UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA CENOZÓICA NA PORÇÃO MÉDIA DA
BACIA DO RIO PIRACICABA E SUA APLICAÇÃO À
HIDROGEOLOGIA**

Amélia João Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Gilberto Amaral

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004885

SÃO PAULO
1997

A Ricardo, meu grande companheiro,
e a todos os meus amigos

ERRATA

TESE: TECTÔNICA CENOZÓICA NA PORÇÃO MÉDIA DA BACIA DO RIO PIRACICABA E SUA APLICAÇÃO À HIDROGEOLOGIA

Autora: Amélia João Fernandes

Página	linha	onde se lê:	substituir por:
1	7°	vários tipos obras	vários tipos de obras
1		Acrescentar depois da última linha: tanto urbana como industrialmente, e por apresentar sérios problemas de abastecimento de	
13		Na legenda da figura 3.2 faltou a citação da fonte: Hodgson 1961, apud Price & Cosgrove 1990	
13	9°	coexistência dos dois modos	coexistência dos três modos
29		Na última linha, excluir: nas formações Irati e Corumbataí	
48	19°	São, igualmente, importantes	São, também , importantes
53	tabela 6.1, 6° coluna X 3° linha	$3,33 \times 10^{-5}$	$3,33 \times 10^{-4}$
53	tabela 6.1, 6° coluna X 6° linha	10^{-5}	6×10^{-5}
58	1° coluna X 2° linha	Silte vermelho areia-quartzo	Areia quartzosa e siltosa vermelha
58	1° coluna X 4° linha	(exencialmente caolinita) areia	(especialmente caolinita), areia
73	8°	Proterozóico Superior	Neoproterozóico
173	2°	que a permeabilidade	da condutividade hidráulica
174	15°	como descrito no capítulo 8 e 9	como descrito nos capítulos 8 e 9
180	2°	(Fig.10.8, 10.9)	(Fig.10.9, 10.10)
187	Legenda da figura 10.19	poços divididos em duas classes: aqueles que exploram manto inconsolidado e aqueles que não o exploram.	poços divididos em duas classes: aqueles que exploram manto inconsolidado (S) e aqueles que não o exploram (N).
189	Fig. 10.21	No título das abcissas: Espessura de manto saturado explorado.	frequência acumulada de casos (%)
189	Fig. 10.21	No título das ordenadas: Q/s (m³/h/m)	Espessura de manto saturado explorado
193	18°	presentes, encontram-se completamente saturadas	presentes, encontram-se mais provavelmente completamente saturadas
193	26°	produção, de manto inconsolidado	produção, se manto inconsolidado
194	2° coluna X 5° linha	< 250m	>= 250m
194	4° coluna X 9° linha	0,51	0,12
208	26°	e na posição topo	e topograficamente na posição topo
208	29°	e aos lineamentos NE varia	e as associadas aos lineamentos NE variam
209 212 214 218 224		Nas figuras destas páginas os lineamentos de cor verde foram traçados sobre fotos 1:60.000 e não sobre fotos 1:50.000. Notar também que os poços representados pelas cores vermelha e azul correspondem àqueles das rosáceas. Os poços em cor rosada foram utilizados apenas para locá-los no pequeno mapa.	
222		Acrescentar ao final da última linha:...predomínio do evento T _σ 1NNE. No entanto, em escalas maiores, feições geradas por eventos de atuação mais localizada passam a ser importantes.	
226	10°	Destacam-se: a os valores	destacam-se: os valores
226	última linha	componente trativa mais importante	componente trativa horizontal mais importante
227	1°	Feições plumosas e em canelura	feições plumosas e do tipo costela
230	Ítem 11.2	Evolução tectônica rúptil	Evolução da tectônica rúptil
235	23°	Para o controle das características	para o entendimento dos fatores que controlam as características

