Mesozóico e início do Terciário) ligado a abertura do Atlântico para um regime transcorrente, ora em vigor (Terciário-Mioceno). Considerando as últimas manifestações do magmatismo alcalino (12Ma), o início da deposição dos sedimentos da última sequência nas bacias costeiras e da Formação Barreiras na área emersa e a última manifestação diastrófica nos Andes. Este último se relaciona, basicamente, com a rotação da Placa Sul-Americana em seu deslocamento para oeste. Decorre daí um binário dextral E-W, que se manifesta através de tensor de tensão com eixo compressivo NW-SE, distensivo NE-SW e intermediário vertical, favorecendo o desenvolvimento de estruturas transcorrentes e reativação de outras preexistentes, em um ambiente intraplaca. A atuação desse regime tectônico na intraplaca brasileira vêm sendo reconhecida em diversas regiões do Brasil (HASUI 1990; COSTA *et al.* 1991, SAADI 1991, 1993, ZAINÉ 1994; FACINCANI 1994, 1995, 1999; MELLO 1997; HASUI *et al.* 1998; SALAMUNI 1999; SANTOS 1999; NEVES *et al.* 1998; MAGALHÃES & HASUI 1999 a e b, dentre outros).

CAPÍTULO 4- GEOMORFOLOGIA

4.1- . QUADRO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

Duas linhas de abordagem geomorfológica destacam-se no Brasil: uma que ressalta o fator climático como preponderante e, outra, que enfatiza os aspectos litoestruturais na sua esculturação (tectônica de placas).

Para o entendimento das formas de relevo atual, que envolvem sua origem e evolução, não se pode ignorar os processos morfoclimáticos que sobre ela vêm atuando, principalmente a partir do Neogeno.

Em função dos objetivos do trabalho e do reconhecimento do papel desempenhado pelas feições estruturais e tectônicas na esculturação das formas de relevo, privilegia-se aqui a segunda linha que destaca a morfotectônica. Nas últimas décadas, porém, tem-se preocupado em se fazer uma abordagem multidisciplinar envolvendo tanto a dinâmica externa como a interna no entendimento da esculturação das formas de relevo.

4.1.1- Evolução do Conhecimento Geomorfológico Regional

Dentre os trabalhos pioneiros que enfatizam a morfotectônica, ressaltam-se os trabalhos de (WASHBURNE 1930; OPPENHEIN & MALAMPHY 1936; AMARAL & SOUZA 1936; GUIMARÃES 1936; OLIVEIRA & LEONARDO 1943; MARTONE 1940; AB'SABER 1949, 1954, 1963; GUTMANS 1949; FREITAS 1951 a, b; ALMEIDA & BARBOSA 1953; SETZER, 1956). Esses autores colaboraram no avanço para o entendimento do papel exercido pela tectônica na esculturação das formas de relevo.

A partir da década de 1960, trabalhos como o de ALFREDO J. S. BJÖRNBERG, da Escola de Engenharia de São Carlos - USP, retomaram, com propriedade, as discussões sobre o papel da tectônica relacionada com a geomorfologia e depósitos sedimentares, buscando a relação entre elementos morfológicos de drenagem e relevo, com destaque às estruturas cisalhadas recentes.

Segundo BJÖRNBERG *et al.* (1965, 1969), a região compreendida pelo leste do Estado de São Paulo, explicita as perturbações estruturais (principalmente falhamentos) provocando

irregularidades na superfície crustal, situação que pôs em ação os processos erosivos. Salienta ainda, que os diastrofismos têm também importante papel no controle da sedimentação da região. Destacam que cada deslocamento do nível de base por levantamento, permite rejuvenescimento do relevo, acompanhado de retomada de erosão. Nas áreas onde o soerguimento for maior, haverá quebras e abatimento por falhas normais.

Quanto ao tipo de falhamentos, BJÖRNBERG (1965, 1969) salientou que os principais são transcorrentes e os secundários, normais. Os falhamentos de rejeito horizontal são os mais expressivos. Existe um denso sistema de cisalhamento comum a toda a crosta terrestre que gera esforços secundários determinando a fragmentação e compartimentação da crosta. A compressão horizontal é responsável pela estruturação da crosta em polígonos que se submetem a esforços tectônicos. A idade de tais falhamentos não pode ser precisada, embora se tenham referências de ser moderno e reincidente.

PENTEADO (1968) e BJÖRNBERG (1969), neste mesmo enfoque, ressaltam algumas feições alinhadas das cuestas e as correlacionam com as zonas mais fraturadas ou cisalhadas, coincidentes ou paralelas a alguns elementos da rede de drenagem. Elaboram diagramas estruturais demonstram as direções predominantes associadas às discontinuidades, representadas por juntas e falhas, que condicionam as formas de relevo, e são fatores fundamentais para a gênese das cuestas.

PENTEADO (1968) observou que nos morros testemunhos isolados à frente das escarpas basálticas (800-850 metros), há uma inclinação superficial, 5° e 6° para NW, mais expressiva do que a inclinação geral da superfície do relevo do Planalto Ocidental que é da ordem de 2° e 3°. A autora ressaltava ainda que esses morros se apresentam capeados por sedimentos modernos, indicando falhamento e adernamento conjuntos, pós deposição desses materiais. O Rio Corumbatai surge tardiamente no cenário da evolução geomórfica da região, de caráter subsequente, que prolonga o fronte da cuesta basáltica desde suas nascentes até a foz do Ribeirão Claro, dali para jusante é um rio epigenicamente imposto à estrutura elevada de Pitanga-Paraiso. Esta rede de drenagem não está sujeita às cuestas basálticas, porém adaptada à borda das grandes intrusões diabásicas e às discontinuidades estruturais.

AB'SABER (1949, *apud* PENTEADO, 1968) considera o Rio Corumbatai como recente-subsequente, tem seu traçado orientado pela tectônica de falhamentos pós-cretácicas.

FULFARO & SUGUIO (1968) sugeriram que os processos tectônicos na formação da Depressão Periférica são ativos, apresentando pulsações caracterizadas pelos diferentes ciclos de sedimentação e erosão, principalmente no Cenozóico.

SOARES (1973) afirmou que, nos tempos modernos, talvez desde o Cretáceo, a tectônica na região foi afetada por movimentos relacionados à epirogênese positiva agindo em pulsos com basculamentos para oeste, morfologicamente refletido pelas freqüentes retomadas de erosão nos principais canais fluviais.

FULFARO (1989) esclareceu que os movimentos positivos da escarpa da Serra Geral na região, são atestados pela abundância de depósitos de tálus no sopé dessas elevações, expondo afloramentos de rocha sã, sendo comuns deslizamentos de blocos de arenito e basalto e os solos são pouco espessos, predominando o litólico. Esse movimento vertical gera padrão de coluviamento contínuo, com superposição de depósitos.

Ressaltou que na Depressão Periférica e Reverso de Cuesta há indícios de soerguimento, tais como, nas regiões compreendidas entre as serras de Botucatu, São Pedro, Santana e Itaqueri, SP, desenvolvendo charcos e barramentos nas drenagens. Os solos desenvolvidos a partir desses charcos são ricos em matéria orgânica e escuros. A infiltração e percolação de água nas fraturas torna-se intensamente facilitada permitindo rápidos deslocamentos de blocos, escarpa abaixo, que é, afinal, o próprio mecanismo de evolução da escarpa da Serra Geral entre os anfiteatros de erosão.

FULFARO & BARCELOS (1989) afirmaram que a idade do início da escavação da Depressão Periférica é pós Formação Itaqueri, o que situa o processo do Terciário em diante. O processo de instalação da rede de drenagem e escavação da Depressão Periférica estão associados às amplas movimentações verticais no Planalto Atlântico durante o Terciário e conseqüente erosão diferencial junto às camadas arenito-basálticas e a estruturação geomorfológica. A remoção deste grande volume de material da escarpa assim formada propiciou uma compensação isostática com levantamento da linha da escarpa e seu reverso, ainda em curso.

4.1.2- Evolução do Conhecimento da Geomorfologia da Área Estudada

Vários estudos geomorfológicos foram realizados na região, levando em consideração os aspectos litológicos e estruturais na sua origem e evolução de suas formas com destaque aos seguintes:

AMARAL & SOUZA (1936, *apud* PENTEADO, 1968) realizaram uma prospecção magnética e gravimétrica na região entre São Pedro, Piracicaba e Rio Claro, notando a presença de linhas de fraqueza com direção predominante NW-SE. Verificaram ainda, que essa direção é seguida pelos principais afluentes da margem direita do Rio Corumbataí e pelo maior segmento do Rio Passa Cinco.

OPPENHEIM & MACAMPHY (1936, *apud* PENTEADO, 1968) ressaltaram que a tectônica da área de São Pedro e Charqueada (SP) é comandada por fatores estruturais que afetam a faixa sedimentar e as intrusões magmáticas, representado por descontinuidades (juntas e falhas), com pequena projeção vertical e grande desenvolvimento territorial.

FREITAS (1955) salientou que as direções tectônicas concordam com as do Escudo Brasileiro, com duas direções preferenciais: 1- ENE - WSW; 2- NNW - SSE. Para o referido autor a drenagem retrata o funcionamento destes dois sistemas ortogonais de fraturamento, formando mosaicos retangulares, onde a erosão diferencial trabalha para modelar as escarpas das serras de Botucatu, São Pedro, Itaqueri, Santana e Cuscuzeiro.

BJÖRNBERG *et al.* (1965, 1969) ressaltaram a existência de pequenos cisalhamentos, principalmente acompanhando os limites da Serra Geral. Destacaram os principais traços de escarpamentos das serras do Cuscuzeiro e São Pedro, apresentando direções estruturais NW-SE, E-W e NE-SW predominantes.

A drenagem encontra-se orientada estruturalmente, como se observa nos Rios Corumbataí, Jacaré-Guaçu e Mogi-Guaçu. Seguem em longos trechos com orientações tectônicas, além do controle das formas do terreno, através de pequenos blocos basculados e grandes superfícies cenozóicas adernadas em várias direções.

CRHISTOFOLETTI & QUEIROZ NETO (1960) ressaltaram que o estudo da Serra de Santana esclarece, em parte, o problema das relações entre a Cuesta Basáltica e a Depressão Periférica, pois comporta-se como um degrau intermediário entre estas duas regiões fisiográficas. Apresentam-se como uma região rebaixada em relação às suas vizinhas.

Vários autores fizeram considerações a respeito das coberturas presentes na Serra de Santana distinguindo épocas diferentes para sua deposição.

consequentemente, na ação do intemperismo, influenciando na esculturação das formas de relevo e nos processos morfogenéticos, conforme (FIGURA 4.1).

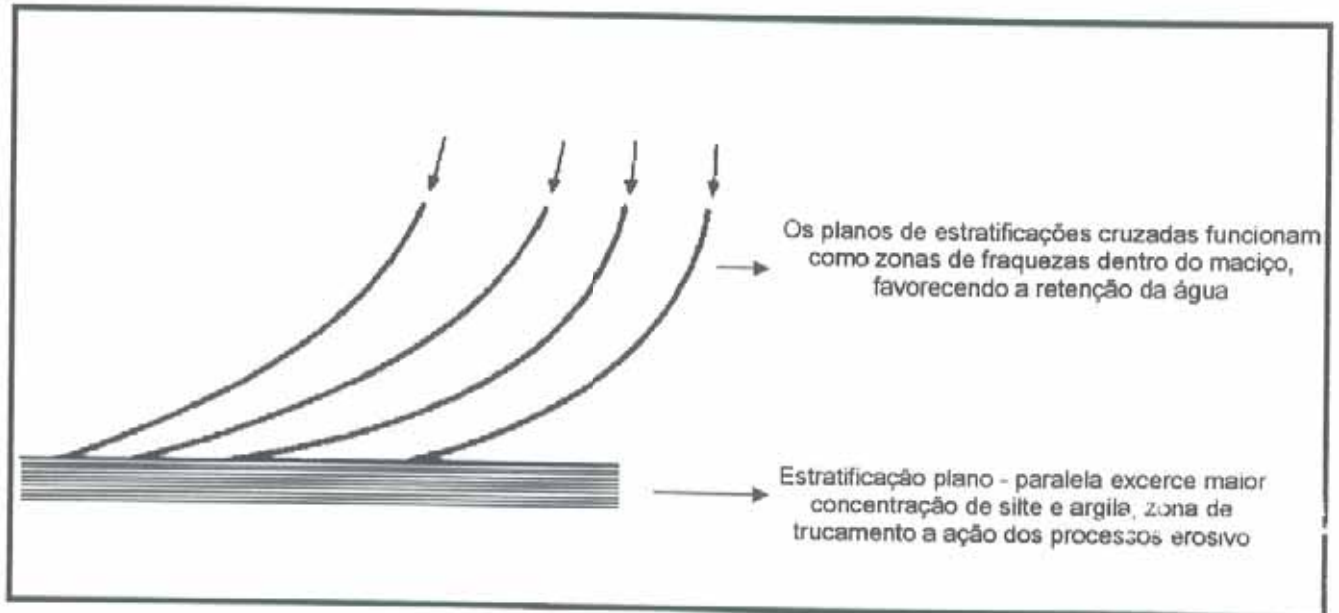


FIGURA 4.1. Planos de estratificação atuando como zonas de fraqueza na percolação de água, (FACINCANI, 1995).

FACINCANI (1995) e HASUI *et al.* (1995) afirmaram que o desenvolvimento de boçorocas na região de São Pedro (SP) envolve a influência de estrutura e tectônica. As estruturas preexistentes das rochas do substrato paleozóico-mesozóico são discontinuidades representadas por juntas e falhas. As juntas têm fortes mergulhos e direções em torno de N-S, E-W, NE-SW e NW-SE; as falhas configuram dois conjuntos, de tipos normal e de rejeito direcional. Indicam a atuação de um regime distensivo (regime de tensão: σ_1 subvertical; σ_2 NE-SW, σ_3 NW-SE), seguindo de outro, transcorrente (regime de tensão: σ_1 NW-SE, σ_2 subvertical, σ_3 NE-SW). O efeito do tensor de tensão neotectônico favorece a influência preferencial de percolação de água e processos erosivos ao longo das discontinuidades.

A drenagem é influenciada por feições estruturais, bem marcadas, do tipo retangular, com mudanças abruptas de direção e presença de cachoeiras, condicionadas por discontinuidades do tipo juntas e falhas-normais e transcorrentes (FACINCANI *et al.* 1994; FACINCANI 1995; HASUI *et al.* 1995) posicionadas nas proximidades das serras de São Pedro, Itaqueri e Cuscuzeiro. Ao longo do Rio Piracicaba verificaram-se diversas corredeiras,

principalmente estabelecidas por intrusões de diabásio influenciando a drenagem e a sedimentação.

SILVA (1997) enfocou os aspectos da morfogênese e morfoestrutura na região do Médio Vale do Rio Moji-Guaçu, arredores de Piraçununga, (SP). Estas análises possibilitaram distinguir dois conjuntos de falhas normais com direção NW-SE mergulhando ora para nordeste ora para sudoeste, mais antigas e responsáveis pelo controle na sedimentação da Formação Piraçununga; falhas transcorrentes dextrais E-W, NE-SW e N-S (sinistral), mais jovens. O esboço neotectônico para essa região mostrou a atuação de um regime, predominantemente, transtensivo com tensores orientados segundo: σ_1 NW-SE (sub-horizontal), σ_2 (vertical) e σ_3 NE-SW (sub-horizontal), concordante com o regime neotectônico regional. O quadro geométrico mostra a elaboração de uma bacia transtensiva do tipo gráben assimétrico, pouco profunda, desenvolvida no Quaternário, desenvolvendo feições morfotectônicas relacionadas a escarpamentos, basculamentos e anomalias de drenagem.

4.1.3 - Compartimentação Geomorfológica Regional/Local

Várias foram as tentativas de compartimentações geomorfológicas para o Estado de São Paulo. Os elementos dos agentes externos eram os privilegiados, os recuos pelas encostas efetuavam-se pela ação erosiva (limites erosivos).

IPT (1981) elaborou a divisão geomorfológica do Estado de São Paulo em cinco províncias geomorfológicas, conforme (FIGURA 4.2).

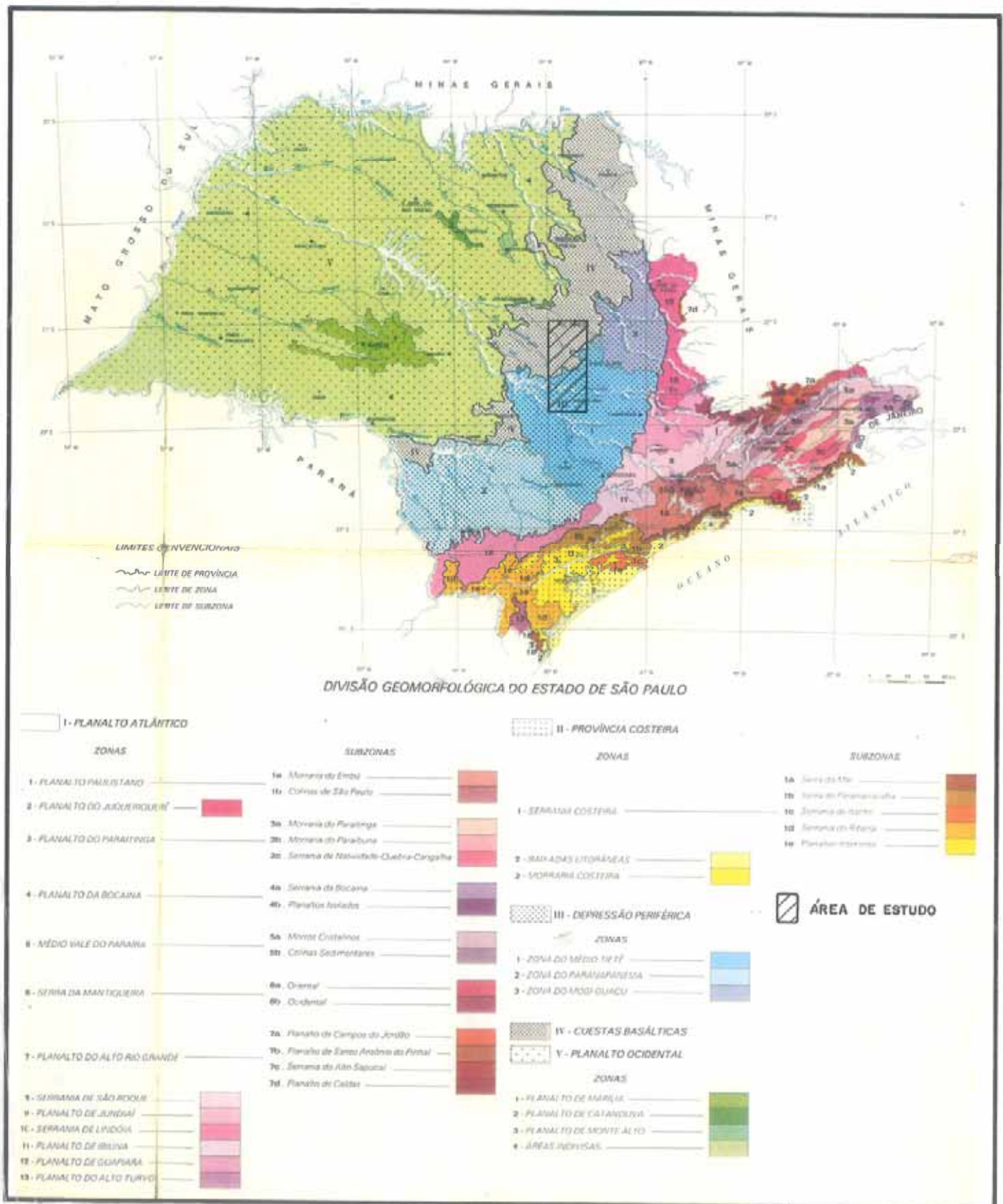


FIGURA 4.2- Divisão Geomorfológica do Estado de São Paulo. (IPT 1.981).

A área estudada situa-se quase que inteiramente na parte central da Zona do Médio Tietê, ocupando parte da Depressão Periférica Paulista e Cuestas Basálticas.

Foram dados destaques as províncias: Depressão Periférica Paulista e Cuestas Basálticas.

Nesta pesquisa serão utilizados os critérios de compartimentação geomorfológica, segundo proposta (IPT, 1981).

4.1.3.1 - Depressão Periférica Paulista

Definida por PIERRE DENIS (1927, *apud* IPT, 1981), apresenta-se como uma área deprimida entre as Escarpas e o Planalto Atlântico, com desníveis entre 200-300 metros, com aproximadamente 450 km de comprimento e 100 km de largura, correspondente a uma das unidades geomorfológicas mais características do relevo paulista.

ALMEIDA (1964) definiu a Depressão Periférica como relevo diversificado e demasiadamente erodido. Apresenta estruturas resistentes, postas em claros ressaltos topográficos. Excepcionalmente, os desnivelamentos ultrapassam 200 metros, caracterizando relevo sob forma de colinas, com altitudes variando de 650-450 metros. Ocorrem vários níveis de base regional registrados pelos diversos patamares escalonados.

ROSS (1997) ressaltou que a Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná está esculpida quase que totalmente nos sedimentos paleozóicos e mesozóicos da bacia. Apresenta características de modelado diverso em função da influência tectônica, variação litológica e dos graus de atuação dos processos morfodinâmicos dos mais variados ambientes paleoclimáticos. No trecho que compreende o território paulista (Médio Tietê), esta unidade apresenta altitudes que oscilam entre 600-750 metros, sendo que as altitudes maiores margeiam as escarpas da frente de cuestas sustentadas principalmente por derrames basálticos.