ÍNDICE

ÍNDICE DE TABELAS	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
ÍNDICE DE FOTOS	xiii
LISTA DE ANEXOS	xv
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xviii
 CAPÍTULO 1	
INTRODUÇÃO	
1.1 Situação do problema e justificativas	1
1.2 Localização da área de estudo	2
1.3 Objetivos	2
1.4 Agradecimentos	4
 CAPÍTULO 2	
MÉTODOS EMPREGADOS	
2.1 Mapeamento geológico na escala 1:100.000	5
2.2 Traçado e análise de lineamentos em produtos de sensores remotos	6
2.3 Elaboração de mapa de superfícies de base	8
2.4 Coleta e análise de dados de estruturas rúpteis	8
2.5 Análise da produção de poços de água subterrânea	9
 CAPÍTULO 3	
ELEMENTOS DE TECTÔNICA RÚPTIL	
3.1 Introdução	11
3.2 Geração de estruturas rúpteis	11
3.2.1 Resistência ao fraturamento	11
3.2.2 Modos de fraturamento	12
3.2.3 Regimes tectônicos	14
3.3 Métodos de análise de estruturas rúpteis	16
3.3.1 Método dos diedros retos	16
3.3.2 Análise de estruturas rúpteis de pequena escala	19
 CAPÍTULO 4	
FUNDAMENTOS DE NEOTECTÔNICA	
4.1 O conceito	21
4.2 Regimes de esforços atuais	22
4.3 Deformação neotectônica	23

CAPÍTULO 5

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

5.1 Unidades Litoestratigráficas	25
5.1.1 Rochas pré-cambrianas	25
5.1.2 Grupo Itararé	27
5.1.3 Intrusivas básicas	29
5.1.4 Depósitos cenozóicos e geomorfologia	30
5.2 Contexto Tectônico Estrutural	33
5.2.1 Estruturas pré-cambrianas e paleozóicas	33
5.2.2 Tectônica rúptil meso-cenozóica	35

CAPÍTULO 6

HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS FRATURADAS

6.1 Introdução	45
6.2 Importância e aplicação do fluxo de água segundo fraturas	45
6.3 Características gerais dos aquíferos fraturados	47
6.4 Fatores que controlam a circulação de água em rochas de baixa porosidade primária	48
6.4.1 Fraturas	48
6.4.2 Manto inconsolidado	53
6.4.3 Litologia	60
6.4.4 Compartimento topográfico	61
6.4.5 Aspectos construtivos	63
6.5 Métodos utilizados para a seleção de locais apropriados para a perfuração de poços	64
6.5.1 Técnica de traçado de fraturas	65
6.5.2 Traçado de lineamentos em imagens Spot em região semi-árida	65
6.5.3 Traçado e redução de lineamentos	65
6.5.4 Utilização de dados de esforços medidos <i>in situ</i>	66
6.5.5 Classificação de fraturas com base no cenário tectônico	66

CAPÍTULO 7

GEOLOGIA LOCAL

7.1 Introdução	68
7.2 Gnaisses e granitos pré-cambrianos	68
7.2.1 Domínio da Nappe Socorro-Guaxupé	69
7.2.2 Domínio da Faixa Alto Rio Grande	71
7.2.3 Deformação e metamorfismo	73
7.3 Grupo Itararé	75
7.3.1 Facies litológicas	75
7.3.2 Conjuntos faciográficos mapeados	80
7.3.3 Idade e ambientes deposicionais	82
7.4 Diabásios	85
7.5 Depósitos Cenozóicos	85
7.5.1 Formação Rio Claro (Trc)	85

7.5.2 Depósitos coluviais de topo e encosta (TQlc)	90
7.5.3 Depósitos de fluxos gravitacionais de encosta (Qlg)	92
7.5.4 Depósitos de terraços	93

CAPÍTULO 8

TECTÔNICA CENOZÓICA DA REGIÃO DE ESTUDO

8.1 Introdução	95
8.2 Deformação rúptil pré-cenozóica	97
8.2.1 Falhas de carácter rúptil-dúctil	97
8.2.2 Fraturas de médio ângulo	98
8.2.3 Falhas de grande rejeito vertical	101
8.3 Transcorrência EW sinistral posterior ao magmatismo Serra Geral	104
8.4 Eventos tectônicos neogênicos e quaternários	114
8.4.1 Evento $T\sigma 1EW$	114
8.4.2 Evento $T\sigma 1NW$	123
8.4.3 Evento $T\sigma 1NS$	129
8.4.4 Evento $T\sigma 1NNE$	133
8.5 Os eventos tectônicos e a deposição cenozóica	140
8.6 Relações entre a evolução tectônica local e a de outras porções do Estado	141
8.6.1 Estruturas pré-cretácicas	141
8.6.2 Estruturas eocretácicas	142
8.6.3 Eventos posteriores à Formação Serra Geral	142
8.7 O último evento $T\sigma 1NNE$ e o campo de esforços atual	144
8.8 Eventos neotectônicos	145

CAPÍTULO 9

ANÁLISE DE LINEAMENTOS E DE ELEMENTOS DA GEOMORFOLOGIA

9.1 Introdução	146
9.2 Principais direções estruturais e sua distribuição	146
9.3 As principais direções e os tipos de relevo	156
9.4 Relações entre superfícies de base, geomorfologia e lineamentos	163
9.3 Geomorfologia, lineamentos e ocorrência da Formação Rio Claro	165

CAPÍTULO 10

ANÁLISE DA PRODUÇÃO DE POÇOS DA ÁREA DE ESTUDO

10.1 A área de estudo e os dados disponíveis	169
10.2 Parâmetro de produção utilizado na análise	170
10.3 Análise da produção: abordagem regional	173
10.3.1 Lineamentos	173
10.3.2 Tipos litológicos	180
10.3.3 Manto inconsolidado	186
10.3.4 Compartimento topográfico	188
10.3.5 Aspectos construtivos	192

10.3.6 Fatores mais efetivos no controle da produção de poços com base na abordagem regional	192
10.4 Análise local: abordagem dos domínios tectônicos	195
10.4.1. Os eventos tectônicos e as estruturas favoráveis à maior circulação de água	196
10.4.2 Abertura e densidade de fraturas	198
10.4.3 Domínios tectônicos e direções preferenciais de fraturas condutoras	207
10.4.4 A tectônica cenozóica e sua influência sobre a produção de poços	226

CAPÍTULO 11

CONCLUSÕES

11.1 Unidades litoestratigráficas	229
11.2 Evolução tectônica rúptil	230
11.3 Os fatores controladores da produção de poços com ênfase à tectônica cenozóica	233

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	236
----------------------------	-----

ÍNDICE DE TABELAS

2.1. Imagens e fotos aéreas utilizadas para a elaboração do mapa de lineamentos.	7
5.1. Compilação dos eventos tectônicos, do período meso-cenozóico, para o Estado de São Paulo.	39
6.1. Dados de condutividade hidráulica obtidos a partir de testes de <i>packers</i> em perfurações realizadas em granitos, Suécia (Parizek & Gold 1993).	53
6.2. Variação das produções mínimas, máximas e médias de poços com relação a: "traços de fraturas", tipos de rochas, compartimento topográfico, sinclinais e anticlinais, mergulhos de estratos de rochas sedimentares e profundidade de nível d'água (Siddiqui & Parizek 1991).	54
6.3. Larguras de zonas fraturadas observadas em vários tipos de rochas nos EUA (Parizek & Gold 1993).	56
8.1. Orientação dos esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a falhas normais, determinados para os eventos que afetam os depósitos cenozóicos.	106
8.2. Orientação dos esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e inversas e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a fraturas trativas, determinados para os eventos que afetam os diabásios.	107
8.3. Orientação do esforço principal máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e inversas e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a fraturas trativas, determinados para os eventos que afetam o Grupo Itararé.	108
8.4. Orientação dos esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a fraturas trativas e falhas normais, determinados para os eventos que afetam as rochas pré-cambrianas.	109
9.1. As principais divisões e os tipos de relevo para a área de estudo, segundo Pires Neto (1996).	161
9.2. Associação entre direções de lineamentos e feições geomorfológicas.	162
10.1. Relação entre compartimento topográfico e ocorrência de lineamentos.	190
10.2. Intervalos de capacidade específica para poços classificados em várias categorias segundo a sua proximidade a lineamentos e características destes (definição e comprimento), perfil litológico, exploração de manto inconsolidado e compartimento topográfico.	194
10.3. Espaçamentos reais entre fraturas, cujos ângulos de mergulho são de 70 ou 80°, atravessando um poço com 135 m na porção saturada.	201
10.4. Valores de Q/s para fraturas de cisalhamento e de tração onde se consideram vários raios de cone de rebaixamento e diferentes densidades e aberturas de fraturas. Ângulo de mergulho das fraturas = 80°.	205
10.5. Valores de Q/s para fraturas de cisalhamento e de tração onde se consideram vários cenários de densidade e abertura de fraturas. Ângulo de mergulho das fraturas = 70°.	206
10.6. Variação de Q/s em função do domínio tectônico e da direção dos lineamentos aos quais os poços estão associados.	210