A Depressão Periférica é recoberta por densa rede de drenagem, salientando alguns rios principais como cursos consequentes que, mantendo seu antigo traçado dirigido para NW em direção ao eixo da Bacia do Paraná, a partir de uma superfície de aplanamento antiga (final do Cretáceo e início do Terciário), superimpuseram-se às estruturas paleozóicas e mesozóicas para romper a cuesta basáltica em boqueirões: Tietê, Paranapanema, Mogi-Guaçu e o Pardo. Esses rios funcionam como artérias principais de maior capacidade erosiva e, provavelmente, com interferências tectônicas teriam provocado capturas através de seus afluentes, de primitivos consequentes, que adaptando-se às estruturas, passaram a percorrer as cuestas com nítido desvio

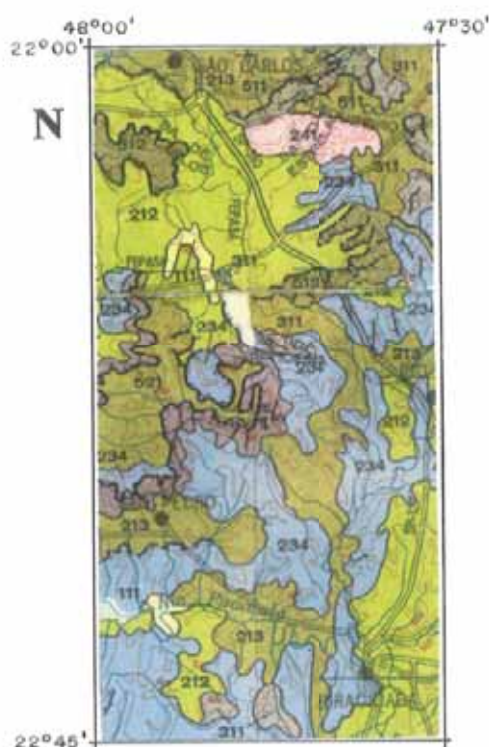
em seu traçado, a exemplo dos rios Piracicaba, Sorocaba, Capivari, Itararé, Apiai, Taquari, dentre outros (PENTEADO 1968).

4.1.3.2- Cuesta Basáltica

Apresenta-se elevada na topografia e festonadas. Essas escarpas expõem intercalações arenosas e basálticas do Grupo São Bento, formando paredões verticais de traçado retilíneo, tais como as serras de São Pedro e Itaqueri, que refletem influências marcadamente tectônicas de direção EW.

As maiores altitudes alcançam valores em torno de 1.068m (Serra de Itaqueri).

A região de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba e adjacências, apresentam as seguintes unidades geomorfológicas (**FIGURA 4.3**).



Legenda:

111= PLANÍCIES ALUVIAIS- terrenos baixos e mais ou menos planos, junto às margens dos rios, sujeitos periodicamente a mudanças;

212= COLINAS AMPLAS- predominam interflúvios com área superior a 4km, topos extensos e aplainados, vertentes com perfis retilíneos a convexos, Drenagem de baixa densidade, padrão subdendrítico, vales abertos, planícies aluviais interiores restritas, presença eventual de lagoas perenes ou intermitentes;

213= COLINAS MÉDIAS- predominam interflúvios com áreas de 1-4 km, topos aplainados, vertentes com perfis convexos a retilíneos. Drenagem de média a baixa densidade, padrão retangular, vales abertos a fechados, planícies aluviais interiores restritas, presença eventual de lagoas perenes ou intermitentes;

241= MORROS ARREDONDADOS- topos arredondados e localmente achatados, vertentes com perfis convexos a retilíneos, localmente ravinados. Exposições locais de rocha. Presença de espigões curtos locais. Drenagem de média densidade, padrão dendrítico a subdendrítico, vales fechados;

234= MORROTES LONGADOS E ESPIGÕES- predominam interflúvios sem orientação preferencial. Topos angulosos a achatados, vertentes ravinadas com perfis retilíneos. Drenagem de média a alta densidade, padrão dendrítico, vales fechados;

311= MESAS BASÁLTICAS- morros testemunhos isolados (baús), topos aplainados a arredondados, vertentes com perfis retilíneos, muitas vezes com trechos escarpados e exposições de rocha. Drenagem de média densidade, padrão pinulado a subparalelo, vales fechados;

512= ENCOSTA COM CÂNIONS LOCAIS- vertentes com perfis retilíneos a convexos e trechos escarpados. Drenagem de média densidade, padrão pinulado, vales fechados localmente formando cânion, vales principais com fundos chatos;

521=ESCARPAS FESTONADAS- desfeitas em anfiteatros, separadas por espigões, topos angulosos, vertentes com perfis retilíneos. Drenagem de alta densidade, padrão subdendrítico a dendrítico e vales fechados.

FIGURA 4.3- Principais unidades geomorfológicas da área de estudo. (PONÇANO *et al.* 1981). Escala 1:1.000.000.

ROSS & MOROZ (1997) salientaram que no Planalto Ocidental Paulista as formas de relevo são constituídas por colinas amplas e baixas, com topos aplainados. Identificaram variações fisiográficas regionais no Planalto Ocidental Paulista e o dividem em: Planalto Centro Ocidental, Planalto Residual de São Carlos. Consideram a Depressão Periférica Paulista, na área de estudo desta pesquisa, como Depressão do Médio Tietê. Foram dados destaques aos compartimentos geomorfológicos que circundam a área alvo de pesquisa (**FIGURA 4.4**).

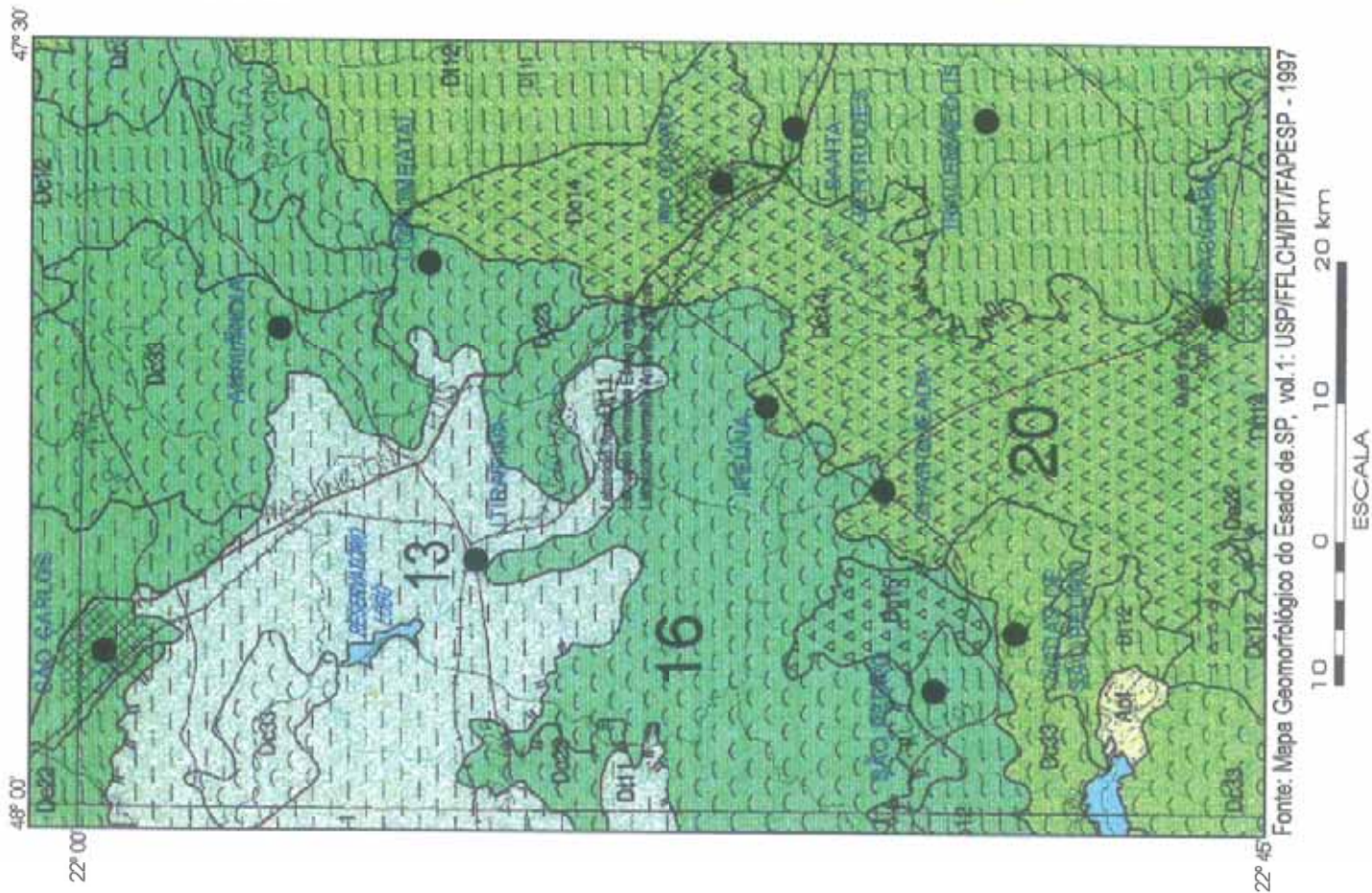
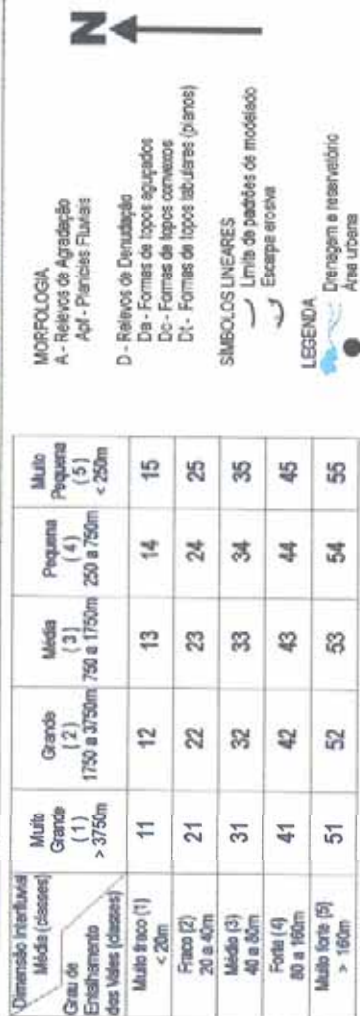


FIGURA 4.4 - Mapa Geomorfológico da Área de Estudo, proposto por ROSS & MOROZ (1.997), da área de estudo.

Unidades Morfoestruturais		Formas de Relevo		Sótes Dominantes		Litologias Dominantes	
Planalto Ocidental Paulista		Modelos Dominantes		Declividade Dominantes			
13 Planalto Centro Ocidental		Planalto Centro Ocidental		10 a 20%		Litosolo Vermelho-Amarelo e Podzólico Vermelho-Amarelo	
16 Planalto Residual de S. Carlos		Depressão Meio Tietê		10 a 20% > 30%		Litosolo Vermelho-Escuro	
Depressão Planáltica Paulista		Colinas com Topos Amplos		10 a 20%		Litosolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Roxo, Latossolo Vermelho-Escuro	
20 Depressão Meio Tietê							

Índices Crescentes de Fragilidade		Índices Crescentes de Fragilidade da Sótes		Níveis de Fragilidade Potencial	
DI 11		Litosolo Roxo		MUITO BAIXA	
DI 12 DI 22		Litosolo Vermelho Escuro argiloso		Formas muito pouco dissecadas a planas, com vales pouco entalhados e baixa densidade de drenagem.	
DI 23 DI 33		Litosolo Vermelho Amarelo a Litosolo Amarelo médio argiloso		BAIXA	
DI 44 DI 55		Terra Roxa		Formas com dissecção baixa, vales pouco entalhados e densidade de drenagem baixa. Potencial erosivo baixo.	
DI 66 DI 77		Podzólico Vermelho Amarelo médio arenoso		MÉDIA	
DI 88 DI 99		Litosolo Vermelho Amarelo médio arenoso		Formas de dissecção média a alta, com vales entalhados e densidade de drenagem média a alta.	
DI 100 DI 110		Cerradões		ALTA	
DI 120 DI 130		Podzólico com cascalhos		Formas muito dissecadas, com vales entalhados associados a vales pouco entalhados, com alta densidade de drenagem.	
DI 140 DI 150		Litosolo Vermelho Amarelo médio arenoso		Áreas sujeitas a processos erosivos agressivos, com probabilidade de ocorrência de movimentos de massa e erosão linear com voçorocas.	
DI 160 DI 170		Litosolo Vermelho Amarelo médio arenoso		MUITO ALTA	
DI 180 DI 190		Cerradões		Formas de dissecção muito intensa, com vales de entalhamento profundo e densidade de drenagem alta ou vales muito entalhados, com densidade de drenagem moderada.	
DI 200 DI 210		Podzólico com cascalhos		Áreas sujeitas a processos erosivos agressivos, inclusive com movimentos de massa e erosão linear com voçorocas.	
DI 220 DI 230		Litosolo Vermelho Amarelo médio arenoso		MUITO ALTA	
DI 240 DI 250		Litosolo Vermelho Amarelo médio arenoso		Áreas sujeitas a inundação periódica. Lençol freático pouco profundo.	
DI 260 DI 270		Litosolo Vermelho Amarelo médio arenoso		Sedimentos inconsolidados sujeitos a acomodações	



4.1.3.3 -. Compartimentação Geomorfológica da Área Estudada

A compartimentação geomorfológica da área de estudo, orientou-se, essencialmente, na avaliação das feições estruturais (juntas e falhas). Os aspectos geomorfológicos da área estão baseados na influência da tectônica, salientando as anomalias de relevo bem como as de drenagem (processo e forma), e representado pela atuação das feições neotectônicas (ANEXO 4.1).

As principais feições geomorfológicas que se destacam na paisagem são representadas pelas serras, elevadas na topografia e festonadas, além de zonas deprimidas como a “Depressão de Campo Alegre”.

São identificadas primariamente zonas de dissecação diferenciada (erosão e deposição), marcadas por amplitudes altimétricas que identificam morfologias distintas caracterizadas por:

I - zona de vales dissecados, onde as vertentes retilíneas a convexas se pronunciam em bacias de drenagem de padrão predominantemente dendrítico-retangular, posicionadas em área de transição entre a região serrana e as colinas médias (topo aplainado) e pequenas (dissecadas) representadas pelos vales dos rios Corumbataí, Cabeça, Passa Cinco, Ribeirão Araquá, tributários do Rio Piracicaba, tratando-se de morfologia típica da Depressão Periférica (FIGURA 4.5). A Bacia do Rio Corumbataí ocupa uma posição de destaque tanto em termos areais, como de feições indicativas de *landforms tectonics*, principalmente seu afluente, o Rio Passa Cinco, controlado pelo alinhamento de direção NW-SE. O lineamento do Rio Corumbataí, de direção aproximada NE-SW, separa colinas mais dissecadas com processos erosivos mais intensos em suas bordas e colinas amplas com topos aplanados (Platô de Rio Claro). Os afluentes da margem direita apresentam drenagens mais densas e longas, ocupando três posições topográficas distintas, que variam entre 900-550 metros, proporcionando assim, maior dissecação das formas de relevo. Pela margem esquerda, seus afluentes apresentam pequenos segmentos de drenagem erodindo a borda do “Platô de Rio Claro”. As colinas mais dissecadas desse setor estão posicionadas no alto curso dos rios Passa Cinco, Araquá e Cabeça. As colinas tabuliformes mais conservadas compreendem o assoalho morfológico dos setores de urbanização mais antiga da cidade de Rio Claro. Tais colinas tabuliformes estendem-se até a cidade de Iracemápolis e o Distrito de Tanquinho, com ligeira inclinação para o Vale do Piracicaba.

Outras feições geomorfológicas comuns neste compartimento compreendem a presença de depressões fechadas de forma elíptica interpretadas (PENTEADO, 1968) como meandros

abandonados, (ZAINÉ, 1994; FACINCANI, 1999) apresentam forte influência de descontinuidades; observam-se patamares escalonados e escarpamentos secundários;

II – zona de serra, caracterizada por escarpas principais festonadas, vales encaixados, pronunciados em vertentes de morfologia retilínea e declividades acentuadas;

III – zona de colinas amplas, caracterizada por vales abertos, vertentes côncavas, topos sub horizontais, dissecação fluvial baixa, sobre material colúvio-aluvionar de ocorrência expressiva principalmente ao longo dos cursos d'água, baixa densidade de drenagem, declividades pouco acentuadas e baixas amplitudes altimétricas (deposição).

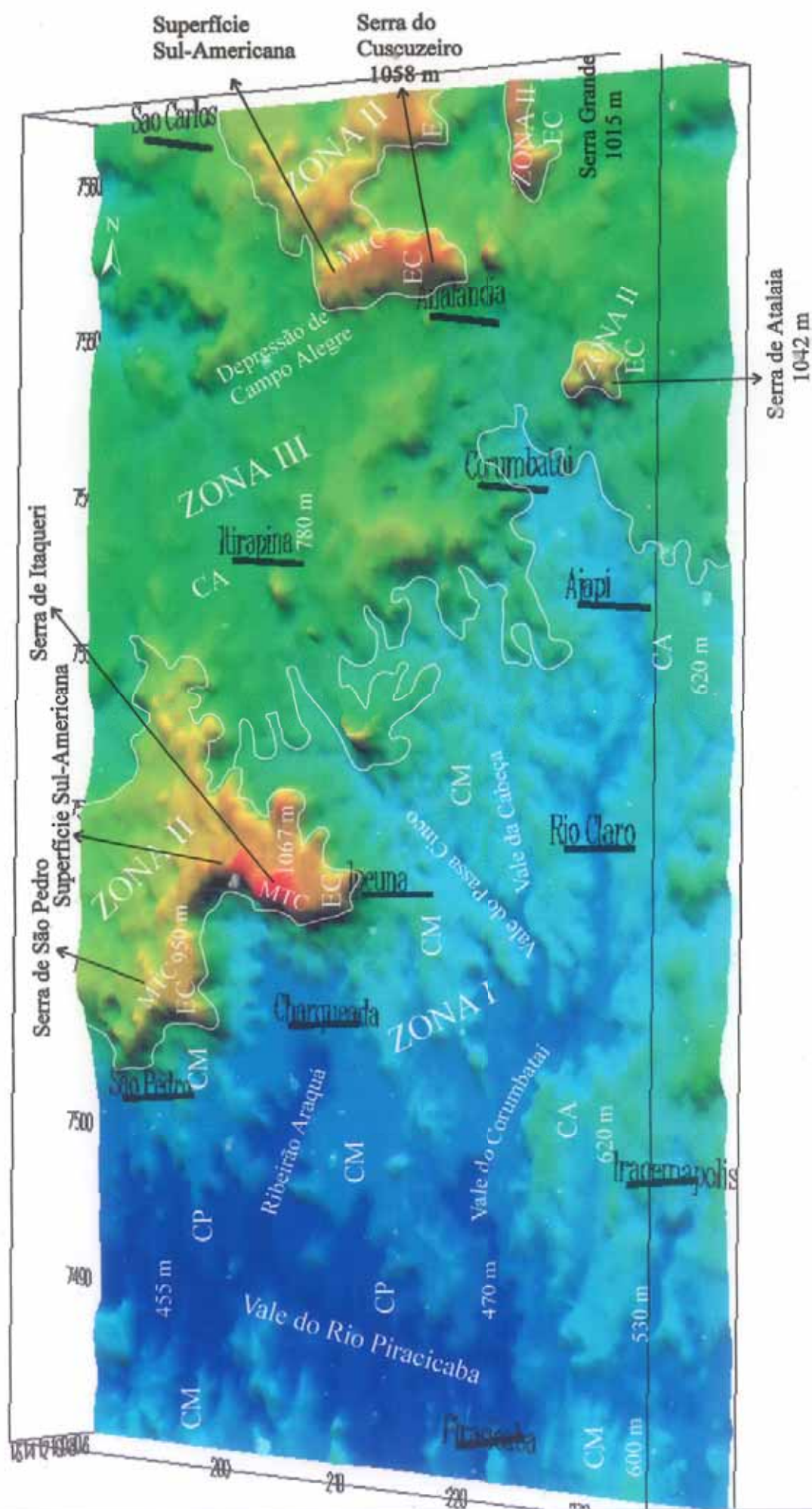


FIGURA 4.5 - Mapa de compartimentação geomorfológica da área estudada. Zonas I, II e III. CA - colinas amplas; CM - colinas médias; CP - colinas pequenas; EC - escarpas de cuestas; MTC - morrotes de cimeira, segundo proposta IPT (1981) e PIRES NETO (1996). Programa GEO 3 VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995).

As três zonas são seccionados por descontinuidades representadas por juntas e falhas, formando dois blocos morfotectônicos **I e II**, que apresentam formas do tipo romboédrica- tipo “pull apart” (Depressões de Campo Alegre–**Bloco II**) e (Depressão de São Pedro–**Bloco I**).

As descontinuidades, presentes no maciço rochoso, são representadas, preferencialmente, pelas direções E-W e NW- SE; secundariamente pelas NE-SW e N-S.

A direção E-W é de grande importância nas últimas fases de evolução geomorfológica da região, ocupada pelo rio Piracicaba.

As falhas que seccionam a área de estudo são de três tipos: transcorrente, normal e inversa. As falhas direcionais apresentam direções preferenciais E-W e secundária NNE-SSW.

As falhas normais são representadas por duas direções, preferenciais NW-SE e NE-SW; a primeira, direção (NW-SE), está associada às falhas direcionais (transtensiva), enquanto a segunda (NE-SW), associam-se ao regime distensivo (pré-atual) . As falhas inversas apresentam direção, predominante NE-SW, vinculam-se às falhas transcorrentes (transpressão). (**FIGURA 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9**).