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Mapa de localização da área de estudo.	3
3.1. Os três modos de propagação de uma quebra (Lawn & Wilshaw 1975)	12
3.2. Bloco diagrama mostrando detalhes da estrutura plumosa. 1 - principal traço da fratura, 2 - periferia (<i>fringe</i>); 3 - principal estrutura plumosa, 4 - fraturas <i>en-echelon</i> , 5 - fraturas menores transversais unindo membros de 4, 6 - ombro (<i>shoulder</i>), 7 - traço da face principal da fratura.	13
3.3. Círculos de esforços de Mohr representando condições que originam fraturas de tração (A), de cisalhamento (B) e híbridas (C). Também é mostrado o sentido de movimento dos planos de fratura e sua orientação com relação aos eixos dos esforços mínimo σ_3 e máximo σ_1 (Price & Cosgrove 1990).	14
3.4. (a) Falhas neoformadas, com ângulo 2θ característico. (b) Reativação de discontinuidades pré-existent (Angelier 1994).	14
3.5. Compilação de fraturas previstas teórica e experimentalmente para o cisalhamento simples (Bartlett <i>et al.</i> 1978, <i>apud</i> Woodcock & Schubert 1994).	16
3.6 (A) Os diedros retos e o mecanismo de deslizamento de falhas. (a) vista de perspectiva, (b) projeção estereográfica do hemisfério inferior. F - plano de falha, A - plano auxiliar, n - normal ao plano de falha, s - vetor de deslizamento, B - intersecção dos planos A e F, P - diedro em compressão, T - diedro em expansão. (B) Princípio do método dos diedros retos. Projeção estereográfica do hemisfério inferior. (a) e (b) Mostram a projeção de duas falhas e dos planos auxiliares e (c) mostra o resultado. Os diedros em compressão são os pontilhados, aqueles em expansão, em preto e os domínios de incompatibilidade estão em branco (Angelier 1994).	17
3.7. Critérios para determinação do sentido de movimento sobre uma superfície de falha. Os exemplos ilustrados referem-se a falhas normais mas eles são válidos para qualquer que seja a orientação do deslizamento. (1) degraus formados por minerais, (2) marcas tectônicas de objetos, (3) planos de cisalhamento de Riedel, (4) picos estilolíticos, (5) alternância de faces polidas e rugosas, (6) fendas de tração, (7) fraturas conjugadas, (8a) marcas parabólicas, (8b) bolhas deformadas em lava (Angelier 1994).	18
3.8. Descrição da arquitetura de sistemas de "juntas" por comparação com formas estilizadas de traços de "juntas" com letras do alfabeto (Dunne & Hancock 1994).	20
5.1. Megaestruturação das rochas pré-cambrianas, de parte do Estado de São Paulo, em <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé e Faixa Alto Rio Grande (modificado de Vasconcellos 1988).	26
5.2. Proposta de subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé (França & Potter 1988).	28
5.3. Estágios de evolução da Bacia do Paraná durante a deposição do Grupo Itararé. Notar o progressivo alargamento da bacia, através da expansão "em degraus" das margens setentrional e meridional, e a sua assimetria ao redor da Zona Estrutural Curitiba-Guapiara (Eyles <i>et al.</i> 1993).	29
5.4. Bloco-diagrama esquemático mostrando os tipos de estruturas associadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná (Zalan <i>et al.</i> 1985).	30
5.5. Divisão geomorfológica do Estado de São Paulo (Ponçano <i>et al.</i> 1981).	32
5.6. Principais zonas de cisalhamento do Estado de São Paulo (Almeida <i>et al.</i> 1981).	34