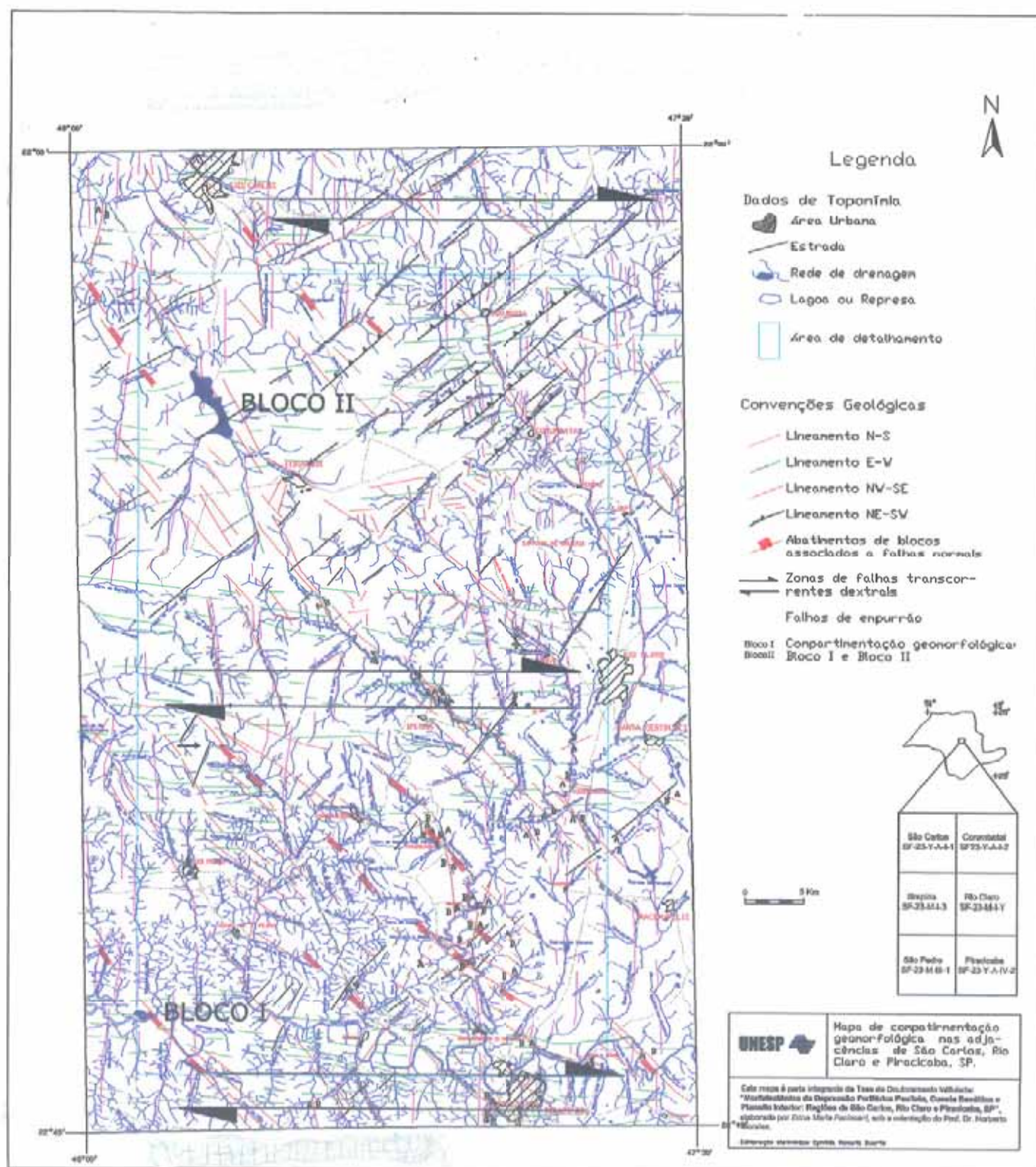
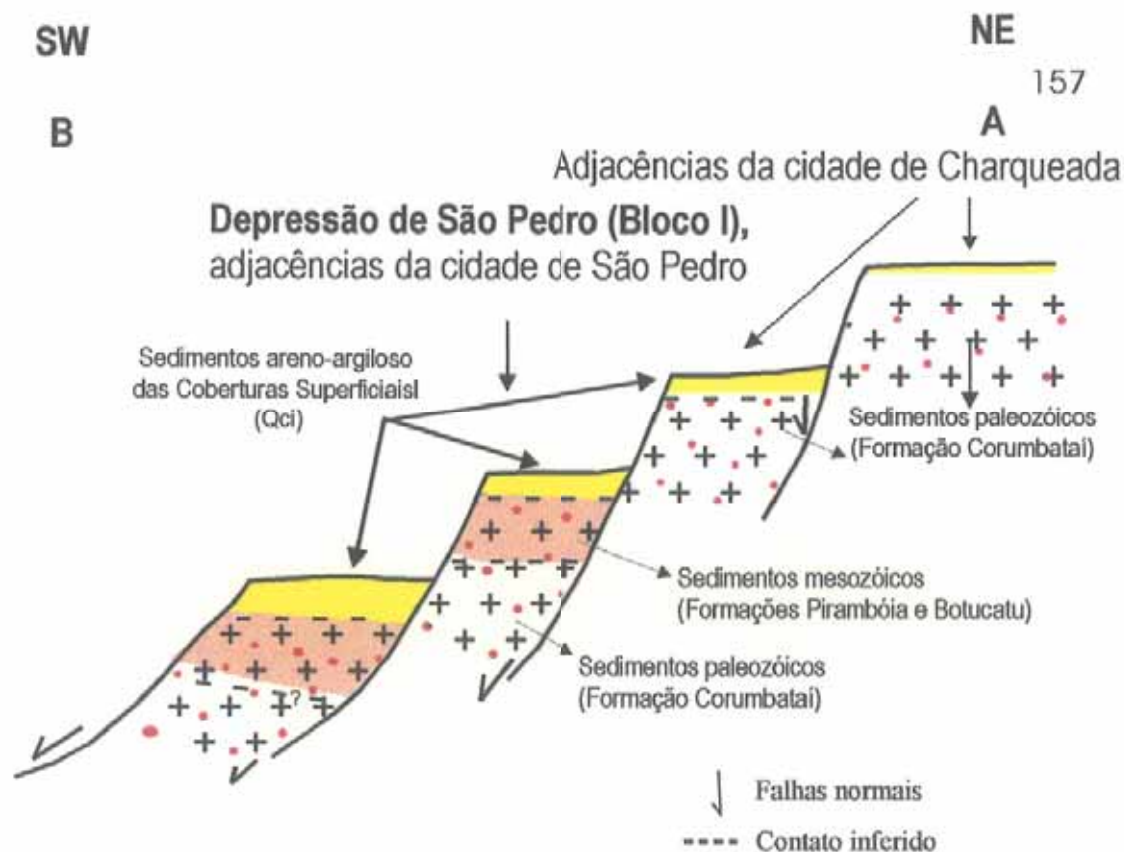


FIGURA 4.6-Mapa de Compartimentação Morfotectônica da Área de Estudo.

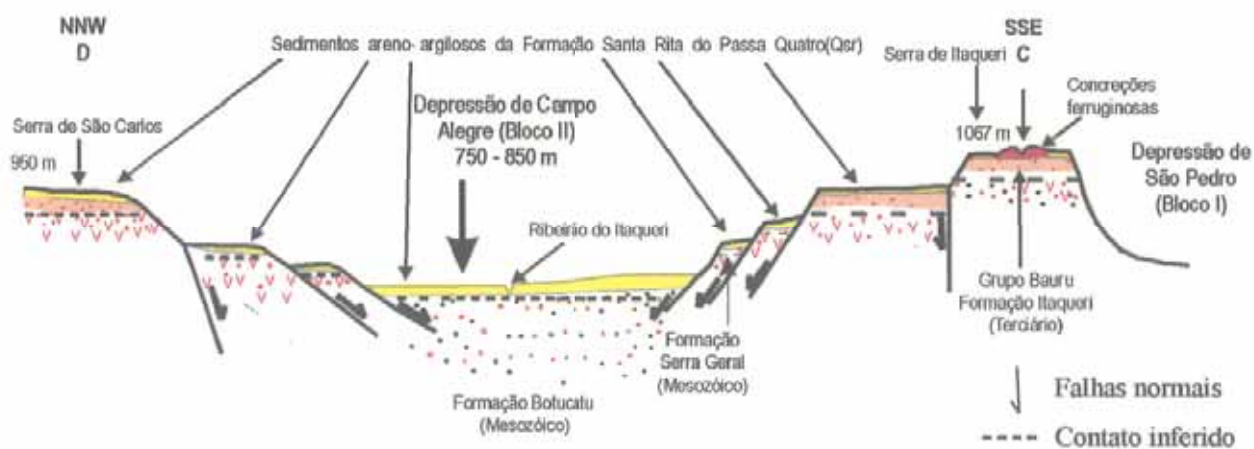
Os depósitos neoceno-zóicos representados pela Formação Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci) possuem uma relação estreita com a topografia atual, com indicações-chaves na elaboração da paisagem, eles estão intimamente relacionados com os níveis planálticos identificados na área. Comumente esses depósitos estão posicionados em colinas médias e amplas de topo aplanados e com baixa densidade de drenagem. São comuns blocos basculados assimétricos de direção N-S, na frente das Serras de Itaqueri e São Pedro, possivelmente indicando movimentação neotectônica posterior a sua deposição, onde a rede de drenagem apresenta entalhamento mais pronunciado. É freqüente o desenvolvimento de processos erosivos que evoluem para os boçorocamentos.

As falhas transcorrentes reconhecidas na região, afetam as formas do relevo atual *landforms tectonics* onde são observados nítidos deslocamentos de colinas e drenagem, respectivamente, *shutter ridge* e *offsets*, dentre outras.



Elaboração: Edna Maria Facincani Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales Des.: Arnaldo Rosalem

FIGURA 4.7 - Modelo esquemático parte da Depressão de São Pedro, conjunto de falhas normais de direção NW-SE, mergulhando para SW.



Elaboração: Edna Maria Facincani Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales Des.: Arnaldo Rosalem

FIGURA 4.8 - Modelo Esquemático da Depressão de Campo Alegre, conjunto de falhas normais de direção NW-SE, mergulhando para SW e NE.

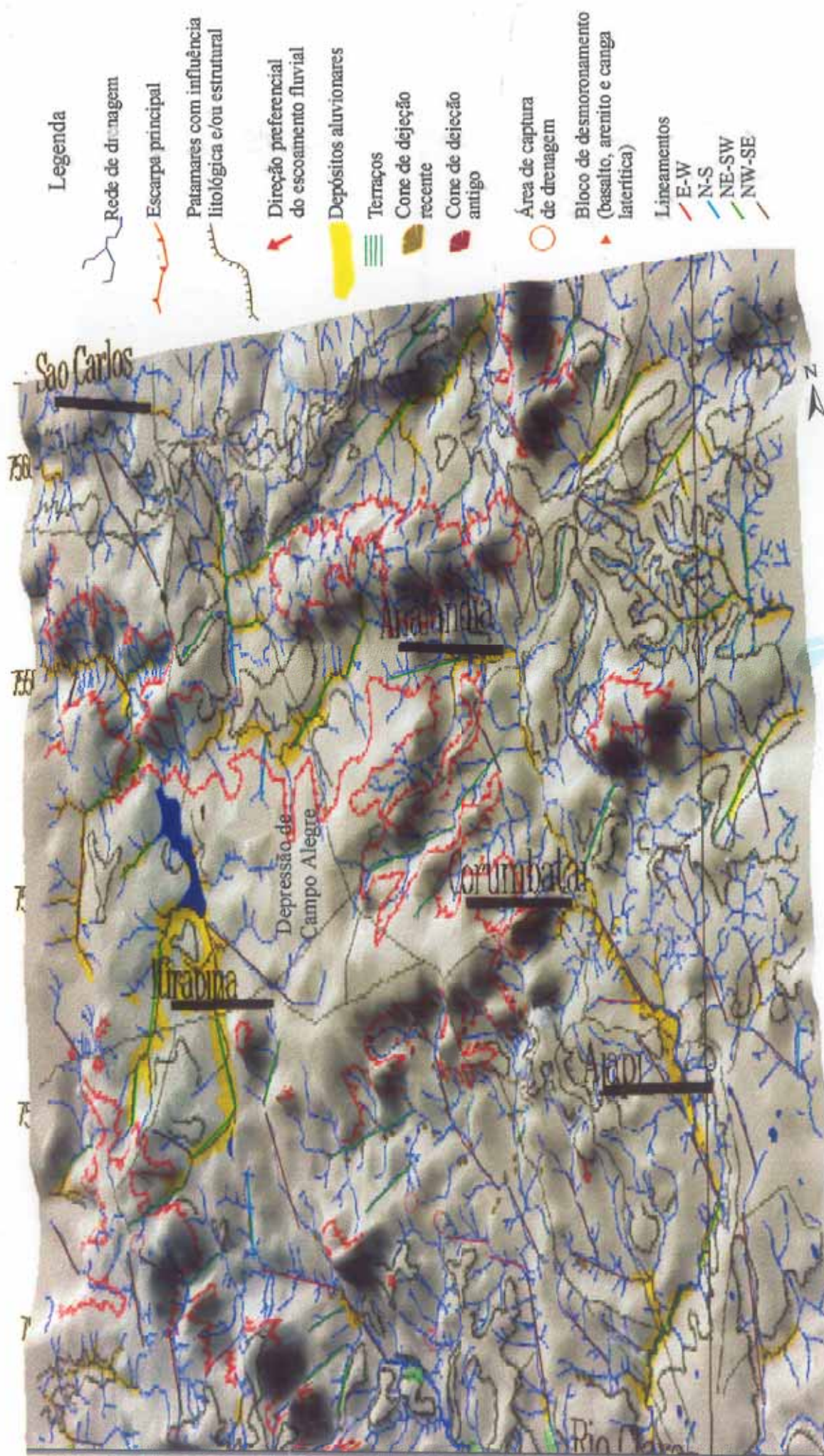


FIGURA 4.9 - Modelo Digital de Terreno (MDT), mostrando a Depressão de Campo Alegre, tipo "pull apart", vinculada as principais feições morfotectônicas, gerado pelo Programa GEO 3 VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995).



FOTO 4.1 Visão geral da Serra de Itaqueri, mostrando o Alto da Serra, Escarpa e a Depressão Periférica Paulista. No centro da foto são vistas, processos de boçorocamentos instalados nos depósitos coluvionares- Coberturas Superficiais Associadas (Qci).

Local: Serra de Itaqueri.

4.2 SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO

A identificação das superfícies de aplanamento é referida desde os meados do século XIX, como elemento fundamental no entendimento da origem e evolução das formas de relevo.

O termo superfície de aplanamento sugerido por OLLIER 1981 *apud* VALADÃO, 1998), “caracterizam-se por porções continentais de relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subaérea e que trunca indistintamente estruturas geológicas de resistência diferenciada e desenvolvimento superior a 2-10 Ma”.

VALADÃO (1998) esclareceu que, embora as superfícies de aplanamento ocupem grandes extensões das atuais massas continentais, a sua origem é controversa, não existindo um mecanismo amplamente aceito, que explique sua gênese e evolução.

VALADÃO (*op. cit*) afirmou que durante a geração de uma superfície de aplanamento é essencial que o nível de base regional apresente uma estabilidade relativa, condição essa alcançada durante estágios de quietação tectônica, quando os movimentos ascensionais adquirem amplitude e velocidade modestas. As porções continentais localizadas no interior de placas litosféricas, apesar de teoricamente estáveis são afetadas por reativação intraplaca. Essa pulsação tectônica, determinada pela alternância entre períodos estáveis e instáveis, desempenha papel fundamental na geodinâmica do modelado continental.

A seguir, serão apresentadas interpretações baseadas no reconhecimento das superfícies de aplanamento, segundo revisão de (PONÇANO & ALMEIDA, 1993), que sintetizaram estudos sobre o sudeste do Brasil, englobando, portanto, a área de estudo. (FIGURA 4.10).

	Moraes Rego (1932)	Martonne (1943)	Freitas (1951)	King (1956)	Almeida (1964)	Bigarella & Andrade (1965)	Ab'Saber (1969,1977)	Valadão (1998)
Holoceno	Soerguimento		Ciclo Quaternário	Ciclo Paraguaçu		Paleopavimentos Pedimentos P2, P1 Pediaplano Pd1	Paleopavimentos	
Pleistoceno								
Plioceno	Peneplanação Abasamento	↑	Soerguimento	↑	Diversas superfícies ao longo de vales, originadas por erosão de vertentes, sem planação lateral		Diversas superfícies intermontanas, ori- ginadas predomi- nantemente por pe- diplanação	Superfície Sul-Americana II
Mioceno	↑	Superfície Neogênica	Peneplano Ter- ciário do nível A	Ciclo Velhas ↑				Superfície Sul-Americana I
Oligoceno	Soerguimento	↑	Soerguimento e falhamentos	Soerguimento	Falhamentos ↑	Pediaplano Pd2 ↓	↑	Superfície Sul-Americana
Eoceno	Peneplanação	Superfície das Cristas médias		↑	Superfície Jupi ↓	↑		
Paleoceno		Superfície dos Campos		Superfície Sul-Americana		Pediaplano Pd3	Superfícies Cimeiras	
Cretáceo		↓	Peneplano cre-táceo ou nível B Soerguimento	Superfície Pós-Gondwana			↓	
Jurássico				Superfície Desértica				
Triássico								
Permiano								
Carbonífero		Superfície Pré-Permiana		Superfície Fossil	Superfície Itagua			
Devoniano					Superfície Itapeva			

FIGURA 4.10- Distribuição esquemática das principais fases de erosão regional, segundo diversos autores (PONÇANO & ALMEIDA, 1993).

4.2.1- Superfícies de Aplanamento da Área Estudada

Na área de estudo, de modo geral, as superfícies cíclicas são representadas pela Sul-Americana (Terciário inferior), Velhas (Terciário superior) e Paraguaçu (Quaternário), apresentam inclinações suavizadas para noroeste (em direção a Bacia do Paraná), norte e sudeste (KING, 1956).

A característica geomórfica mais marcante nesta região é a atuação de dois ciclos erosivos: 1- Superfície Sul-Americana; 2- Superfície Velhas.

Poucos são os testemunhos que permanecem representando a superfície Sul-Americana, destacando-se as serras de São Pedro, Itaqueri e Cuscuzeiro, em torno de 900-1065 metros de altitude. Os vales que dissecam estes planaltos pertencem ao ciclo Velhas.

MELO (1995) cartografou os principais níveis planálticos do limite oriental da Depressão Periférica e do Planalto Atlântico; neste trabalho serão apresentados somente os níveis planálticos da área enfocada na pesquisa, objetivando organizar os principais compartimentos do relevo como segue:

Nível planáltico A (Superfície Cimeira)- a mais antiga e elevada da região (paleogênica), com caimento no sentido da antiga drenagem conseqüente para noroeste;

Nível planáltico I (Superfície Intermediária)-

Apresenta caimento para noroeste, corresponde à Superfície Intermédiária – Serra de Santana de PENTEADO (1.976) e à superfície dos Altos Interflúvios de (SOARES & LANDIM 1976). Esta posicionada preferencialmente no Platô de Itirapina, apresentando basculamentos para NW, com 720-890 m de altitude;

Nível planáltico B (primeira superfície rebaixada) - Corresponde ao mais elevado dos extensos subnívelamentos de topo das colinas da área da Depressão Periférica, abrangendo a Superfície de Urucaia (PENTEADO, 1976). Esta superfície está posicionada em toda a porção limítrofe, entre as Cuestas Basálticas e Depressão Periférica (610-750 m);

Nível planáltico Bd (segunda superfície rebaixada) - Corresponde ao principal nivelamento da Depressão Periférica, designada por (PENTEADO, 1976), de Superfície Rio Claro, com nitido controle erosivo e estrutural (550 a 660 m);

Nível planáltico R (terceira superfície rebaixada) - Corresponde ao nivelamento de topos abaixo das cotas entre 490-590 m, relacionados aos Rios Piracicaba e Corumbataí, designados por PENTEADO (1.976) Baixos Níveis e aos Baixos Terraços (SOARES & LANDIM 1976). Nos vales dos Rios Piracicaba e seus afluentes (Corumbataí e Araquá), esta superfície é bem desenvolvida, fortemente controlada por soleiras de diabásio (litologia) e estruturas com o

aparecimento de escarpamentos secundários (**FIGURA 4.11**). Este setor caracteriza-se por elevado grau de dissecação, drenado, preferencialmente, pelo rio Piracicaba e afluentes (Corumbataí e Araquá- médio e baixo curso).

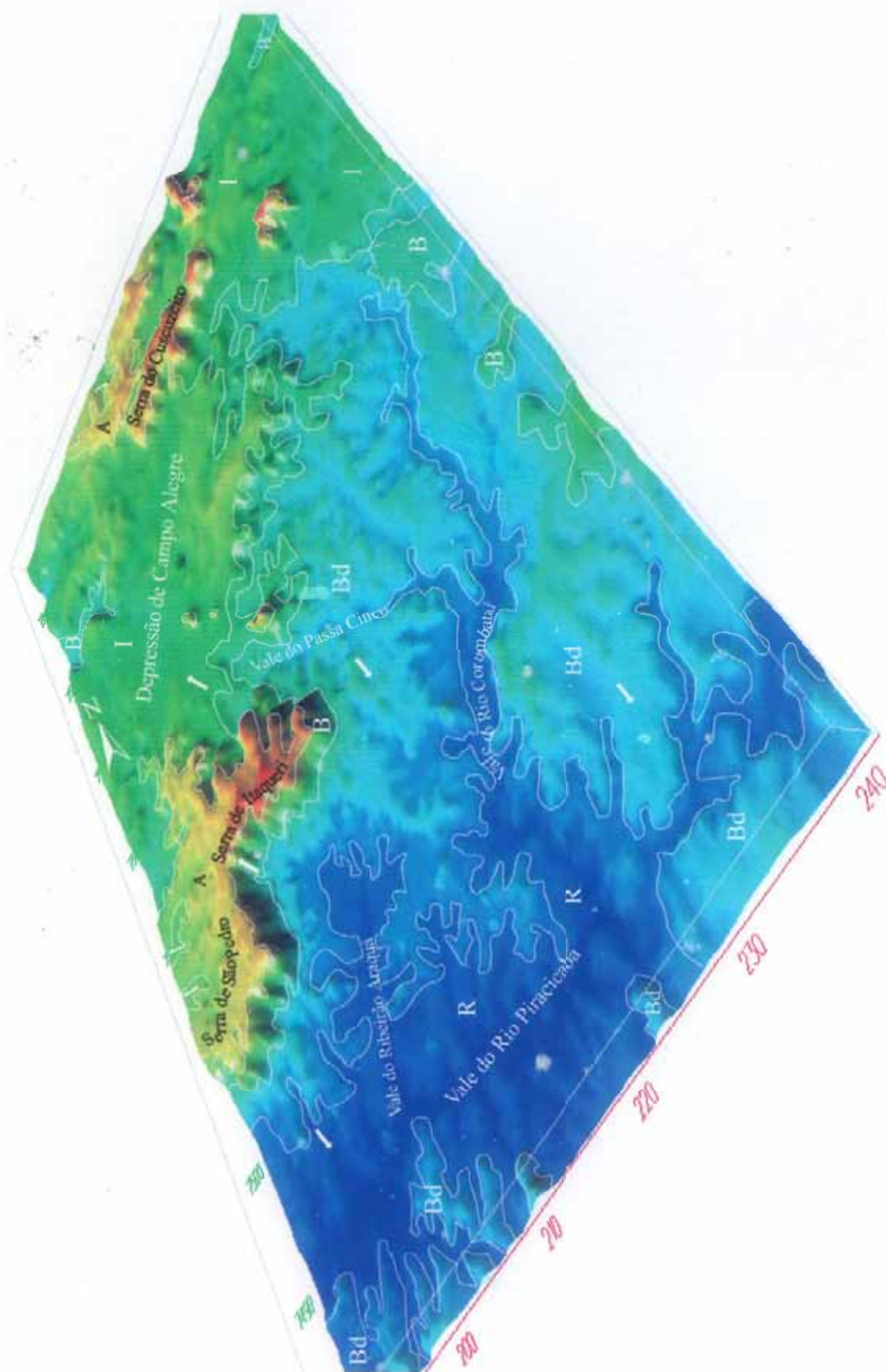


FIGURA 4.11- Modelo Digital de Terreno (MDT), mostrando as principais Superfícies de Aplanamento. São subdivididas em: Superfície Cimeira (nível A) 850 a 1.068 metros; Superfície Intermediária (nível I) 720 a 850 metros; Primeira Superfície Rebaixada (nível B) 610 a 750 metros; Segunda Superfície Rebaixada (nível Bd) 550 a 660 metros; Terceira Superfície Rebaixada (nível R) 490 a 570 metros. Segundo MELO (1995), modificado por FACINCANI (1999). As setas indicam os sentidos de caimentos dos blocos.

4.3- LANDFORMS TECTONICS: ELEMENTOS MORFOTECTÔNICOS E ESTRUTURAIS DA ÁREA ESTUDADA

4.3.1- Principais Elementos Morfotectônicos e Características

As formas de relevo são resultantes da interação de fatores e processos diversos sobre as rochas (agentes da dinâmica externa e/ou interna), no espaço e tempo, conforme resumidos na (FIGURA 4.12).

Esses fatores influenciam a distribuição das tensões no maciço rochoso e, pelo menos em parte, a configuração do relevo.

A dinâmica externa exerce um papel relevante na esculturação do relevo pela ação das águas, vento, temperatura e organismos, enquanto a dinâmica interna responde por movimentos de massas rochosas destacando-se nelas o fator tectônico.

No comportamento mecânico das rochas (fatores extrínsecos e/ou intrínsecos) influenciam, principalmente, as anisotropias, heterogeneidades litológicas e descontinuidades.

Portanto, o intemperismo, a erosão, o transporte e a sedimentação são processos decorrentes, que acabam por moldar o relevo.



FIGURA 4.12 - Fatores e processos que intervêm na escultura do relevo (HASUI *et al.* 1995).

4.3.2-. Lineamentos de Drenagem

O termo lineamento será utilizado nesta pesquisa como sendo: “uma feição linear mapeável, simples ou complexa, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e que difere distintamente dos padrões de feições que lhes são adjacentes e, presumivelmente, refletem um fenômeno de subsuperfície” (O’LEARY *et al.* 1976, SOARES *et al.* 1982).

SOARES *et al.* (*op. cit*) ressaltaram que os lineamentos apresentam dimensões acima de 3 km, controlado por descontinuidade estrutural.

4.3.2.1 Análise da Carta de Fotolineamento

Para definir os padrões e direções estruturais da área elaborou-se a carta de lineamento, baseados em fotos aéreas (1:60.000) e imagem de satélite (1:250.000), (**FIGURA 4.13 e ANEXO 4.2**).

Para a construção de diagramas de orientação dos fotolineamentos da área, foram consideradas separadamente cada Formação Geológica que ocorre na área, como segue: Formações Itararé, Tatuí, Irati, Corumbataí, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral, Rio Claro e Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas.

A carta de fotolineamentos foi digitalizada e tratada no Programa Roseta, considerando cada unidade geológica separadamente.

As direções preferenciais são obtidas através de rosáceas, indicadas na **(FIGURA 4.14)**.

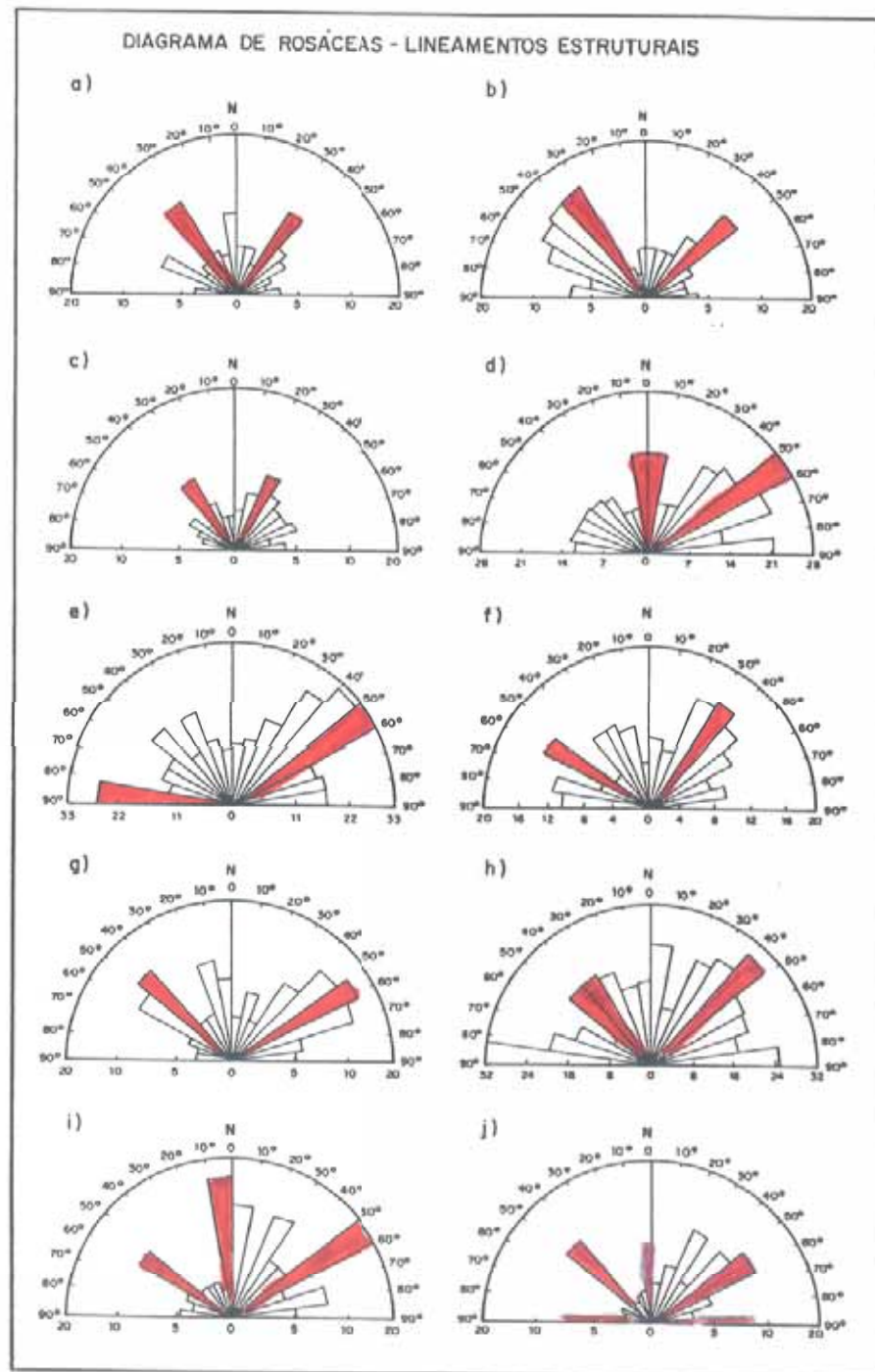


FIGURA 4.14 - Diagramas de orientação dos fotolineamentos referentes às Formações Geológicas: a) Itararé; b) Tatui; c) Irati; d) Corumbataí; e) Pirambóia; f) Botucatu; g) Serra Geral; h) Itaqueri; i) Rio Claro e j) Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas.

As direções preferenciais dos lineamentos fotogeológicos são indicadas na (TABELA 4.1).

UNIDADE	A	B	C	D
Itararé	N30°-40°W (1)	N30°- 40°E (2)	N50°-60°W (3)	N0°-10°W (4)
Tatuí	N30°-50°W (1)	N30°-50°W (2)	N40°-50°W (3)	N50°-60° W (4)
Irati	N30°-40° E (1)	N30°-40°W (2)	N40°-50°E (3)	N60°-70° E (4)
Corumbataí	N50°-60°E (1)	N0°-10°W (2)	N60°-70°E (3)	N40°-50°E (4)
Pirambóia	N50°-60°E (1)	N40°-50°E (2)	N30°-40°E (3)	N80°-90°W (4)
Botucatu	N30°-40°E (1)	N50°-60°W (2)	N20°-30°E (3)	N70°-80°W (4)
Serra Geral	N50°-60°E (1)	N40°-50°W (2)	N40°-59°E (3)	N50°-60°W (4)
Itaqueri	N40°-50°E (1)	N0°-10°E (2)	N30°-40°E (3)	N30°-40°W (4)-
Rio Claro	N50°-60°E (1)	N0°-10°W (2)	N0°-10°E (3)	N20°-30°E.(4)
Santa Rita do I Quatro e Cober Superficiais Associa	N50°-60°E (1)	N0°-10°W (2)	N50°-60°E (3)	N40°-50°W (4)

TABELA 4.1-Principais orientações dos fotolineamentos considerando a área de cada Formação Geológica. Freqüências: 1> 2> 3>4.

Os lineamentos, a rede de drenagem e a erosão, isto é, a escultura das formas de relevo da área, marcam-se pelas seguintes direções preferenciais: NW - SE (30° - 40° W) e NE - SW (50°- 60° E) as N - S (0° - 10°NNW - NNE).

A direção E-W constitui o sistema mais expressivo de descontinuidades, distribuída na área, por três feixes bem marcados (influências na drenagem e relevo), podendo ser destacados os setores: Norte (serras do Cuscuzeiro, São Carlos, Grande e Atalaia); Centro: serras de São Pedro, Itaqueri e adjacências; e Sul (ao longo vale do Piracicaba), por vezes interrompidas pelas descontinuidades NW - SE, N - S e NE - SW. (**FIGURA 4.15**).

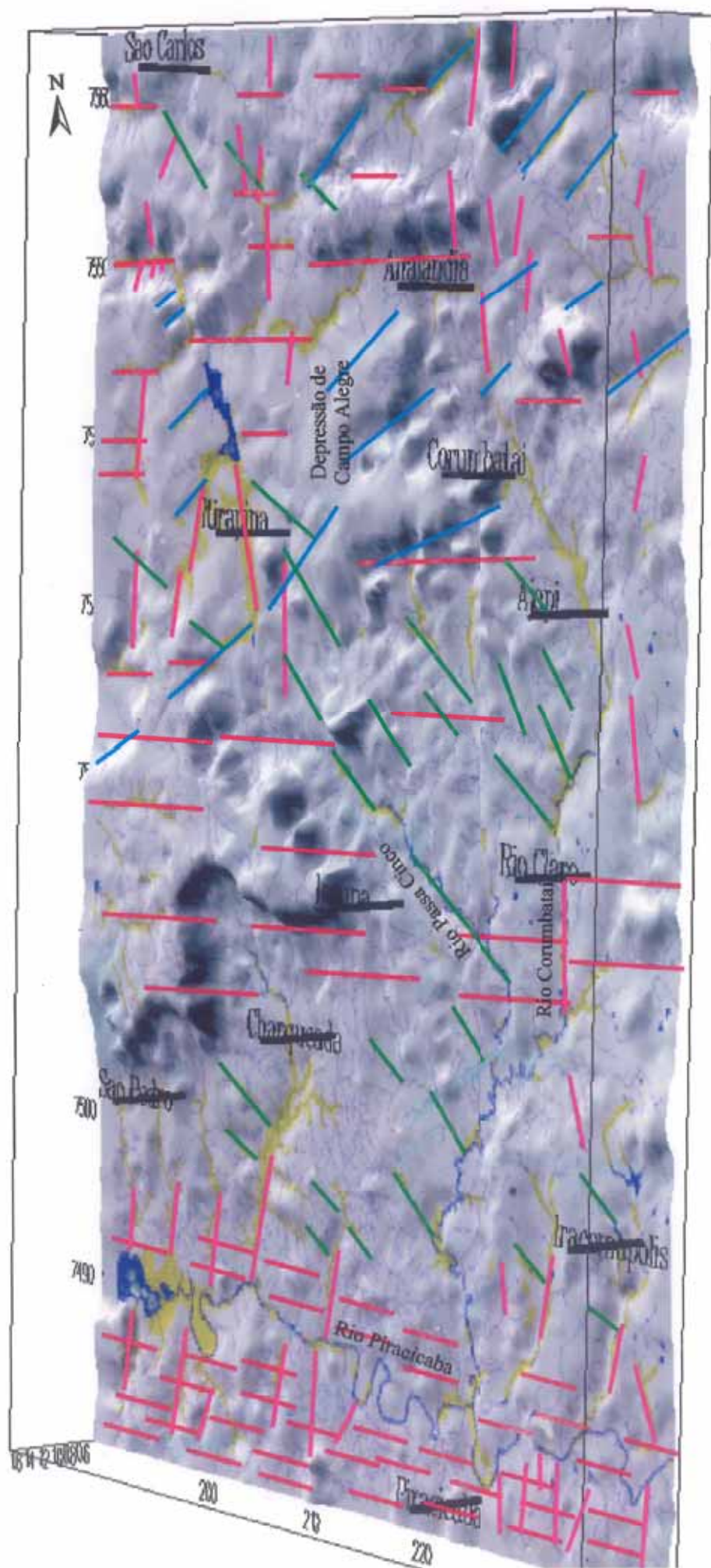


FIGURA 4.15 - Modelo Digital de Terreno (MDT) da área investigada destacando a rede de drenagem controlada pelos principais lineamentos representados pelas direções E-W, NW-SE, NE-SW e N-S. Os depósitos holocênicos estão posicionados preferencialmente, ao longo dos principais canais fluviais. Programa GEO 3 VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995).

Comparando-se as direções preferenciais fornecidas pelos estereogramas, verifica-se que a maioria das famílias de juntas e sistemas de falhas expressa-se como lineamentos da rede de drenagem, configurando um nítido controle estrutural exercido na instalação dos cursos d'água, onde, em alguns casos, as direções preferenciais dos lineamentos têm diferenças em relação às orientações marcadas pelos estereogramas. Tal fato indica que a instalação da rede de drenagem utiliza-se de vários planos de descontinuidades vizinhas ou paralelas.

Sobre este assunto vários trabalhos foram elaborados tais como: (HASUI 1990; HASUI *et al.* 1995; FACINCANI 1995; SILVA 1997; SALAMUNI 1999; SANTOS 1999; GONTIJO 1999) dentre outros, mostrando a importância dessas descontinuidades na modelagem do relevo.

Assim, a rede de drenagem e, conseqüentemente, as formas de relevo foram fortemente controladas por descontinuidades (juntas e falhas) e pelos dois eventos tectônicos identificados (distensivo e transcorrente), principalmente pelo último tensor, o neotectônico.

4.3.3- Rede de Drenagem

A análise da rede de drenagem consiste, essencialmente, no estudo da influência da tectônica no seu padrão, anomalias e na formação de depósitos holocênicos (planície aluvial e terraço).

Os principais sistemas de drenagens da área investigada são representados pelos rios Corumbataí e Araquá, que desaguam no Rio Piracicaba, de direção E-W (**BLOCO I**) e Rio Jacaré-Guaçu de direção NW - SE, afluente pela margem direita do médio Tietê (**BLOCO II**) (**FIGURA 4.16**).

As direções preferencias da drenagem acompanham, com freqüência, as zonas de fraqueza; aproveitam até mesmo, as estruturas sedimentares (estratificações cruzadas e plano-paralelas) na sua evolução. Parte dos rios da área correm perpendicular à inclinação principal das camadas em torno de 5°, apresentando variações, proporcionando assim, o sulcamento, desenvolvimento de anfiteatros e festonamentos das escarpas.

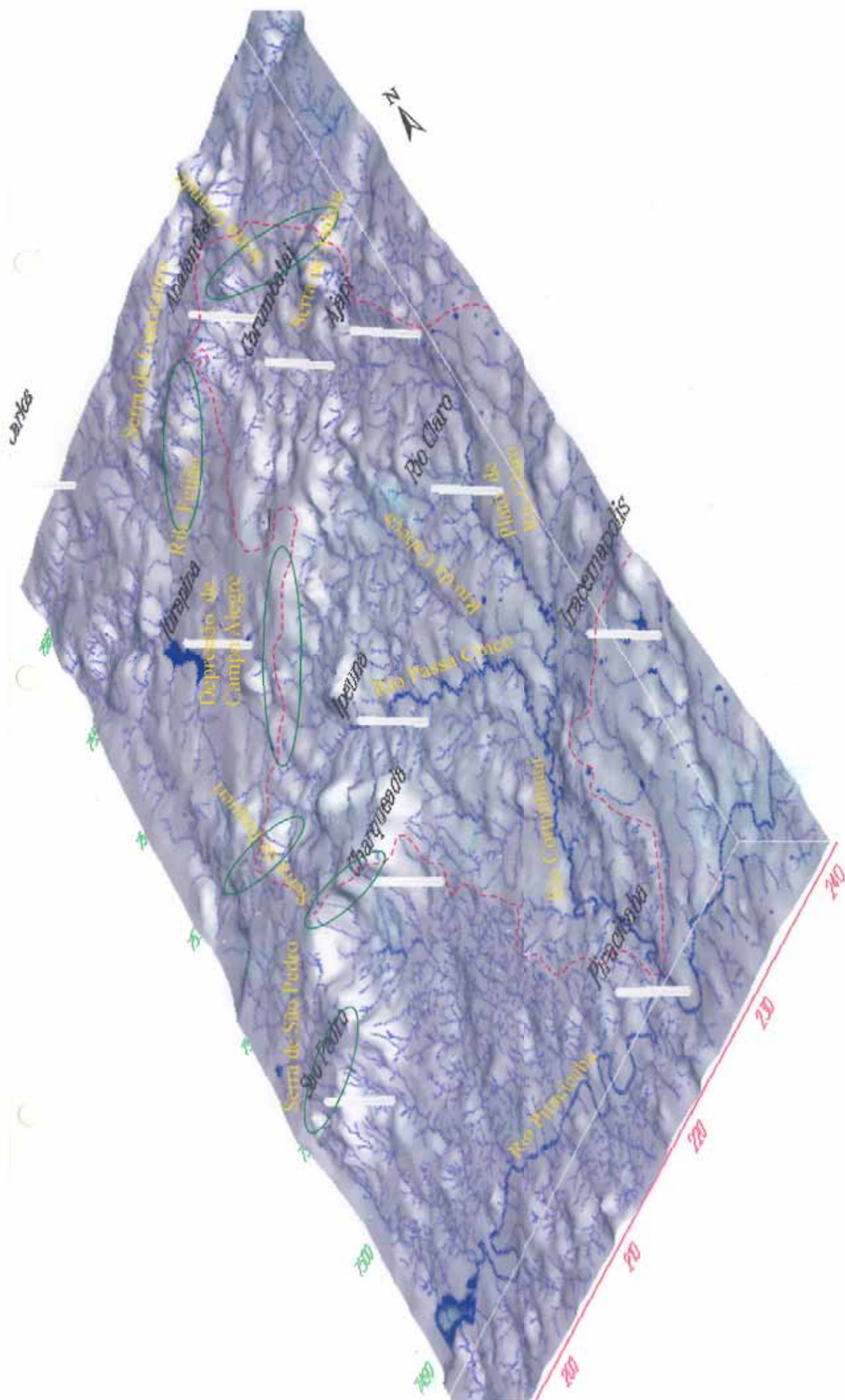


FIGURA 4.16 - Modelo Digital de Terreno (MDT), mostrando a relação da rede de drenagem com as principais feições estruturais, bem como assimetria de drenagem do rio Corumbatai, com seus extensos afluentes pela margem direita em função do soerguimento e basculamento, preferencialmente para NW. As elipses indicam as zonas de captura de drenagem e o vermelho limite da bacia. Programa GEO 3 VIEW (LINDENBECK & ULMER, 1995).

O Rio Piracicaba encontra-se encaixado, controlado por juntas e falhas, que dificultam o desenvolvimento de planícies aluviais expressivas.

Seus afluentes, pela margem direita, apresentam-se com ângulos oblíquos na sua foz, enquanto os da margem esquerda fazem ângulos retos. Notam-se encurvamentos em "S" desses afluentes com o Rio Piracicaba, que podem ser interpretados pela ação de falhas do tipo transcorrente-dextral de direção E - W, corroboradas com as mensurações feitas em campo.

O Rio Piracicaba caracteriza-se por segmentos de drenagens mais longos e densos pela sua margem direita, com destaque para o Rio Corumbataí e seus afluentes.

Os principais afluentes do Rio Corumbataí são os rios Passa Cinco, Cabeça e Ribeirão Claro. Parte dessa drenagem possui suas nascentes nas escarpas e reverso das serras de Itaqueri, Santana e Cuscuzeiro.

O Rio Corumbataí apresenta uma forte assimetria de drenagem, indicando possível controle exercido pela tectônica, situação verificada nos afluentes pela sua margem direita, que apresentam-se densos e longos, posicionados em três níveis topográficos bem distintos.