5.7. Mapa simplificado das estruturas do embasamento subjacentes à Bacia do Paraná (Zalan <i>et al.</i> 1991).	36
5.8. Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (Riccomini 1995).	41
5.9. Orientação do esforço máximo compressivo (SHmax) a partir de dados de <i>breakouts</i> de poços na Bacia do Paraná. As letras A a D indicam qualidade decrescente dos dados (Lima <i>et al.</i> 1997).	43
5.10. Dados de orientação do esforço horizontal máximo (SHmax) no sudeste do Brasil. Barras com círculos referem-se a mecanismos focais, barras com quadrados a falhas geológicas recentes, barras sólidas a falhas transcorrentes ou compressivas, barras abertas a falhas normais. As barras finas na plataforma continental relacionam-se a dados de <i>breakouts</i> . M e CR correspondem a orientações do esforço máximo principal segundo modelos teóricos (Assumpção <i>et al.</i> 1997).	44
6.1. Influência da abertura (b) e espaçamento de fraturas sobre a condutividade hidráulica na direção de um grupo de fraturas paralelas e lisas (Hoek & Bray 1981, <i>apud</i> Domenico & Schwarz 1990).	51
6.2. Estágios de desenvolvimento de fraturas de cisalhamento e da permeabilidade associada (UNESCO 1984).	52
6.3. Gráfico comparativo da produção de poços locados em intersecção de lineamentos, em um único lineamento e distantes de lineamentos (Parizek 1976, <i>apud</i> Parizek & Gold 1993).	55
6.4. Estilos de distribuição de fraturas observadas ao longo de zonas fraturadas (Parizek 1987, <i>apud</i> Parizek & Gold 1993).	55
6.5. Modelo hidrogeológico conceitual de aquífero cristalino intemperizado na África tropical (modificado de Chilton & Foster 1995).	58
6.6. Relação entre capacidade específica e espessura de regolito saturado para poços de pequeno diâmetro em rochas intemperizadas de aquíferos do Malawi (Chilton & Foster 1995).	59
6.7. Produção de poços locados em diferentes compartimentos topográficos (Cline 1968, Parizek & Gold 1993).	62
6.8. Variação da produção de poços com relação à profundidade abaixo do nível de água, em rochas cristalinas (Summers 1972, <i>apud</i> UNESCO 1984).	63
7.1. Litofácies da Formação Rio Claro nas proximidades de Jaguariúna (I e II) e Paulínia (III e IV).	89
8.1. Falhas rúpteis-dúcteis com dobras de arrasto, afetando gnaisses dos pontos CP8, CP394 e CP417. Projeção ciclográfica em diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Os círculos máximos representam falhas e os pontos, estrias. As setas representam o movimento relativo entre os blocos.	98
8.2. (A) Projeção polar de fraturas de médio ângulo de mergulho. 203 dados, isolinhas de 0,49 a 9,6%. Pontos PP95, CP283, CP91, PP101, AM50 e VA65. (B) Fraturas de baixo ângulo de mergulho com lineação mineral (sericita ou fibrolita), afetando os granitóides Morungaba. 30 dados, isolinhas de 3,3 a 23%, pontos VA63 e VA71.	99
8.3. Falhas normais de rejeitos pelo menos métricos, que colocam lado a lado granitos e gnaisses da Nappe Socorro-Guaxupé com o Grupo Itararé. 11 dados, pontos PP101 e CP374.	101
8.4. Mapa esquemático de espessuras de diabásio elaborado com base em dados de poços tubulares de	102

água subterrânea (modificado de Yoshinaga-Pereira 1996).

8.5. Mapa de contorno estrutural do embasamento. Modificado de Yoshinaga-Pereira (1996).	103
8.6. Mapa de localização das zonas de transferência que teriam se originado há cerca de 120 Ma, durante a fase rife do rompimento da Placa Sul-Americana (Macedo 1990).	105
8.7. Orientação do esforço compressivo máximo σ_1 , relacionado a fraturas conjugadas e falhas transcorrentes, para o evento tectônico T σ 1NE.	110
8.8. Estruturas relacionadas ao evento T σ 1NE. (A) Falhas NS dextrais seccionando diabásios. 9 dados, ponto PP107. (C) Falhas EW sinistrais seccionando diabásios. 8 dados, ponto PP191. (B) e (D) Diagramas resultantes do tratamento dos dados de (A) e (C), respectivamente, pelo método gráfico dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977).	111
8.9. Fraturas conjugadas geradas pelo evento T σ 1NE. (A) Grupo Itararé. 33 dados, isolinhas de 3 a 42%, ponto PP233. (B) Grupo Itararé. 38 dados, isolinhas de 2,6 a 30%, ponto PP93. (C) Rosácea dos dados de (A) em intervalos de 5°.	112
8.10. Estruturas relacionadas ao evento T σ 1NE e que afetam os granitóides Morungaba e gnaisses da Faixa Alto Rio Grande. (A) Falhas NS dextrais. 10 dados, ponto VA71. (C) Falhas NW inversas. 4 dados, ponto CP417. (E) Fraturas conjugadas. 25 dados, isolinhas de 4 a 28%. (B) e (D) Diagramas dos diedros retos dos dados de (A) e (C).	115
8.11. Orientação dos esforços compressivo máximo σ_1 (relacionado a fraturas conjugadas e falhas transcorrentes) e extensional σ_3 (falhas normais) para o evento tectônico T σ 1EW.	116
8.12. Orientação dos esforços compressivo máximo σ_1 (relacionado a fraturas conjugadas e falhas transcorrentes) e extensional σ_3 (falhas normais) para o evento tectônico T σ 1NW.	117
8.13. Orientação do esforço compressivo máximo σ_1 , relacionado a fraturas conjugadas e falhas transcorrentes, para o evento tectônico T σ 1NS.	118
8.14. Orientação dos esforços compressivo máximo σ_1 (relacionado a fraturas conjugadas e falhas transcorrentes) e extensional σ_3 (falhas normais) para o evento tectônico T σ 1NNE.	119
8.15. Falhas de direção próxima a EW, de caráter normal, relacionadas ao evento T σ 1EW, seccionando a Formação Rio Claro. 9 dados, pontos CP275 e CP129.	120
8.16. Falhas NW sinistrais geradas pelo evento T σ 1EW afetando diabásios. 4 dados, ponto PP107.	122
8.17. Fraturas conjugadas geradas no evento T σ 1NW, afetando depósitos cenozóicos. (A) Depósitos coluviais (TQlc). 53 dados, isolinhas de 2 a 19%, ponto PP246. (B) Rosácea dos dados de (A). (C) Formação Rio Claro (Trc). 84 dados, isolinhas de 1,2 a 19%, ponto PP166.	125
8.18. Falhas NW de caráter normal relacionadas ao evento T σ 1NW e seccionando lamitos maciços da Formação Rio Claro. 10 dados, ponto PP146.	126
8.19. Fraturas conjugadas do evento T σ 1NW, seccionando depósitos de fluxos gravitacionais de encosta (Qlg). 37 dados, isolinhas de 2,7 a 19%, ponto AM2.	126
8.20. Falhas NS sinistrais e EW dextrais, do evento T σ 1NW, afetando diabásios. (A) e (B) 21 dados. Ponto PP376. (C) e (D) 32 dados, ponto PP107. (E) e (F) 11 dados, ponto CP146.	127