As direções preferencias do Ribeirão Araquá, correspondem às N-S e NE-SW, caracterizadas por trechos bem retilíneos, sendo que os principais eixos de inflexões de drenagem estão relacionados às falhas direcionais- E - W *offsets*, desenvolvendo cotovelos com ângulos em torno de 90° - *elbows*. Estas feições são observadas, preferencialmente, no seu alto curso.

É possível observar níveis de terraços escalonados neste canal, podendo ser acompanhados por linhas de seixos em diferentes posicionamentos altimétricos na ordem de 12 a 4 metros acima do leito normal (BARRETO, 1970). Os depósitos fluviais do Ribeirão Araquá são mais desenvolvidos no seu médio curso, provavelmente condicionados pelas descontinuidades NW - SE, acompanhadas por abatimentos de blocos de direção SW, possibilitando assim, o desenvolvimento de planícies aluviais mais expressivas.

No Ribeirão Vermelho, podem ser observadas dissimetrias de vertente, bem como, a retilineidade da drenagem de sentido N - S, que pode estar submetida a adaptação de fraturas.

Suas cabeceiras de drenagem situam-se, preferencialmente, nas escarpas das serras de São Pedro e Itaqueri. As feições geomorfológicas comuns nesse setor são aquelas relacionadas ao desenvolvimento de inúmeras cachoeiras, vales suspensos e cavernas sendo condicionadas por feixes de descontinuidades estruturais, acamamento (estruturas sedimentares- estratificação cruzada e plano-paralela) e litologia.

O sistema de drenagem Jacaré-Guaçu é constituído pelos rios Itaqueri, Onça, Feijão e afluentes, drenando parte do Planalto de Campo Alegre, que apresenta colinas amplas de topos

aplanados e expressivas planícies aluviais, morfologia provavelmente associada a abatimentos de blocos de direção NE - SW (**Bloco II**).

As principais anomalias de drenagem observadas na área estão controladas pelos principais lineamentos de direções E - W, NW - SE, NE - SW e N - S, que impõem *landforms tectonics*, discutidos adiante.

4.3.3.1-Padrões de Drenagem

Os principais padrões de drenagem da área estudada, segundo proposta de HOWARD (1967), são representados por: I- padrão retangular (Bacias do Ribeirões Araquá, Vermelho, Samambaia e do Meio; II- padrão sub-dendrítico e sub-retangular (parte da Bacia do Rio Corumbataí e de seus principais afluentes rios Passa Cinco, da Cabeça); III- padrão sub-paralelo a retangular (ribeirões Tamanduá, Pinheiro, Patos e alto da Bacia do Jacaré- Pepira), IV- padrão sub-paralelo a dendrítico (Bacia do Jacaré-Guaçu) e V- padrão dendrítico (ribeirões da Cachoeira, Palmeiras, Capim Fino e Assitência) (**FIGURA 4.17**).

Os padrões de drenagem mais comuns são dos tipos retangular a paralelo (mudanças bruscas de direções, em função do padrão de diaclasamento do maciço rochoso), com ocorrência do dendrítico, que influenciam de modo decisivo no refeiçãoamento das formas de relevo.

Todos os padrões de drenagens identificados demonstram forte influência da litologia e das discontinuidades representadas por diaclases e falhas, configurando longos alinhamentos estruturais, por exemplo do Rio Passa Cinco com direção aproximadamente N40 W e com 25 km de extensão.

No tocante à densidade de drenagem observa-se que as litologias constituídas por argilitos e siltitos como aquelas representadas pelas formações Tatuí e Corumbataí do tipo dendrítica, apresentam densidades mais altas, se comparadas às litologias arenosas, representadas pelas formações Botucatu, Pirambóia, Rio Claro, Santa Rita do Passa Quatro e Coberturas Superficiais Associadas, se caracterizam com baixa densidade.

Assim a densidade de drenagem varia em função do tipo de litologia (**VIDE MAPAS GEOLÓGICO E MORFOTECTÔNICO-ANEXOS 3.1 e 4.1**).

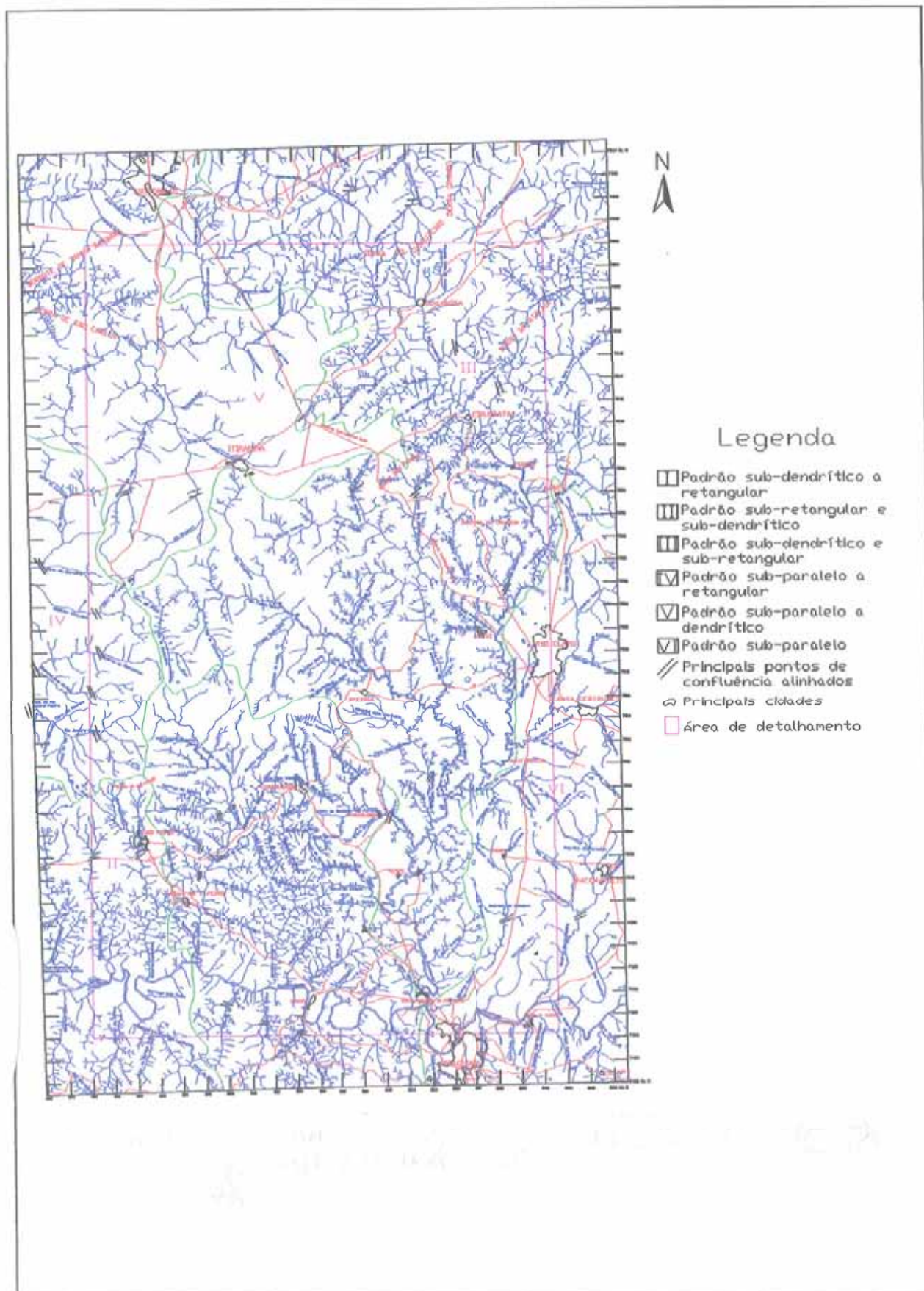


FIGURA 4.17- Mapa de drenagem com delimitação de áreas de padrões diferentes, extraído a partir das folhas topográficas (São Carlos, Corumbataí, Itirapina, Rio Claro, São Pedro e Piracicaba) escala 1: 50.000 e fotos aéreas na escala 1: 60.000.

4.4 - LANDFORMS TECTONICS LIGADOS A BASCULAMENTOS E ABATIMENTOS DE BLOCOS

Na área foram determinados os principais lineamentos que impõem *landforms tectonics*. Sua extração foi elaborada por intermédio de imagem de satélite (escala 1:250.000) e fotos aéreas (escala 1:60.000), cartas topográficas (1:50.000) e levantamento de campo. Os principais sistemas de diaclases e falhas são representados pelas direções E - W, NW - SE (principais) NE - SW e N - S (secundários). O sistema de falhas compreendido pelo Rio Passa Cinco é o mais expressivo da área de estudo, seccionando o Planalto de Campo Alegre e a Depressão Periférica. Apresenta uma diversidade de geometrias, ali é observada a reativação neotectônica ligada aos falhamentos dos tipos normal e transcorrente.

As feições estruturais mais comuns na área estudada são marcadas por blocos soerguidos, abatidos, controlados por falhas dos tipos: **transcorrente** (normais transtensivas de direção NW-SE e E - W- direcionais, e inversas de direção NE - SW transpressão) e **normal** de direção NE - SW (distensivo - pré atual- vinculado a freqüentes diques de diabásio).

A geometria desenvolvida por estes sistemas de falhas influencia tanto o arranjo litoestratigráfico (Domo de Pitanga) como as feições morfológicas das Depressões Campo Alegre e São Pedro, bem como, segmentos retilíneos de drenagem.

Assim, estes sistemas de falhas, que impõem abatimento e basculamento de blocos, são responsáveis por várias feições morfotectônicas produzindo *landforms tectonics*, que atingem tanto o relevo como a rede de drenagem relacionados a atividade neotectônica.

As feições morfotectônicas encontradas na área de estudo são:

4.4.1- Controle tectônico no relevo: feições morfotectônicas

- Escarpamentos, ✓
- *Shutter ridge*, ✓
- Bacia tipo *pull apart*, ✓
- Boçorocamentos, ✓
- Facetas trapezoidais e triangulares, ✓
- Cabeceiras suspensas e alinhadas, ✓

4.4.2- Controle tectônico na drenagem: feições morfotectônicas

- Meandros abandonados,
- Migração lateral de canal,
- Assimetria de drenagem,
- Terraços escalonados e embutidos,
- Capturas de drenagem,
- Vales suspensos,
- Formação de alvéolos,
- *Offsets* - inflexões de drenagem
- *Wind gaps* - trecho de vale abandonado

A- Controle tectônico no relevo: feições morfotectônicas

Os grandes compartimentos definidos pelas morfoestruturas são apresentados aqui como **BLOCOS I e II**, os quais são afetados principalmente por basculamentos e abatimentos de blocos.

Os basculamentos observados na área, apresentam direções diversas (NW, SE e N) afetando as várias superfícies de erosão, bem como os depósitos neoceno-zóicos.

São comuns basculamentos atingindo os morros testemunhos, que estão posicionados à frente das escarpas basálticas, assim como, a inclinação do Planalto Ocidental Paulista para NW. Na Depressão Periférica, os basculamentos apresentam direções que variam para SE, NE, SW e N.

No sopé das serras de Itaqueri e São Pedro os basculamentos são para N, afetando as Coberturas Superficiais Associadas (Qci), sendo balizados pelos dados de falhas, depósitos neoceno-zóicos e pelas superfícies de aplanamento. As feições morfotectônicas marcantes na região são aquelas registradas por escarpamentos.

Dividiu-se os escarpamentos, nesta pesquisa, em: principais e secundários.

Os escarpamentos principais estão posicionados nas bordas das serras de São Pedro, Itaqueri, Cuscuzeiro, Santana, São Carlos e morros como Pelado, Baú, Guarita e Grande dentre outros. Os escarpamentos secundários encontram-se preferencialmente associados às principais drenagens como os rios Corumbataí e afluentes como o rio Passa Cinco (subafluentes - ribeirões da Lapa e Cantagalo, dentre outros), além de condicionar os depósitos neoceno-zóicos. Trata-se de feições geradas principalmente em função de basculamentos de blocos e falhas, uma das respostas mais evidentes das movimentações neotectônicas.

Os traçados desses escarpamentos são registrados por quebras de relevo positiva, bem nítidas, e caracterizadas por vertentes retilíneas, declividades acentuadas e controladas por

descontinuidades E - W e NW -SE preferencialmente (indicação ao rejuvenescimento dos eventos tectônicos e/ou estruturas).

Os escarpamentos da área investigada estão controlados pelos principais lineamentos regionais, destacando o lineamento do Passa Cinco que ali controla trechos retilíneos de canal, segmentos escarpados e alçamento de litologias mais antigas pertencentes, preferencialmente, aos depósitos paleozóicos e mesozóicos.

A constituição litológica e a distribuição dos depósitos neoceozóicos, podem estar relacionados a pulsos tectônicos, bem como, o reafeiçoamento do relevo, que possibilitou o desenvolvimento de eventos sucessivos, eventos coluviais e aluvionares, corroborado por PENTEADO (1968).

As facetas triangulares e trapezoidais estão posicionadas preferencialmente ao longo das principais serras que compõem a região, com destaque para as serras de Itaqueri, São Pedro e Cuscuzeiro e morros como os da Guarita e Baú. Estas feições estão associadas a falhamentos, basculamentos (**FOTOS 4.2, 4.3 e 4.4**) e a atuação de processos erosivos, principalmente relacionados com o entalhamento da rede de drenagem que esculpe essas escarpas, passando por vários estágios de evolução.



FOTO 4.2- Vista geral do Morro da Guarita, sendo evidenciado basculamentos para NW, da Superfície Cimeira.



FOTO 4.3- Relevo residual - Pedras do Camelo (950 metros) e Cuscuzeiro (950 metros), primeiro e segundo planos da foto, respectivamente. À direita notam-se os esporões da Serra do Cuscuzeiro e ao fundo a Serra de Santana (850 metros).



FOTO 4.4 - Basculamento de bloco para NW, Morro do Baú, próximo da Cidade de Itirapina.

Feições como *shutter ridge* são observadas nas adjacências do morros da Guarita, serra de Itaqueri e Bizigueli devido ao deslocamento imposto por feixe de falha direcional dextral de direção E - W (**FOTO 4.5**).



FOTO 4.5- Feição morfotectônica *shutter ridge* relacionada a movimentos direcionais (falhas transcorrentes - dextrais) e marcada por um nível de escalonamento.

4.4.2- Controle tectônico na drenagem: feições morfotectônicas

As principais feições morfotectônicas impressas na rede de drenagem são as seguintes:

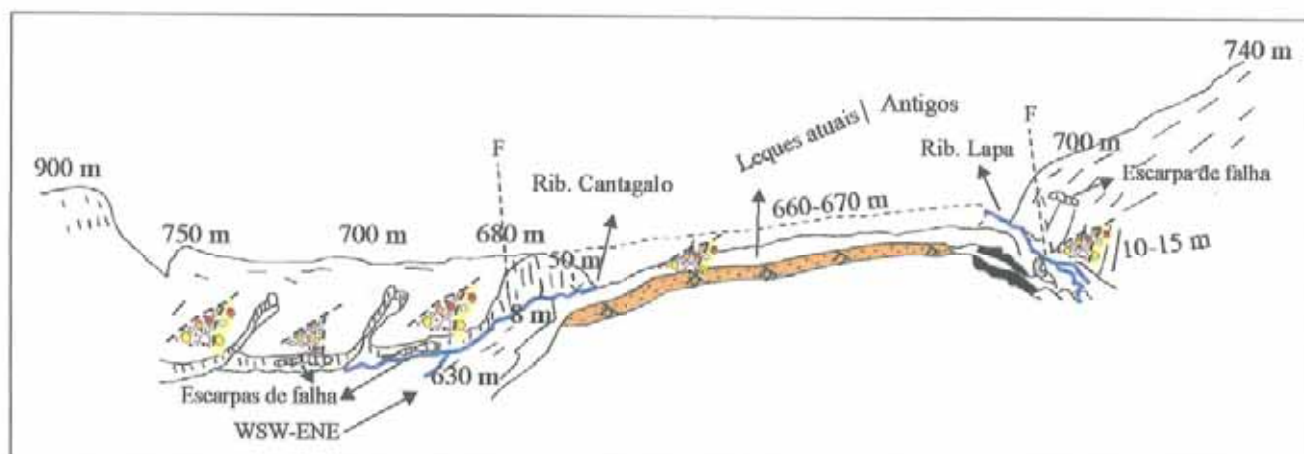
Os meandros abandonados estão distribuídos, fundamentalmente, no médio e baixo curso do Rio Corumbataí, controlados pelos lineamentos Rio Claro - Araras de direção NE - SW e Analândia - Corumbataí de direção NW - SE e no alto curso do Rio Passa Cinco e alguns afluentes, tais como ribeirões da Lapa e Cantagalo, são controlados pelo lineamento de direção NW - SE, sendo um dos mais expressivos da região (**FIGURA 4.18. e FOTO 4.6**).

Os meandros são relacionados aos basculamentos que, por sua vez, promove a migração lateral de canal; observa-se ainda que, para um dos blocos, há formação de escarpa de falha e o desenvolvimento de cones de dejeção (leques aluviais).



FOTO 4.6- Meandro abandonado do médio curso do Rio Corumbataí, feição geomorfológica relacionada à migração lateral de canal.

No sopé da Serra de Itaqueri, ao longo das margens dos ribeirões Cantagalo e Lapa, são observados meandros abandonados e basculamentos de blocos, presença de paleo leques sendo seccionado pela drenagem atual, planície aluvial assimétrica, paredões verticais de direção E-W em torno de 20 metros acima do nível da várzea e escalonamentos de terraços (**FIGURA 4.19 e FOTOS 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10**).



Legenda

-  Terraços fluviais holocênicos (escalonados)
-  Conglomerados polimíticos constituídos por seixos de quartzo, basalto, arenito e fragmentos de canga laterítica tamanhos variando de centimétricos à métricos (paleo - leques) Pleistocênicos (?)
-  Conglomerados polimíticos constituídos por seixos de quartzo, basalto, arenito e fragmentos de canga laterítica tamanhos variando de centimétricos à decimétricos (leques atuais) - holocênicos
-  Formação Pirambóia: Arenito médio com estratificação cruzada de médio porte
-  Meandros abandonados
-  Drenagem

FIGURA 4.18 - Croquis esquemático mostrando falhamentos e adornamentos de blocos seccionando as coberturas Superficiais Associadas (Qci). Local: ribeirões Lapa e Cantagalo, Município de Ipeúna.



Foto A- Leques aluviais antigos (B) e ruínas (A), sendo cortados pela drenagem atual, tendo como substrato a Formação Pirambóia.



Foto C- Meandro abandonado associado ao basculamento de blocos (migração lateral de drenagem), mostrando o encaixe do Ribeirão da Lapa no sopé da escarpa.



Foto B- Incisão vertical da drenagem atual sobre leque coluvial antigo (B).

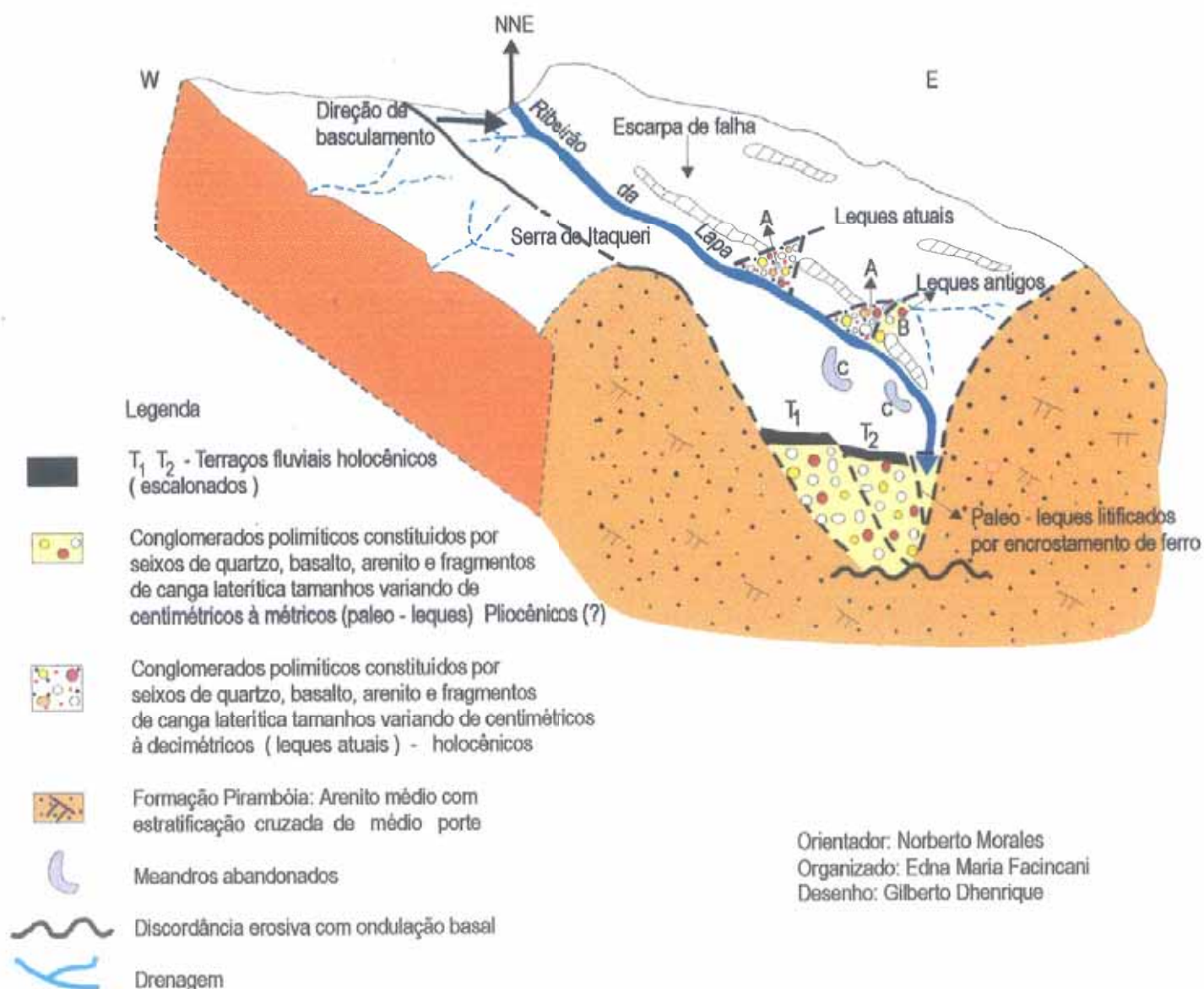


Figura 4.17 - Croqui esquemático indicando a migração lateral de canal fluvial - Ribeirão da Lapa e a formação de hemigráben. - (Afloramento 113)

Essas evidências são indicativas de reativação de falhamentos pós deposição dos paleoleques (*debris flow* e fluxo livre), de idade provável Pleistoceno-Médio, corroborados com os trabalhos efetuados por PENTEADO (1967/1968).

A última organização da rede de drenagem esculpe e entalha estes depósitos sob ação epirogenética positiva regional.

A rede de drenagem aproveita as antigas zonas de fraqueza para sua instalação, nitidamente controladas por descontinuidades de direções NW - SE, E - W e N - S.

Os vales Lapa e Cantagalo são áreas das mais expressivas de reafeiçoamento tectônico de relevo e/ou drenagem (**FOTO 4.11**).



FOTO 4.7 - Córrego do Cantagalo é visto no primeiro plano, acentuada incisão do canal sobre o leque e, no segundo, o encaixe do canal no sopé da escarpa secundária, associado a processos de ravinamentos.

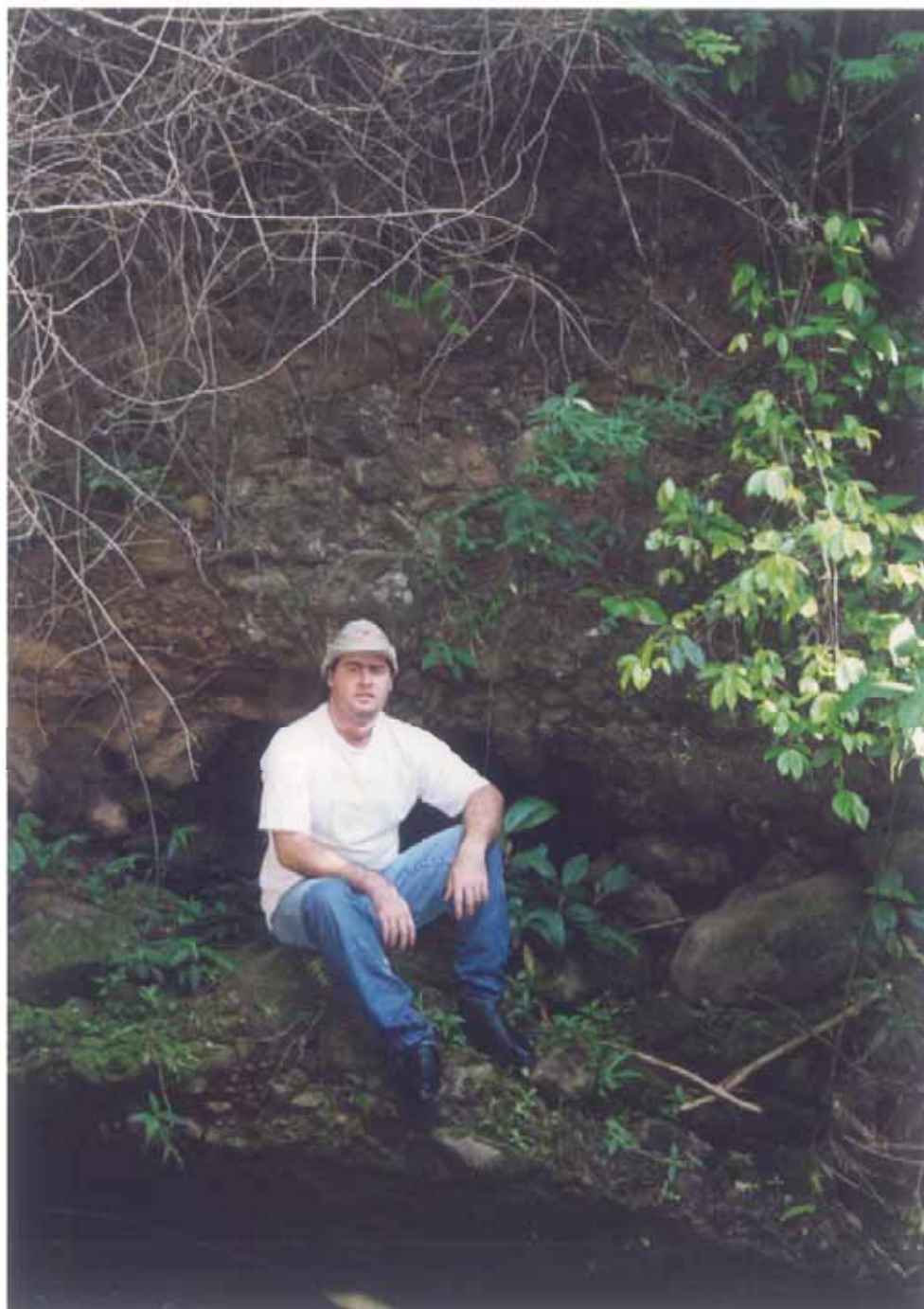


FOTO 4.8 - Acentuada incisão vertical do Córrego da Lapa em leque coluvial, tendo como embasamento a Formação Pirambóia. Local: Fazenda São João da Lapa- Município de Itirapina. Afl. 137.



FOTO 4.9 - Leques atuais associados à escarpa de falha. Na porção inferior da foto verifica-se o entalhamento do Ribeirão da Lapa atingindo tanto os depósitos superficiais (Qci) como a Formação Pirambóia subjacente, indicando incisão vertical de um leque coluvial.



FOTO 4.10- Trecho de meandro abandonado e deslocamento do terraço fluvial, associados a basculamentos de blocos, Ribeirão da Lapa- Serra de Itaqueri.



FOTO 4.11 - Leito do Ribeirão da Lapa, indicando o encaixe no sopé da escarpa em função a basculamentos para SE. Serra de Itaqueri, Município de Ipeúna.

As mudanças bruscas de direção de drenagem e os vales suspensos são feições morfotectônicas freqüentes nas adjacências das serras São Pedro, Itaqueri, São Carlos e Analândia, indicadoras de fenômenos de capturas de drenagem condicionadas pelo neotectonismo e pela tectônica ressurgente. Situações que registram zonas de capturas - *barbeds*, destacando o alto curso dos rios Corumbatai, Passa Cinco, da Cabeça, Araquá, Samambaia (alto das serras de São Pedro e Itaqueri) e o Ribeirão do Paredão Vermelho (afluente da margem esquerda do Rio Piracicaba), associadas, principalmente, a falhas normais - transtensivas de direção NW.

Estas capturas estão relacionadas aos basculamentos e soerguimentos afetados por *trends* regionais, conforme registrado na região das serras de São Pedro e Itaqueri, sendo que a mais nítida remete ao Ribeirão da Cachoeira de direção N - S, atualmente fazendo parte do alto curso do Rio Passa Cinco. São freqüentes, neste setor, indícios geomorfológicos de capturas atuais conforme é ilustrado no (ANEXO 4.3).

Os vales suspensos estão posicionados no alto das serras de São Pedro, Itaqueri, São Carlos, Santana e Cuscuzeiro; suas quedas de água podem atingir até 100 metros de desnível. São destacados os principais formadores da Bacia do Rio Corumbatai, pela sua margem direita de direção preferencial N - S.

A presença de vales suspensos limitando as superfícies Cimeira/Intermediária e a dissimetria marcante de margem na rede de drenagem com rejeitos na ordem de 20 metros indicam feições de falhamentos modernos. Estes sistemas de descontinuidades também colaboram no desmantelamento da Serra de Santana e na sua separação com relação aos morros Grande, Baú, Pelado, Guarita, Cuscuzeiro, dentre outros.

O rio Pirapitinga, afluente pela margem esquerda do Rio Passa Cinco, apresenta direção NW - SE. Essa direção acompanha também o Rio Itaqueri, posicionado no Planalto de Campo Alegre, compartimento deprimido em relação às serras de Itaqueri, Cuscuzeiro, Santana e São Carlos. Do ponto de vista geomorfológico, esse lineamento é marcado pelo Rio Passa Cinco (N 40 W), com extensão aproximada de 25 km apresentando relevo bastante dissecado. Esse lineamento é associado aos vales suspensos e desvios bruscos, observados em alguns dos afluentes do Passa Cinco e mesmo o Rio Itaqueri no seu alto curso, sendo indicativos da ação da tectônica ressurgente e recente. As direções NW - SE e E - W são de grande importância na evolução geomorfológica da região. Nas escarpas das serras de São Pedro, Itaqueri, Santana e Cuscuzeiro é notória a presença de vales suspensos e encaixados. Essa feição pode ser indicativa de movimentações tectônicas recentes que participam na modelagem da paisagem atual.

Aqui, os cotovelos de drenagem estão associados aos principais alinhamentos estruturais, marcados pelos sistemas de falhas e diaclases, provocando mudanças bruscas de direção do canal,

formando, assim ângulos retos em torno de 90° . Na área estudada estes são destacados pelos rios Passa Cinco, Cabeça, Araquá, Jacaré-Guaçu e Corumbataí e afluentes. As mudanças freqüentes de direções do Rio Corumbataí NE - SW, N - S e NW - SE estão relacionadas aos sistemas de *trends* de falhas que cortam a região, provocados por abatimento e soerguimento de blocos. Após a instalação da rede de drenagem no Planalto de Campo Alegre, ocorreram desenvolvimentos de capturas com destaque para o cotovelo formado pelo Ribeirão Feijão, após receber o Lobo, tendo sido atraído pelo sistema do Ribeirão Jacaré-Guaçu.

São comuns as inflexões de drenagem no sopé das serras de São Pedro, Itaqueri e Cuscuzeiro relacionadas a falhas trancorrentes dextrais E - W, influenciando na comportamento da rede de drenagem - *offsets*.

As feições de boçorocamento estão concentradas, preferencialmente, nas adjacências da cidade de São Pedro. Estas formas de relevo são controladas por descontinuidades de direções NW - SE, N - S, NE - SW e E - W, refletindo bem a influência das juntas e falhas, induzindo a percolação e canalização de água, intemperismo e erosão onde são envolvidos os dois eventos tectônicos identificados: o distensivo e o transcorrente. O solapamento e a progressão da erosão estão relacionados a descontinuidades que marcam a orientação geral das feições erosivas em diferentes estágios, segundo NW-SE. (FOTOS 4.12, 4.13 e 4.14).



FOTO 4.12- Boçorocamento nas adjacências do sítio urbano de São Pedro (Córrego do Tucum). Substrato sustentado pela cobertura areno - argilosa. São vistas no centro da foto, descontinuidades que controlam sua evolução.



FOTO 4.13 - Solapamento de depósito superficial arenoso com influência das duas famílias de juntas verticais, aproximadamente ortogonais entre si, boçoroca na periferia norte da Cidade de São Pedro (Afl. 67).



FOTO 4.14 - Influências das descontinuidades de direção NW - SE, na evolução do boçorocamento na região de São Pedro, SP.

Portanto, a rede de drenagem e, conseqüentemente, a escultura do relevo registradas por escarpamentos, meandros abandonados, cotovelos, facetas trapezoidais e triangulares, capturas de drenagem, assimetria de drenagem, boçorocamento dentre outros, foi fortemente controlada por descontinuidades e pelos dois eventos tectônicos, um de caráter normal (falhas NE - SW) e outro transcorrente (dextrais, sinistrais e normais NW - SE transtensiva), o primeiro indica regime distensivo e o segundo regime transcorrente. Tais eventos tectônicos reativaram descontinuidades preexistentes, indicando seu caráter ressurgente, apresentando orientação preferencial σ_1 NW - SE

e σ_3 NE - SW. Relacionam-se à atuação do binário dextral de direção E - W por efeito da tensão neotectônica. O tensor neotectônico é responsável pelo desenvolvimento dos feixes de descontinuidades NW - SE, E - W e N - S controlando zonas de escarpamentos e dissecação de colinas, como aquelas observadas nas adjacências das serras de São Pedro e Itaqueri, Planalto de Campo Alegre e basculamentos de blocos (ANEXO 4.4).

Os trends de direção E - W estão relacionados a um binário dextral, correspondendo por falhas de rejeito direcional e normal (NW - SE). O primeiro evento tectônico deve ter realçado, preferencialmente, os lineamentos NE - SW; o segundo, lineamentos de direção NW - SE e próximos, em função do fato de que as descontinuidades são mais favoráveis ao fluxo de água, alteração e erosão.

Essa interpretação implica na preexistência de famílias de juntas, na atuação da morfogênese nos dois eventos tectônicos identificados e na evolução da rede de drenagem, fundamentalmente, ao longo das direções, em torno de E - W, NE - SW e NW - SE, desempenham um papel importante na preservação e destruição dos depósitos cenozóicos da região e na escultura da paisagem.

CAPÍTULO 5- MORFOTECTÔNICA E A EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

Para a elaboração da análise morfotectônica da área foram necessárias as integrações de dados geomorfológicos (relevo e drenagem), estruturas representadas por juntas e falhas, distribuição dos registros sedimentares pelo neoceno-zóico e condicionada pela atuação tectônica cenozóica e recente em ambiente intraplaca vinculados a processos de soerguimento, subsidência e basculamentos.

A tectônica do Mesozóico - Cenozóico participou efetivamente na modelagem das formas de relevo na região, promovendo mudanças na paisagem como no desenvolvimento de escarpas e no rearranjo da rede de drenagem.

Assim, são vários os indícios da atuação da atividade tectônica cenozóica na área, registrados pelo forte controle na configuração da rede de drenagem, escultura do relevo e a distribuição das *coberturas neoceno-zóicas*, com significativa transformação na paisagem ao longo do Quaternário.

A principal feição tectônica que dita tais movimentações é representada pelas descontinuidades, sendo que parte delas é reativada, como já indicado por HASUI, 1990.

A área estudada é dividida em dois blocos morfotectônicos I e II, limitadas por zonas de transcorrência dextral de direção E - W.

- **BLOCO I** - é seccionado por feixes de descontinuidades de direções E - W, NW - SE, N - S e NE - SW.
- **BLOCO II** - apresenta uma geometria complexa, seccionada por descontinuidade de direções E - W, NW - SE e N - S posicionadas na porção central; as direções NE - SW localizam-se a nordeste da área.

Ao binário transcorrente dextral E - W associam-se falhas do tipo normal de direção NW - SE, vinculadas ao regime transcorrente (transtensão), influenciando na morfologia do relevo e na sedimentação.

As principais características morfotectônicas dos **BLOCOS I e II** são as seguintes:

- **BLOCO I**

- São desenvolvidas falhas normais (transtensão), de direção NW - SE, mergulhando para sudoeste; acompanhadas pela sedimentação neoceno-zóica, cortadas por descontinuidades de direções E - W, N - S e NE - SW, e amplamente distribuídas pela área;
- limitado por uma zona de transcorrência de direção E - W (neotectônica), associado a um binário do tipo dextral, formando uma das principais feições morfotectônicas (Depressão de São Pedro);

- **BLOCO II**

- São desenvolvidas falhas do tipo normal (transtensão) de direção principal NW - SE, com mergulhos para nordeste e sudoeste, formando uma das principais feições morfotectônica da área estudada, a “Depressão de Campo Alegre”, apresenta abatimento em torno de 100 m das elevações circundantes como as serras do Cuscuzeiro, Itaqueri e São Carlos.
- Limitado por uma zona de transcorrência dextral de direção E - W (neotectônica).

Para ambos os blocos, as principais feições morfotectônicas são aquelas ligadas à escarpamento (principal e secundário), meandro abandonado, *shutter ridge*, *offsets*, cones de dejeção antigo e recente, cotovelos, capturas de drenagem, dentre outras.

Os indicadores cinemáticos fornecidos pela análise estrutural das descontinuidades permitiram deduzir os eixos de tensão da área, que se caracterizam pela atuação de compressão σ_1 - NW - SE e distensão σ_3 - NE - SW.

Foi explorado o Modelo de RIEDEL para avançar nas interpretações do quadro morfotectônico da área.

Na área são reconhecidas famílias de juntas que se formam e desenvolvem em função dos esforços de compressão e distensão associados a um binário promovendo deformação não-coaxial. As fraturas são designadas como R, R', T, X, P, Y ou D.

As fraturas do tipo T caracterizam por partição; R e R' são de cisalhamento, respectivamente, sintética e antitética, formando um conjunto de aproximadamente 60°, e simétrico em relação T. P é uma fratura simétrica a R em relação à direção do cisalhamento envolvendo movimentos coerentes com o binário (sintética secundária). A fratura de cisalhamento X comporta-se como uma sintética secundária, fazendo ângulo de 90° com o binário, enquanto Y ou D desenvolve-se paralelamente ao binário.

As fraturas R, P, X, Y desenvolvem movimentos segundo a movimentação do binário e, R' tem movimentação contrária, conforme a **FIGURA 5.1**. Cabe lembrar que a deformação não-coaxial promove rotação e que os elementos gerados num momento são gerados no seguinte; com isso, as relações angulares se modificam e também fraturas T podem evoluir para falhas.

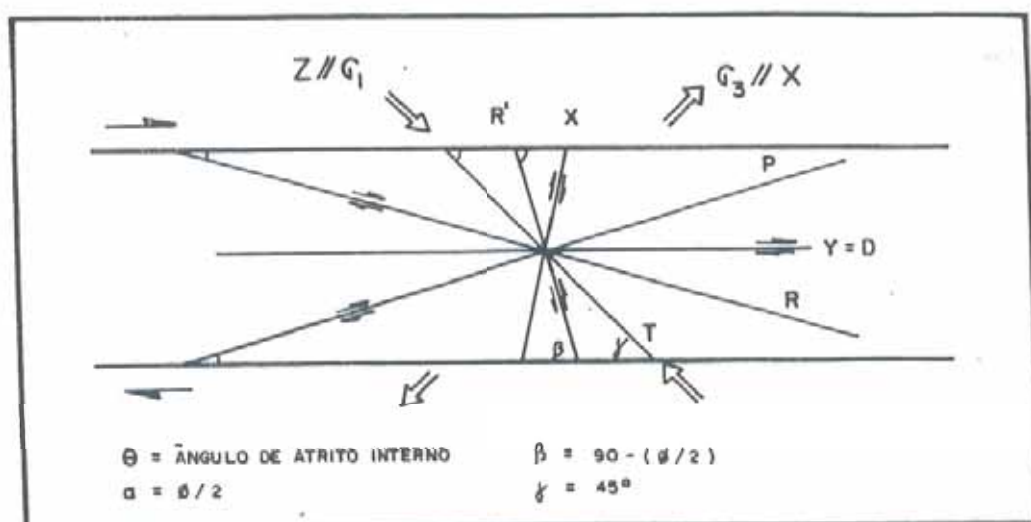
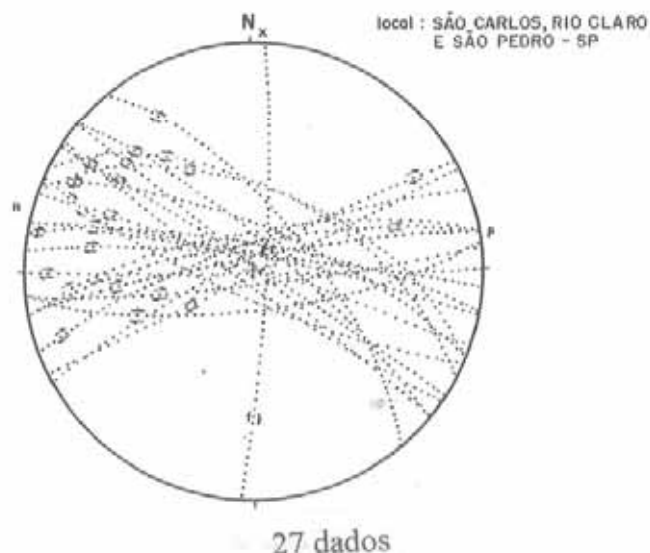


FIGURA 5.1- Descontinuidades associadas a uma deformação não-coaxial sintéticas R, P, X, Y ou D, antitética R' e de extensão T, para ângulos de atrito interno de 30° - σ_1 e σ_3 são eixos dinâmicos no instante de deformação. Modelo de RIEDEL, (*apud* HASUI & MIOTO 1992).

Para as falhas do tipo dextral são identificadas fraturas como R, X e P e as sinistrais apresentam predominância R'. As relações angulares são mensuradas e ajustadas a um elipsóide de deformação, assinalando as direções de compressão e distensão, com seus movimentos sintéticos e antitéticos conjugados (**FIGURA 5.2**).

Assim o padrão de falhas é dado por famílias de inclinações altas dos tipos RIEDEL (R) e sua conjugada (R') e secundárias (P, X). As fraturas T são de extensão sendo absorvidos os movimentos e transformados em falhas. Essas falhas apresentam indicação de movimentação oblíqua. A componente normal pode ser observada pela sedimentação expressiva de direções aproximadas de N - S e NW - SE, demonstradas pelas planícies tanto na Depressão Periférica Paulista como do Planalto de Campo Alegre, descontinuidades do tipo T e R' associada à transcorrência.