8.21. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma 1NW$ afetando diabásios. 96 dados, isolinhas de 1 a 23%, ponto PP107.	128
8.22. Falhas EW dextrais do evento $T\sigma 1NW$, seccionando o Grupo Itararé. 8 dados, ponto PP93.	129
8.23. Estruturas geradas no evento $T\sigma 1NW$, afetando os granitóides Morungaba. (A e B) e quartzitos da Nappe Socorro-Guaxupé (C). (A) e (B) Falhas NS sinistrais. 7 dados, ponto VA 65. (C) Fraturas conjugadas. 82 dados, isolinhas de 1,2 a 16%, ponto VA 60.	130
8.24. Falhas EW a ENE, reativadas pelo evento $T\sigma 1NW$, de caráter dextral com componente reversa, afetando os granitóides Jaguariúna. 7 dados, ponto PP95.	130
8.25. Estruturas relacionadas ao evento $T\sigma 1NS$ seccionando depósitos coluviais (TQlc). (A) Fraturas conjugadas. 50 dados, isolinhas de 2 a 32%. (B) Rosácea dos dados de A. (C) Falhas NW dextrais. 2 dados, ponto PP246.	131
8.26. Falhas NW dextrais e NE sinistrais do evento $T\sigma 1NS$, afetando diabásios. (A) e (B) 16 dados, ponto PP107. (C) e (D) 10 dados, ponto PP219. (E) e (F) 18 dados, ponto CP146.	132
8.27. Falhas NE sinistrais e NW dextrais, do evento $T\sigma 1NS$, afetando os granitóides Morungaba. (A) e (B) 18 dados, ponto VA65. (C) e (D) 6 dados, ponto VA65. (E) e (F) 5 dados, ponto VA61.	134
8.28. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma 1NNE$ afetando depósitos de fluxos gravitacionais (Qlg). (A) 25 dados, isolinhas de 3,5 a 24%. (B) rosácea dos dados de A.	136
8.29. Falhas NE, de caráter normal, seccionando os depósitos Qlg. 11 dados, ponto PP246.	137
8.30. Falhas de direção ao redor de EW, de caráter sinistral com componente reversa, reativadas durante o evento $T\sigma 1NNE$ e afetando diabásios. (A) e (B) 3 dados, ponto PP107 (C) e (D) 10 dados, ponto PP191.	138
8.31. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma 1NNE$ afetando o Grupo Itararé. A rosácea (B) foi elaborada com os dados de (A). 23 dados, isolinhas de 4 a 44%, ponto PP254.	140
8.32. Falhas NS dextrais (A e B) ENE sinistrais (C e D) do evento $T\sigma 1NNE$ afetando os granitóides Morungaba.	141
9.1. Mapa de lineamentos regionais (contendo os traços mais contínuos e expressivos) extraídos de imagens TM Landsat (banda 4) e de radar, ambas em escala 1:50.000.	148
9.2. Mapa de lineamentos de detalhe contendo todos os pequenos traços extraídos de imagens TM Landsat (bandas 4 e 5), em escala 1:100.000, e imagem de radar, escala 1:250.000, complementado pela interpretação de fotos aéreas (1:60.000) na área de ocorrência da Bacia do Paraná (porção ocidental).	149
9.3. Lineamentos de direção NW (N15-70W) do mapa de lineamentos de detalhe.	150
9.4. Lineamentos de direção NE (N20-60E) do mapa de lineamentos de detalhe.	151
9.5. Lineamentos de direção EW-WNW (N70-90W) do mapa de lineamentos de detalhe.	152
9.6. Lineamentos de direção ENE-EW (N60-90E) do mapa de lineamentos de detalhe.	153
9.7. Lineamentos de direção NS-NNW (N5E a N15W) do mapa de lineamentos de detalhe.	154
9.8. Lineamentos de direção NS-NNE (N5-20E) do mapa de lineamentos de detalhe.	155