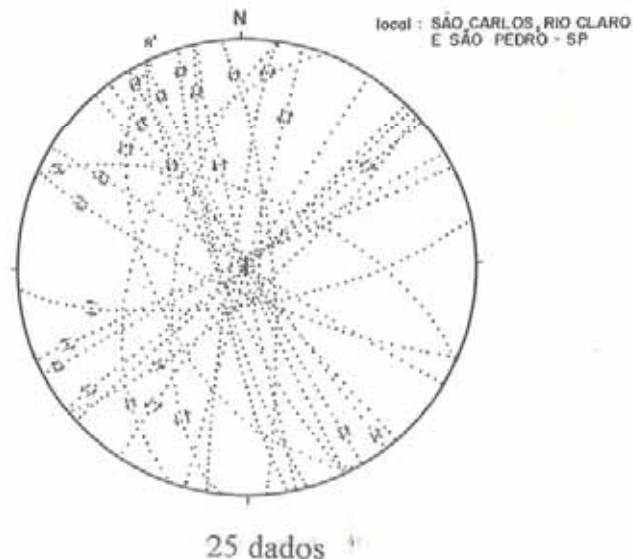
DIAGRAMA SCHMIDT - LAMBERT
SEMI - ESFERA INFERIOR



A - Falhamentos dextrais (R, X, P)

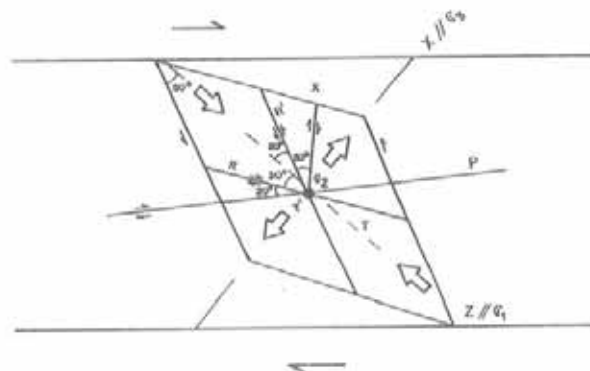
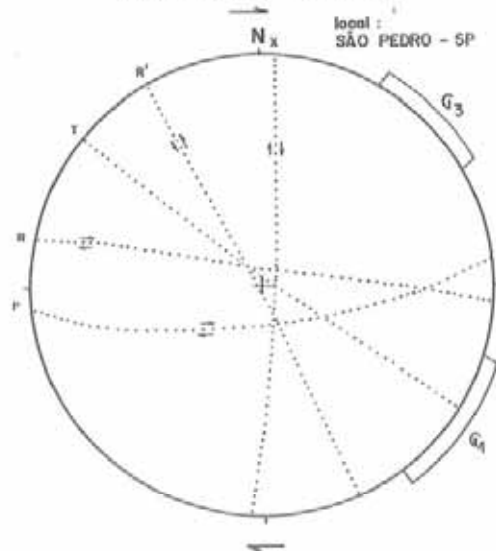
Obs.: Ocorreu Sobreposição de Projeção em um dos Planos Traçados.

DIAGRAMA SCHMIDT - LAMBERT
SEMI - ESFERA INFERIOR



B - Falhamentos sinistrais (sistema R')

DIAGRAMA SCHMIDT - STRESSAN
SEMI - ESFERA INFERIOR



Observam-se movimentos sintéticos e antitéticos conjugados da área de estudo.

O plano principal de cisalhamento deve orientar-se próximo à direção E - W.

DES GILBERTO DIENRIQUE.

FIGURA 5.2-Projeção ciclográfica de falhamentos transcorrentes da área estudada, associada ao Modelo de RIEDEL.

O esboço morfotectônico das Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba (Blocos I e II) pode ser sistematizado como segue:

- A- Os feixes de descontinuidades com direção E-W correspondem a falhas transcorrentes do tipo dextral como movimentação oblíqua, constituindo binários principais presentes na Depressão Periférica Paulista.
- B- As falhas normais de direção NW - SE estão associadas às transcorrências, formando uma geometria do tipo transtensiva Possibilitando a sedimentação dos depósitos neoceno-zóicos: Qci- Coberturas Superficiais Associadas, serras de São Pedro e Itaqueri e Qsr- Formação Santa Rita do Passa Quatro- Depressão de Campo Alegre e adjacências. As inversas estão relacionadas a transpressão;
- C- As transcorrentes dextrais são dos tipos P, X e R (sintética), ambas são de cisalhamento; as T são do tipo de extensão de acordo com o Modelo de RIEDEL.

5.2- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA NO MESOZÓICO-CENOZÓICO

A evolução tectônica da área estudada pode ser interpretada por um regime tectônico transcorrente dextral de direção E - W (atual).

As falhas de rejeito direcional são as mais jovens da região, uma vez que seccionam os sedimentos cenozóicos e coluvionares. Já as falhas normais de direção NE - SW, podem parcialmente estar associadas às estruturas preexistentes das rochas do substrato paleozóico-mesozóico, indicando atuação de um regime distensivo- σ_1 subvertical, σ_2 NE - SW, σ_3 NW - SE, pré-atual.

O efeito do tensor de tensão neotectônico aproveita a incidência de tais descontinuidades e a nucleação de outras novas, em função do posicionamento do regime tectônico ora em rigor σ_1 NW - SE, σ_2 subvertical e σ_3 NE - SW.

Neste último caso, o transcorrente, as falhas do tipo normal estão associadas ao tensor de extensão σ_3 (subhorizontal), posicionado com direção NE - SW (ANEXO 5.1)

A junção os dados estruturais, geomorfológicos e geológicos demonstra o desenvolvimento de duas depressões: São Pedro e Campo Alegre. Caracterizadas por uma estrutura transtensiva, apresentam um formato romboidal, tipo *pull-apart*, que possibilita assim, a deposição dos depósitos neoceno-zóicos da área, representados pelas unidades de Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci).

Essas estruturas são desenvolvidas pela atuação de um regime transcorrente de direção E – W, dextral, cujos tensores estão posicionados segundo σ_1 NW - SW, σ_2 subvertical, σ_3 NE - SW. Seccionados por falhas do tipo normal com direção NW - SE, para ambos os domínios, com mergulho para SW para a Depressão de São Pedro e Depressão de Campo Alegre mergulhos variam para NE e SW.

Assim, as falhas de rejeito direcional decorrem de movimentação transcorrente neotectônica com aproveitamento das superfícies preexistentes. Essas características estruturais são indicadoras da tectônica ressurgente na área, que influenciam diretamente na sedimentação neoceno-zóica e na morfogênese que atuam de modo decisivo no modelado das formas de relevo.

Portanto, pode-se reconhecer que a evolução tectônica da área estudada envolveu um episódio extensional relacionado à reativação Sul-Atlântica e, depois, outro transcorrente relacionado à Rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

CONCLUSÕES

A partir dos estudos realizados nas adjacências de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba (SP), fica evidenciada a importância do correlacionamento dos depósitos sedimentares neoceno-zóicos e da morfotectônica no entendimento da origem e evolução das formas de relevo, fortemente influenciadas pelo neotectonismo.

As unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná são representadas na área pelas formações Itararé, Tatui, Irati, Corumbatai, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral, Itaqueri e Rio Claro. Essas formações compõem o substrato, onde foram depositados os sedimentos das unidades Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci). As principais estruturas tectônicas que seccionam tais sequências são marcadas por juntas e falhas.

Os levantamentos de descontinuidades são marcados por falhas e juntas (verticais e subverticais), cuja mensuração permitiu delimitar as principais famílias, de direções em torno de NW - SE, E - W, NE - SW, N - S, sendo as duas primeiras, as mais proeminentes.

A partir dos levantamentos, identificaram-se dois eventos tectônicos para a área, o primeiro relacionado a uma tectônica distensiva (pré-atual) e o segundo transcorrente (atual - Neotectônica).

O regime distensivo (pré-atual) vincula-se a sedimentação da coberturas terciárias. As falhas de rejeito direcional são decorrentes de movimentação transcorrente neotectônica, atual, ligada a rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

O regime transcorrente reconhecido na região afeta, inclusive, depósitos coluvionares modernos.

Ambos os regimes reativaram descontinuidades preexistentes, evidenciando seu caráter ressurgente na área.

A região estudada é dividida em dois blocos morfotectônicos I e II, delimitada por duas zonas de falhas transcorrentes dextrais de direção E - W. As principais feições estruturais da área são marcadas por falhas normais de direção NW - SE, com mergulhos ora para nordeste ora para sudoeste (transtensiva), falhas transcorrentes dextrais de direção E - W e falhas transcorrentes sinistrais de direção aproximadamente N - S e falhas inversas de direção NE - SW (transpressão).

A distribuição das coberturas neoceno-zóicas, a rede de drenagem e a escultura das formas de relevo apresentam forte controle por estas descontinuidades estruturais e pelos dois eventos tectônicos, associados a basculamentos e a abatimentos blocos.

As coberturas neocenoicas dessa região estão representadas pelas unidades Santa Rita do Passa Quatro (Qrs) e Coberturas Superficiais Associadas (Qci), cujas características são as seguintes:

- a- Pacotes conglomeráticos basais (bordas das escarpas) e areno-argilosos superiores (parte central da Depressão de Campo Alegre e adjacências de São Pedro); associados a processos de fluxos de detritos com fluxo aquoso livre localizado.
- b- A sedimentação neocenoica ocorreu amplamente em toda região tanto no reverso da cuesta basáltica como na Depressão Periférica, onde suas variações faciológicas, em seu pacote, estão relacionadas com a área fonte. A idade para essas unidades é referida como pertencente ao Pleistoceno, indicado por PENTEADO (1968).
- c- A participação da neotectônica é efetiva na sua sedimentação desde a sua origem e evolução, promovendo: elevação na área fonte e na taxa relativa de subsidência definindo, assim, as depressões de São Pedro e Campo Alegre, e determinando a geometria do depósitos e as variações granulométricas, com suas respectivas fácies sedimentares conglomerática e a areno-argilosa;
- d- Ocupam quatro níveis geomorfológicos distintos, distribuindo-se de forma descontínua desde os topos dos interflúvios até as encostas através de degraus estruturais e litológicos, controlados pelos principais lineamentos de direções E - W, NW - SE, NE - SW e N - S.
- e- Clima do tipo semi-úmido deve ter participado na sedimentação e conservação dessa unidade. O seu desmantelamento (erosão e entalhamento) associa-se às condições mais úmidas, sendo assim submetida à variações paleoclimáticas do Quaternário e a estruturação da rede drenagem pós-deposição.

Assim, as variações faciológicas das unidades Santa Rita do Passa Quatro (Qsr) e Coberturas superficiais Associadas (Qci) ocorrem em função do papel desempenhado pela tectônica ressurgente (soerguimento e abatimentos de blocos) e o tipo do material da área fonte.

Esses lineamentos impõem *landforms tectonics* sendo indicados por basculamentos, abatimentos, escarpamentos, facetas triangulares e trapezoidais, meandros abandonados, boçorocamento, capturas, migrações laterais, assimetria de vale, cotovelos, terraços assimétricos, *barbed e shutter ridge*, relacionada à atividade neotectônica, em função da rotação da placa Sul-Americana para oeste.

7- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. - Regiões de circundesnudação pós cretácea, no planalto brasileiro. Boletim Paulista de Geografia, n. 1, p.3-21, 1949.
- AB'SABER, A. N. - Tipos de rebordos de planaltos basálticos no Brasil. Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae" da Univ. Católica de São Paulo, São Paulo, 1962/63.
- AB'SABER, A. N. - A Geomorfologia do Estado de São Paulo - Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante. Rio de Janeiro: IBGE-CNG, 1954, p.1-92.
- AB'SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço do quaternário. Geomorfologia, n.18 São Paulo. Instituto de Geografia. Universidade de São Paulo. 1969. p 1-23.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. p.241 (Boletim).1.967.
- ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, n.º 143, p.1-96, 1953.
- ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28, 1969, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1969, p.24-46.
- ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo: IGG, 1.964. p.169-263. (Boletim, 41).
- ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas... São Paulo: SBG, 1981. v.1, p.1-20.
- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brasil. Anais Acad. Bras. Cienc., v.48 (Supl.): 15-26, 1976.
- AMARAL, I.C. do; e SOUZA, H.C.A. de. Prospecção Geofísica em São Paulo. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1936 (Boletim, 10).
- ANDRADE, S.M., SOARES, P. C. Geologia de Semi-detelhe do Centro-Leste do Estado de São Paulo. Ponta Grossa: Petrobras, 1971. 407p. (Relatório interno, DESUL).
- ANGELIER, J. Determination of the mean principal stress from a given fault population. Tectonophcis., v.56, p.17-26, 1979.
- ANGELIER, J. Fault analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P.L. (Ed.) Continental deformation. Pregamon Press, 1994. p.53-100.

- ANGELIER, J., MECHLER, P. Sur une méthode également utilisable en tectonique et en séismologie; la méthode des diédres droits. Bull.Soc.Géol. de France,v.7,n.1p.139-18, 1977.
- ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin. Société Géologique France, n 11, p. 729-737, 1969.
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A. Pesquisa de petróleo na bacia do Rio Corumbatai, Estado de São Paulo. Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia, n.171, p.1-40, 1958.
- BARRETO, M.M.R. Geomorfologia da área de São Pedro, SP. Notícia Geomorfológica. Campinas, v. 10, nº 10, p47-61, 1970.
- BASCHENINA, N. V. *et al.* Methods of morphostrutural analysis. Geomorphological mapping. In: UGL, Manual of Detailed Geomorphological Mapping-Comisson on Geomorphological Survey and Mapping. Prague. p.83-89. 1972.
- BENCH, B. M. *et al.* Methods of determining the orientations of bedrock fracture systems in southwestern. Pennylvania and northern west Virginia. Report of investigations: Bureau of mines, p. 8217. 1977
- BJÖRNBERG, A. J. S. Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia. São Carlos. p.126. 1969 (Tese para o provimento do cargo de Professor Titular). Escola de Engenharia de São Carlos.
- BJÖRNBERG, A. J. S. et al. O controle tectônico da Serra Geral. Ciência e Cultura, São Paulo, v.20, nº 2, p.161, 1968.
- BJÖRNBERG, A. J. S. et al. Restos de plantas modernas em níveis elevados na região de Rio Claro- São Paulo. Boletim da Escola de Engenharia de São Carlos. Geologia v.11, p.37-57, 1964 (a).
- BJORNBERG, A. J.S. Notas sobre os depósitos modernos da região de Rio Claro- São Paulo. Boletim da Escola Engenharia de São Carlos. Geologia v.11, p.21-36, 1964 (b).
- BJÖRNBERG, A.J.S. & LANDIM, P.M.B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neoceno-zóico). Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia São Paulo, v.15, n.4,p.43-68. 1966.
- BJÖRNBERG, A.J.S. et al. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo, Anais... São Paulo: SBG, 1971. v.2, p.159-174.

- BJÖRNBERG, A.J.S. Sedimentos pós - cretácicos do leste do Estado de São Paulo. São Carlos: 1965. 132p. Tese (Livre - Docência) Escola de Engenharia de São Carlos – Universidade de São Paulo.
- BJÖRNBERG, A. J. S., GANDOLFI, N. Falhas recentes na região de São Carlos, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. V.6.p.241-243.
- BLOOM, A. L. Tectonic Landform. In: GEOMORPHOLOGY - A sistematic analysis of Late Cenozoic. New Jersey: Prentice Hall, 1987. p.28-53.
- BÓRIO, N.J. 1973. Geologia da área de São Pedro. Rio Claro: 1973. 125 p. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras.
- BRANDT NETO, M. et al. Sedimentos da Serra de Itaqueri. In: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p.63-80. (Coletânea de Trabalhos e Debates).
- BRANDT NETO, M. O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo. São Paulo: 1984.Tese (Doutorado). Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.2v.
- BULL, W. B., WALLACE, R E. Tectonic Geomorphology. Geology, n. 13, p.216, 1985
- CAETANO-CHANG, M. R. A Formação Pirambóia no Centro Leste do Estado de São Paulo. São Paulo. Rio Claro: 1997.196p.Tese de (Livre-Docência) Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista.
- CAETANO-CHANG, M. R. et al. Caracterização eólico de arenitos de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). In:SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE, 2.,1991, São Paulo. Boletim Resumos. São Paulo: SBG, 1991. p.6.
- CASTRO, P.R. M. Aspectos geotectônicos da estrutura do Pau D'Alho, Piracicaba, São Paulo. An Acad. brasileira Ciênc. (1978). 50 (4). 501-526p.
- CAVALCANTE, J.C. et al. Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Minas e Rio de Janeiro; relatório final de geologia. Brasília, DNPM / CPRM, Superintendência Regional de São Paulo, 299p il. (DNPM, série Geologia, 5. Seção Geologia Básica, 2). 1979.
- CHRISTOFOLETTI, A., QUEIROZ NETO, J. P. As formas de relevo da Serra de Santana (SP). Notícia Geomorfológica, n.6, p 12-17, 1960.
- CHRISTOFOLETTI, A., QUEIROZ NETO, J. P. Estudos geomorfológicos a respeito da Serra de Santana, SP. Boletim Paulista de Geografia n. 38, p 3-20, 1961.
- CHRISTOFOLETTI, A., QUEIROZ NETO, J. P. Notas fisiográficas sobre a área de Campo Alegre (SP). Notícia Geomorfológica, n. 9/10, p 25-31, 1962.

- CHRISTOFOLETTI, A., QUEIROZ NETO, J. P. Os derrames de basaltos da Serra de Santana. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v.12, n. 1/2, p. 65-74, 1963.
- CHRISTOFOLETTI, A., QUEIROZ NETO, J. P. Os sedimentos da Serra de Santana (SP). Separata do Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba. n. 18/20, p. 231-245, 1966.
- COOKE, R. U. Geomorphology in environmental management: an introduction. New York: Ed Oxford. Clarendon Press, 1990, p.410.
- CORDANI, U. G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Ciências, Técnica, Petróleo/PETROBRAS, 15. 1984.
- COSTA, J.B.S.et al. Tectônica Mesozóica da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS NEOTECTÔNICOS, 3, 1.991. Anais...Rio Claro: SBG, 1991, p.108-109.
- COTTAS, L.R. Estudos geológicos - geotécnicos aplicados ao planejamento urbano de Rio Claro – SP. 1983. p.171 Tese (Doutorado) Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- COTTAS, L.R., BARCELOS, J.H. Novas considerações sobre a geologia da região de Itaqueri da Serra, São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo: SBG, 1981. v.2, p70-76.
- COTTAS, L.R.; GODOY, A.M.; GERALDES, M.C. Novas considerações sobre petrográficas e estratigráficas as formações Pirambóia e Botucatu da bacia sedimentar do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia: SBG, 1986. v.1, p. 191-205.
- COTTON, C. A. Block structure. In: GEOMORPHOLOGY. Whitcombe and Tombs, 1958. p. 154-204.
- DAEMON, R. F., QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. Anais... Brasília: SBG, 1970, p.355-412.
- DAEMON, R. F., QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Anais... Brasília: SBG, 1970, p.355-412.
- DEMECK, J. Manual of detailed geomorphological mapping Prague Academie, 1972. p.344.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA-UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA-DAEE/UNESP, Mapa Geológico do Estado de São Paulo, folha Campinas:

- Escala 1:250.000. São Paulo, Convênio DAEE/UNESP. Instituto de Geociências Exatas/Rio Claro.1982.
- DUARTE, U. Geologia Ambiental da Área de São Pedro-SP-Vetor Águas Subterrâneas. São Paulo. 1980. 73p. Universidade de São Paulo.
- EMBLETON, C. Neotectonic and morphotectonic research. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Band, **63**:1-7. 1987.
- FACINCANI, E. M. *et al.* Tectonic controls on morphogenesis around São Carlos , Rio Claro and Piracicaba, São Paulo, State (Brazil). REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY: The Internacional Association of Geomorphologists (I.A.G). Rio de Janeiro.1999.p.35
- FACINCANI, E.M. *et al.* Influência das estruturas e tectônica na gênese e evolução das boçorocas na região de São Pedro, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1994.p.278-279.
- FACINCANI, E.M. Influência da estrutura e tectônica no desenvolvimento das boçorocas na região de São Pedro (SP): Proposta de reabilitação e aspectos jurídico-institucionais correlatos. Rio Claro. 1995. 124 p. Dissertação (Mestrado). Instituição de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista.
- FIORI, A. P., LANDIM, P.M.B. Estratigrafia da Formação Aquidauana, Grupo Tubarão, do Sudeste do Estado de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.52, n.1, p.109-124.
- FLORENCE, G., PACHECO, J. Carta Geológica do Estado de São Paulo, Brasil. São Paulo: Comissão Geográfica Geológica, 1927. escala 1:200.000.
- FREITAS, R. O. de Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil – Revista Brasileira de Geografia – v.13, n. 2, p. 171-222, 1951 (a).
- FREITAS, R. O. Ensaio sobre a Tectônica moderna no Brasil – Boletim n.º 130, Geologia n.º6, p.120, 1951(b).
- FREITAS, R. O. Geomorfogênese da Ilha de São Sebastião. Boletim da Associação dos Geógrafos do Brasil. v. 4 n.4, p. 16-30, 1944.
- FREITAS, R. O. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru, SP. boletim 194. Geologia n.º14, 185p. 1955.
- FULFARO, V. J. & BARCELOS, J. H. Movimentações verticais e a evolução da Depressão Periférica Paulista e escarpas da Serra Geral em São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro,1989. Boletim de Resumos...Rio de Janeiro, 1989. p. 109 a 110.

- FULFARO, V.J. & SUGUIO, K. O Cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG, 1974. v.3, p.91-101.
- FULFARO, V.J. A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "trend surface analysis" Publ. Escola Engenharia de São Carlos, Geologia v.14, p.1-112, 1971.
- FULFARO, V.J. Movimentações verticais e a evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo. Rio Claro: Projeto de Pesquisa CNPq – UNESP, 1990. 9 p. (Relat. Ativ. Parcial- processo 306.393/88-3).
- FULFARO, V.J. O Cenozóico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. Atas... São Paulo: SBG-Núcleo de São Paulo, 1979, v.1, p.231-241.
- FULFARO, V.J., BARCELOS, J.H. Movimentação verticais e a evolução da Depressão Periférica e escarpa da Serra Geral em São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, 1989. p.109-110.
- FULFARO, V.J., SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (neo-cenozóica) e seu ambiente de deposição. Boletim Instituto Geográfico e Geológico, v.20, p.45-60, 1968.
- FULFARO, V.J.; LADIM, P.M.B.; ELLERT, N. A tectônica das serras de Santana e São Pedro (Serra Geral). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais... Curitiba: SBG, 1967. p. 198-205.
- GAMA, E. Jr. *et al.* Sistemas deposicionais do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati: um modelo geomórfico). Revista Brasileira Geociências, v.9, n.1, p.1-16, 1979.
- GERASIMOV, I., MESCERJAKOV, J.A. Morphostruture. In: FAIRBRIDGE, R.W., (ed.). The Encyclopedia of Geomorphology. New York: Reinhold Bood, 1968. p. 731-732.
- GERBOVA, V. G., TIKHOMIROV, V.V. Russian school contribution to the birth and development of Neotectonics. Geol. Runds., v.71, p.513-8, 1982.
- GIMENEZ, N. L. B. Estudo Petrográfico dos Arenitos da Formação Tatui no Estado de São Paulo. São Paulo. Rio Claro. 1996. 114p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas- Universidade Estadual Paulista.
- GONÇALVES, N. M. M. Estudos dos Materiais Superficiais da Região de Ribeirão Preto-SP e suas Relações com Elementos Morfológicos da Paisagem. São Paulo. 1978. p.177. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo.