9.9. Mapa de isolinhas de número de lineamentos por célula elaborado com base no mapa de lineamentos de detalhe (figura 9.2). A área foi subdividida por 10 colunas e 11 linhas gerando 110 células. Notar que o padrão de curvas indica descontinuidades em grande parte coincidentes com os grandes lineamentos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.	157
9.10. Mapa de isolinhas de comprimento de lineamentos (km/célula) elaborado com base no mapa de lineamentos de detalhe (figura 9.2). A área foi subdividida por 10 colunas e 11 linhas gerando 110 células. Notar que o padrão de curvas indica descontinuidades em grande parte coincidentes com os grandes lineamentos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.	158
9.11. Mapa de isolinhas de número de intersecções de lineamentos por célula elaborado com base no mapa de lineamentos de detalhe (figura 9.2). A área foi subdividida por 10 colunas e 11 linhas gerando 110 células. Notar que o padrão de curvas indica descontinuidades em grande parte coincidentes com os grandes lineamentos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.	159
9.12. Mapa geomorfológico da região de estudo com base em Pires Neto (1996). As divisões de relevo correspondem a diferentes tipos de relevos agrupados pelo autor.	160
9.13. Mapa de superfícies de base indicando descontinuidades fortemente correlacionáveis a grandes lineamentos (traços pretos).	164
9.14. Mapa de níveis planálticos da área de estudo, segundo Melo (1995).	166
9.15. Ocorrência da Formação Rio Claro, na área de estudo, segundo uma faixa alongada de direção N45-50E, à qual se subparalelizam importantes lineamentos (em vermelho). Esta faixa é segmentada por porções, onde a formação se ausenta, grosso modo paralelas a lineamentos de direção N50-55W.	167
9.16. Ocorrência da Formação Rio Claro na cidade de Rio Claro segundo Melo (1995).	168
10.1. Distribuição dos poços analisados e sua classificação segundo diferentes intervalos de capacidade específica (Q/s). Os eixos horizontal e vertical correspondem às coordenadas UTM.	171
10.2. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para poços próximos ou distantes de lineamentos.	176
10.3. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica para poços localizados na Depressão Periférica e classificados em distantes ou próximos a lineamentos.	177
10.4. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica para poços localizados no Planalto Atlântico e classificados em distantes ou próximos a lineamentos.	177
10.5. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para os poços associados a lineamentos menores ou maiores que 250 m.	178
10.6. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica para poços associados a lineamento mal ou bem definido. Foram considerados somente os poços associados a um único lineamento.	178
10.7. Relação entre capacidade específica e o comprimento dos lineamentos aos quais os poços se associam. Foram considerados apenas os poços associados a um único lineamento, o qual foi classificado em bem ou mal definido.	179
10.8. Relação entre a capacidade específica dos poços e o azimute dos lineamentos aos quais estes se	179

associam. No caso do poço estar associado a mais de um lineamento foi considerada somente a direção daquele mais próximo.