- GONTIJO, A. H. F. Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Rio Claro. 1999. p.259. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas- Universidade Estadual Paulista.
- GUIMARÃES, D. Quadro crono-geológico do Brasil. Engenharia, Mineração e Metalurgia, v.1, n. 2, Rio de Janeiro.1936.
- GUTMANS, N. Tectônica da Bacia do Paraná. Engenharia, Mineração e Metalurgia, Vol. XIV, n.80-Brasil, p.47-50. 1949.
- HACHIRO, J. Litotipos, Associações Faciológicas e Sistemas Depositionais da Formação Irati, no Estado de São Paulo. São Paulo. 1991.p.175. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M; MATOS, .L.F. O caráter cronoestratigráfico da unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. Bol. Resumos... Rio Claro, SBG-UNESP, 1993. p.62-63.
- HANCOCK, P. L., WILLIAMS, G.D. Neotectonics. Journal. Geological. Society. London, v. 143, p.325-6, 1986.
- HARALYI, N. L. E & HASUI, Y Interpretation of gravity and magnetic data, central and eastern Brazil. In W. J. HINZE et al. (Ed.)- The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1982b. p. 124-131.
- HARALYI, N.L.E et al. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica SBG/MG, Belo Horizonte. Boletim Especial. 71-93. 1985.
- HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32 Salvador, 1982 (a). Anais ... Salvador, SBG, v.1, p.374-385.
- HARTT, C. F. Geology and pysical geography of Brazil. Huntington: Krieger. 1870. p.620.
- HASUI ,Y. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, 1998. v.1, p.78.
- HASUI, Y , PONÇANO,W. L. Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. Anais ...São Paulo, ABGE, V.1, p.331-338.
- HASUI, Y et al. Aspectos fundamentais na formação de boçorocas na região de São Pedro (SP). Geociências, v.14, n.2, p. 59-76, 1995.
- HASUI, Y *et al.* Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo: IPT, 1982.(Relatório Técnico, Nº 27394).

- HASUI, Y *et al.* Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. São Paulo. 1989. Relatório Técnico n. 27394.
- HASUI, Y. Neotectônica aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil, In: WORKSHOP SOBRE TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1. 1990, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG-MG, 1990. P. 1-31 (Boletim 11).
- HASUI, Y., ALMEIDA, M.A. Aspectos estruturais na Geomorfologia da área pré cambriana de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais... Recife: SBG, 1978. v.1, p.360-7.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. Anais... Belém : SBG, 1996. v.1, p.20.
- HASUI, Y., MIOTO, J.A. Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo: ABGE, 1992. p.261
- HASUI, Y. et al. Aspectos estruturais e Neotectônicos na formação de Boçorocas na região de São Pedro, SP. Geociências. São Paulo, v.14, n.2, p.59-76, 1995.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A Summation: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 51, p 2246-59, 1967.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Manuais Técnicos em Geociências nº 5: Manual Técnico de Geomorfologia. Rio de Janeiro 1. 1995. p 111.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO Geologia, tectônica e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. São Paulo: 1981. 170 p. (Relatório, 1511).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. São Paulo: 1981, v.2, p.126 (Monografias, 6).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. 1:500.000. São Paulo: v.2 p. (Monografias, 5). 1981
- JAIN, V. E. Geotectônica General. Moscou: MIR, 1980, p.357.
- KELLER, E., PINTER, N. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338p
- KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de geografia v. 18, n. 2, p. 14-265, 1956.

- LANDIM, P.M. B. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Rio Claro: 1967. 98p. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia de Ciências e Letras.
- LEINZ, V. Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos do sul do Brasil, Boletim USP, Geologia. v.105, n.5. São Paulo. 1949.
- LIMA, C. C. *et al.* O Grupos Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramento, estrutura pré barreiras e neotectônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. 1990. Anais... Natal: SBG, 1990. v.2, p.607-620.
- LIMA, C.C. Expressions topophrafiques et struturales de la compression généralisée de la plaque sud-américaine. France:1999.350 p. Tese (Doutorado). Univesite. Rennes.
- LIMA, C.C. Expressões topográficas e estruturais da compressão atuante na Placa Sul-Americana. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. 1.998. Anais...Belo Horizonte, SBG. 1998, v.1. p. 79.
- LINDENBECK C. ; ULMER H. Entwicklung und anwendung von computerprogrammen zur visualisierun geologischer strukturen und prozesse. Freiburger: geowissenschaftliche Beiträge. 1995.220p
- LIU, C.C. Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação no Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, 1984. 157p. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MAGALHÃES, F.S. et al. Análise estrutural do maciço rochoso da barragem de Porto Primavera. In: HASUI, Y., MIOTO, J.A. Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo: ABGE, 1992.p.297-312.
- MAGALHÃES, F.S.; HASUI, Y. Campo de Tensão. Parte I: Aspectos Gerais. Geociências, São Paulo, 18 (1): 69-83. 1999.
- MAGALHÃES, F.S.; HASUI, Y. Campos de Tensão. Parte II: obtenção por análise de falhas e determinação in situ em quatros áreas. Geociências, São Paulo. 18 (1): 85-127.1999.
- MANSPEIZER, W. The dead sea rift: impact of climate and tectonism on Pleistocene and Holocene Sedimentation.In: STRIKE-SLIP Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Based on a Symposium Sponsored by the Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Tulsa: Society Economic Paleontologists and Mineralogists, 1985. p.143-158. (Special Publications nº 37).
- MARTONE, E. Abruptos de falha e caturas recentes: A Serra do Mar de Santos e a “Espinouse”. Boletim Geográfico. Rio de Janeiro, n.83, p. 1283-1287, 1950.
- MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Rev. Bras. De Geografia, v 5,n.4, p.523-550. 1943.

- MARTONE, E. Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. *Annale Géographie*, Paris, v 49, n.277, p.1-27; n.278/279, p.106-129. 1940
- MASSOLI, M. Geologia da Folha de Piraçununga, SP. *Rev. IG.* v 4, n 1/2, p 25-51. 1.983.
- MASSOLI, M. Geologia da Folha de Santa Rita do Passa Quatro. *Rev. IG.* v1, n.1. p. 7-14. 1980
- MASSOLI, M. Geologia do Município de Santa Rita do Passa Quatro, S.P. *Rev. IG.* v2, n.2, p.35-45. 1981.
- MELLO, C.L. Sedimentação e tectônica cenozóica no médio Vale do Rio Doce (MG, Sudoeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de Lagos. São Paulo:1997.275p. Tese de (Doutorado).Universidade de São Paulo.
- MELO, M. S. *et al.* Coberturas colúvio-eluviais neocenozóicas no centro do Estado de São Paulo- Redefinição da Formação Santa Rita do Passa Quatro. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO E REUNIÃO SOBRE O QUTERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL, 6, Curitiba,1997. Anais... Curitiba: ABEQUA, 1997, p.199-203.
- MELO, M. S., COIMBRA, A, M., CUCHIERATO,G. Sedimentação associada aos níveis planáticos da porção centro-leste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO E REUNIÃO SOBRE O QUTERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL, 6, Curitiba,1997. Anais... Curitiba: ABEQUA, 1997, p.204-207.
- MELO, M.S. A. Formação Rio Claro e Depósitos Associados: Sedimentação Neocenozóica na Depressão Periférica. São Paulo: 1995. 144p. Tese (Doutorado) Universidade de São Paulo.
- MELO, M.S.& PONÇANO, W. L. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. São Paulo: IPT, 1983. 140p. (IPT, Publicação Relatório, 16 869).
- MENDES, J.C. Formação Corumbataí na região do Rio Corumbataí, estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios. Boletim Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. GEOLOGIA. São Paulo, v.145, n. 8, p.1-119, 1952
- MERCIER, J.L. La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Um exemple: l'arc Égéen (Méditerranée Orientale). Révue de Géographie. Physique et Géologie Dynamique. v.18, p.323-346, 1.976.
- MESCHERIKOV, Y. A. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.) Enciclopédia of Geomorphology. New York: Reinhold, 1968.p.768-73.

- MEZZALIRA, S. Descrição geológica e geográfica das Folhas Piracicaba e São Carlos. SP. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, nº 43, 1965.
- MEZZALIRA, S. Notas preliminares sobre as recentes descobertas paleontológicas no Estado de São Paulo, no período de 1.958/59. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, (27).
- MEZZALIRA, S. Novas ocorrências de camadas marinhas Permo-Carboníferas no Estado de São Paulo. Boletim SBG, São Paulo, v. 5, p 61-69, 1956.
- MEZZALIRA, S. Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo. Boletim do Instituto Geológico e Geográfico. v.15, p. 73-94, 1961/62.
- MEZZALIRA, S. Ocorrências fossilíferas novas na série Passa Dois na região de Limeira, Rio Claro e Piracicaba São Paulo , Boletim do Instituto Geológico e Geográfico. v. 6, n.2, p. 37-58, 1957.
- MIALL, A. D. Principles of Sedimentation Basin Analysis. 2. ed. New York: Springer-Verlag.1981. p. 668.
- MIALL, A.D. Architecture-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.Earth-Sci. Rev. v 22, n.4, 1985. p.261-308.
- MIALL, A.D. Sedimentation and tectonics in alluvial basin with examples from North American. Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, 23 p. 1990.
- MIOTO, J. A . Sismicidade e Zonas Sismogênicas do Brasil. Rio Claro. 1993. p.276. Tese (Doutorado). Universidade Estadual Paulista.
- MODENESI, M.C. Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu-Salto, SP. Rev. Bras. Geoc. v.4, n.4, p.228-246. 1974.
- MORAES REGO, L.F. de. – Notas sobre Geomorfologia de São Paulo, e sua gênese. São Paulo: Inst.Astron. e Geog., 1932. 28p.
- MÖRNER, N. A. Neotectonics, the New Global Tectonic Regime During the Last 3 Ma and the initiation of Ice Ages. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.65 (Suplemento 2), 1993.
- MÖRNER, N.A. Neotectonics and Structural Geology; general introduction. Bull. INQUA Neotectonics Commission, n.13,p.87, 1990.
- NEVES, M. A. et al. Características estruturais das coberturas sedimentares da região de Jundiá. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte.1998. Anais...Belo Horizonte: S.B.G. 1998, v.1. p73.
- NIELSEN, T. H., MCLAUGHLIN, R.J. Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the hornelen strike-slip basin of Norway and the ridge and little sulphur creek strike-slip basin of California. In: STRIKE-SLIP deformation, basin formation, and

- sedimentation. Basead on a Symposium Sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa: Society Economic Paleontologists and Mineralogy, 1985. p. 78-103 (Special Publication, 37).
- O'LEARY, D.W. *et al.* Lineament linear lineation: some proposed new standars for terms. Geol. Soc. Am. Bull. New York, v.87,n.10, p.1463, 1976.
- OKA-FIORI, O. Contribuição ao estudo das formações superficiais das quadriculas de Piracicaba e São Pedro, SP. Rio Claro: 1980. 121p Dissertação de (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H.– Geologia do Brasil. 2 ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 1943. 813 p.
- OPPENHEIM, V. & MALAMPHY, M.C. Notas sobre a tectônica da área São Pedro-Xarqueada. Avulso, Serv. Fomento Prod. Min., Agric., n.7, 1936. 12p.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of American Bulletin. v.96 p.504-515, 1985.
- PANIZZA, M. et al. Neotectonic research in applied geomorphological studes. Zeitschrift fur Geomorphologie. N.F. Suppl. Bd., Berlin, 173-211. 1987.
- PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. Nova Terra, v.1, n.3, p.233-235, 1989.
- PENCK, W. Morphological Analysis of Land Forms: A constribution to physical geology. London: Macmillan, 1953. p.429.
- PENTEADO, M. M. 1976. Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Paulista. São Paulo: 1976. 86p. Tese (Doutorado) Instituto de Geografia - Universidade de São Paulo.(Séries Teses e Monografias nº 22).
- PENTEADO, M. M. Implicações tectônicas na gênese das cuestas da Bacia de Rio Claro (SP). Notícias Geomorfológica. Campinas, v. 8, n. 15, p.19-41. 1968.
- PEREIRA, N. A .M.; LANDIM, P.M.B. Determinação de poleocorrentes em cascalheiras da Formação Rio Claro (Neoceno-zóico). Rev. Bras. Geoc., v.5, n.2, p.71-77. 1975.
- PERINOTTO, J. A. J. Análise estratigráfica dos Grupos Rio Ivai (O-S), Paraná (D) e Aquidauana (C-P)- Bacia Sedimentar do Paraná – no Centro-Oeste Brasileiro. Rio Claro. 1997.p.105. Tese (Livre Docência) Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista.
- PHILLIPS L.F. SCHUMM, S. A. Effect of regional slope on drainage net works. Geology, v. 15, p.813-816, 1987.

- PIRES NETO, A. G. As abordagens sintético-histórica e analítico-dinâmica, uma proposição metodológica para a geomorfologia. São Paulo: 1991.p.302. Tese (Doutorado) Departamento de Geografia-Universidade de São Paulo.
- PIRES NETO, A. G. Estudo Morfoectônico das bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari, Jundiaí e áreas adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica. Rio Claro: Instituto de Geociências, 1996. 70p (Projeto Nº 150011/94-96).
- PONÇANO, W. L., ALMEIDA, F.F.M. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. Cadernos da IG/UNICAMP, v.3, n. 1, p. 55-90, 1993.
- PONÇANO, W.L. 1981. As coberturas cenozóicas. In: ALMEIDA, F.F.M. et al. Mapa geológico do Estado de São Paulo; 1:500.000, texto. São Paulo: IPT. v.1, p.82-96 (IPT, Publicação 1184 - Série Monografias,6).
- PONÇANO, W.L. et al. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador: SBG, 1982. v.4, p.1339-1350.
- QUEIROZ NETO, J. P. Notas preliminares sobre a geologia e estrutura da Serra de Santana, Estado de São Paulo. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. v.9, n. 2, p. 11-23, 1960
- QUEIROZ NETO, J.P. & JOURNAUX, A. (coords.) Carta geomorfológica de São Pedro, SP. Sedimentol. Pedol., São Paulo. Inst. Geogr. USP, n.12, p.1-33, 1978.
- RANZANI, G.; PENTEADO, M.M.; SILVEIRA, J.D. Concreções ferruginosas, paleossolos e a superfície de cimeira do Planalto Ocidental Paulista. Geomorfologia, n.31, p. 1-28, 1972.
- READING, H. G. Characteristics and recognition of strike-slip fault system. In: BALLANCE, P. F., READING, H. G. Sedimentation in oblique-slip mobile zone. Oxford: Backwell Scientific, 1980. p.7-26.
- RICCOMINI, C. Estilos estruturais da região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. Boletim Instituto de Geociências, São Paulo, nº 12, p 93, 1992.
- RICCOMINI, C. et al. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. Anais Academia Brasileira Ciências, v.64, 1992. p.210.
- RICCOMINI, C. et al. Evidências de neotectonismo no vale do Rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991 SÃO PAULO. Atas... São Paulo:SBG, 1991. p 27-28.

- RICCOMINI, C. *et al.* Tectônica e sedimentação no Sistema rifts continentais da Serra do Mar (Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO RIO DE JANEIRO E ESPÍRITO SANTO, 1, 1987, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG. 1987. p 253-298.
- RICCOMINI, C. O rift continental do sudeste do Brasil. São Paulo: 1989.256p. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI, C. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pos-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. São Paulo. 1995.100p (Concurso para obtenção do título de Livre Docente). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ROSADA JÚNIOR, J. Caracterização petrográfica dos arenitos conglomeráticos do topo da Formação Pirambóia. Rio Claro, 1997, p.16. (Trabalho de Iniciação Científica apresentado ao Departamento de Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP-Rio Claro).
- ROSS, J. L. S., MOROZ, I.C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, Escala 1:500.000. USP. v I e II. p. 64. 1997.
- SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte: 1991. Tese (Professor Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. Revista de Geociências-Geonomos, v.1, p. 1-15, 1993.
- SAADI, A. Um rift neo-cenozóico na região de São João Del Rei-MG, borda sul do craton do São Francisco. In: WORKSHOP SOBRE TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1. 1990, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG-MG, 1990. p.63-80 (Boletim 11).
- SAADI, A. VALADÃO, R. C. Eventos tectono-sedimentares na bacia neo-cenozóica do Rios das Mortes (Região de São João Del Rei- MG). In: WORKSHOP SOBRE TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1. 1990, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG-MG, 1990. P.81-99 (Boletim 11).
- SABINS, Jr., F. F. Remote Sensig principles and interpretation. São Francisco: W. H.Freeman, 1.978. p 426.
- SALAMUNI, E. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Rio Claro: 1999. Tese de (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas-Universidade Estadual Paulista.

- SANTOS, M. Serra da Mantiqueira e o Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. Rio Claro: 1999.134p. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas-Universidade Estadual Paulista.v.2
- SCHNEIDER, R.L. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG/RS, 1974, p.41-65.
- SCHOBBERNHAUS, C. & CAMPOS, D. A A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: C. Schobbernhaus et al. (coordenadores). Geologia do Brasil, p. 9-53. DNPM, Brasília. 1984.
- SCHUMM, S. A. Alluvial river responde to active tectonics. Active Tectonic. Studies in geophysics. National Academy Press, 1986. p.80-94.
- SCHWARTZ, D. P., COPPERSMITH, K. J. Fault behavior and characteristic earthquake: example from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. Journal. of Geophysics. Research, v. 89, nº B7, p. 5681-5698. 1984.
- SENA COSTA, J. B.; HASUI, Y; PINHEIRO, R.V. L. Bacias Sedimentares: Aspectos gerais da geometria, desenvolvimento, preenchimento e inversão. Editora Universitária da Universidade Federal do Para. Belém. PA. 1992. p116.
- SETZER, J. Possibilidades de recuperação do campo- cerrado. Revista Brasileira de Geografia v. 18, n. 4, 1956.
- SILVA, C.L. Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Mogi-Guaçu: Região de Piraçununga. Rio Claro: 1997.169p. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.
- SOARES, P. C. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: Aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO 2, Brasília, 1.982. Atas... Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. p 4-18.
- SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, n.5, p. 229-251, 1975.
- SOARES, P. C. et al. Análise morfoestrutural regional com imagens de radar e landsat na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA 3, Curitiba, Atas... Curitiba, S.B.G, 1981. v. 1, p 201-216.
- SOARES, P. C. O Mesozóico gondwânico no Estado de São Paulo. Rio Claro: 1973. 152p. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia e Letras – Universidade Estadual Paulista.

- SOARES, P. C., LANDIM, P.M.B. Depósitos cenozóicos na região Centro Sul do Brasil. Campinas. Notícia Geomorfológica. V.16, n.31, 1976, p.17-39.
- SOARES, P.C. *et al* Lineamentos em imagens de LANDSAT E radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná In SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, 1982, Brasília. Atas... Brasília, São José dos Campos: CNPq; INPE, 1982.
- SOARES, P.C. FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia geomorfológica, Campinas, n.16, p 17-39, 1976.
- SOUSA, M. O. L. Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga-SP. Rio Claro: 1997. 116p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista.
- SOUZA FILHO, E. E. Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga, In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Anais... São Paulo, SBG, 1983. p. 191-196.
- STEWART I. S. HANCOCK, P. L. What is a fault scarp? Episodes. v.13. n.4. p.256-263.1990.
- STEWART, I. S., HANCOCK, P.L. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (Ed.) Continental deformation. Pergamon Press, New York. 1994. p 370-409.
- SUMMERFIELD, M. A. Global geomorphology: in introduction to the study of landforms. New York: Logman Scientific & technical. 1991. p.537.
- SUMMERFIELD, M. A. Global tectonics and landform development. Progress in Physical Geography, 12:388-404. 1988.
- SUMMERFIELD, M. A. Neotectonics and landform genesis. Progress in Physical Geology 11:384-397.1987.
- SUMMERFIELD, M. A. Tectonic geomorphology macroscale perspectives. Progress in Physical Geography, 10: 227-238.1986.
- SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (passado+ presente = futuro?). São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 1999. p 366.
- SYLVESTER, A. G. Strike-Slip Faults. Geol. Soc. Am. Bull., v. 100, p.1666-1.703, 1988.
- TRICART, J. Divisão morfoclimáticas do Nordeste Brasileiro. Notícia Geomorfológica, v.6/7, p.17-25, 1959.
- TRIFONOV, V. G. Na overview of neotectonic studies. International. Geology Review. Columbia. v.31. n.3, p.111-61, 1989.

- VALADÃO, R. C. Evolução de termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfície de aplanamento e soerquimento crustais). Salvador. 1998.p 243. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências-Universidade Federal da Bahia.
- VIEIRA, P. C. Hipótese sobre a origem da Depressão Periférica Paulista. Revista do Instituto Geológico. V. 3, nº 2, p.61-67, 1982.
- VITA-FINZI, C. Recent earth moviments: Introduction to neotectonics. London: Academic Press, 1986.
- WALLACE, R. E. (Ed.) Active tectonics [S.I.]. National Academy Press, 1986. 266p.
- WASHBURNE, C.W. 1930. Petroleum geology of State of São Paulo-Brasil. Bol. Com. Geog. Geol. Est. São` Paulo, n.22, 1930, 282p.
- WEGMANN, E. Lebendige tektonik, eine übersicht. Geologische. Rudschau., v.43, p.4-34, 1955.
- WINSLOW, M. A. Neotectonics: concepts, definitions and significance. Neotectonics, n.1, p.1-15, 1986.
- ZAINE, J.E. Geologia da Formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP). Rio Claro: 1994, 90 p. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.
- ZALÁN, P.V. et al. A Bacia do Paraná. In:GABAGLIA, G.P.R., MILANI, E. J.(Coords). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobras, 1991. p. 135-168.