10.9. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços situados junto a um, dois ou três lineamentos. Foram considerados todos os poços da área que se situam próximos a lineamentos.	181
10.10. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços situados junto a um, dois ou três lineamentos. Foram considerados apenas os poços que exploram gnaisses e granitos.	181
10.11. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços distantes de lineamentos e classificados de acordo com o perfil litológico.	183
10.12. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços próximos a lineamentos e classificados de acordo com o perfil litológico.	183
10.13 a 10.16. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para poços que exploram gnaisses e granitos (10.13), o Grupo Itararé (10.14), diabásios (10.15) ou uma combinação dos anteriores (poços mistos, 10.16). Em todos os gráficos os poços foram classificados em próximos e distantes de lineamentos (em e fora de lineamentos, respectivamente).	184
10.17. Relação entre a espessura total de arenitos explorados (porções do perfis dos poços sem revestimento ou com filtros e abaixo do nível d'água) e a capacidade específica (Q/s).	185
10.18. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços que exploram ou não o manto inconsolidado.	187
10.19. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços divididos em duas classes: aqueles que exploram o manto inconsolidado e aqueles que não o exploram. Cada uma das duas classes foi subdividida em poços próximos ou distantes de lineamentos.	187
10.20. Relação entre capacidade específica (Q/s) e a espessura de manto inconsolidado saturado explorado.	189
10.21. Relação entre compartimento topográfico (vale, encosta, topo) e espessura de manto inconsolidado saturado explorado.	189
10.22. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para os poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados. Foram considerados todos os poços.	190
10.23. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para os poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados. Foram considerados apenas os poços localizados nos relevos do Planalto Atlântico e Zona de Transição (ver capítulo 9).	191
10.24. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para os poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados. Foram considerados apenas os poços localizados nos relevos colinosos da Depressão Periférica.	191
10.25. Esquema simplificado das estruturas associadas a cada um dos eventos tectônicos posteriores ao magmatismo Serra Geral.	197
10.26. Intervalo de valores de condutividade hidráulica (K) e de permeabilidade (k) (Freeze & Cherry 1979).	200

10.27. Curva da frequência dos valores de abertura de fraturas (Van Golf Racht 1982, <i>apud</i> Domenico & Schwarz 1990).	200
10.28a. Variação da capacidade específica em função da abertura (b) e da densidade de fraturas. Fraturas com mergulho de 80°. Os raios dos cones de rebaixamento são de 6, 60 e 600 m para os gráficos (A), (B) e (C).	203
10.28b. Variação da capacidade específica em função da abertura (b) e densidade de fraturas. Fraturas com mergulho de 70°. Os raios dos cones de rebaixamento são de 6, 60 e 600 m para os gráficos (A), (B) e (C).	204
10.29. Área e domínio tectônico homogêneo A. A- lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento $T\sigma 1NW$. C- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam e suas respectivas produções (Q/s).	209
10.30. Área e domínio tectônico homogêneo B. A- lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento $T\sigma 1NW$. C- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam e suas respectivas produções (Q/s).	212
10.31. Área C subdividida em domínio tectônico C1 e área C2. A- lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento $T\sigma 1NNE$. C- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam e suas respectivas produções (Q/s).	214
10.32. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços, do domínio C1, distantes ou próximos a lineamentos.	216
10.33. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços, do domínio C1, classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados.	216
10.34. Área D subdividida em 3 domínios (D1, D2 e D3). A- lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NNE$ e $T\sigma 1EW$. C- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam e suas respectivas produções (Q/s).	218
10.35. Área E. A- lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam.	220
10.36. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços, da área E, com diferentes perfis litológicos.	221
10.37. Relação entre capacidade específica e espessura total de arenitos saturados explorados (Área E).	221
10.38. Relação entre os valores de capacidade específica e a direção dos lineamentos aos quais os poços da área E se associam.	222
10.39. Área F. A- lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam.	224
10.40. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços, da área F, distantes ou próximos a lineamentos.	225

ÍNDICE DE FOTOS

- 7.1. Da base para o topo do afloramento PP389 foram identificadas as seguintes facies do Grupo Itararé: (A) Lamitos maciços com grânulos e seixos (facies A) contendo lobos de arenitos muito finos com laminações do tipo *climbing* (facies D1); (B) arenitos médios a grossos, bem selecionados, feldspáticos e maciços (facies F); (C) arenitos pelíticos, finos a médios, maciços com raros grânulos (facies A) contendo lobos de arenitos finos a médios, mediana a bem selecionados e maciços; (D) ídem a (C). 84
- 7.2. Litofacies da Formação Rio Claro. (A) Facies Si - siltitos/arenitos finos com laminação horizontal, plano-paralela, contendo níveis mais escuros ferruginizados; (B) Facies Ar - arenitos grossos com esparsos grânulos de quartzo, mal selecionados, exibindo estratificação cruzada tabular (na base) e acanalada (no topo); (C) camadas lenticulares de arenitos grossos (Ar) contidos na facies Si, no topo, e argilitos róseos com laminação incipiente (facies Ag) intercalados com a facies Si; (D) Facies La - lamitos com grânulos e seixos de quartzo, maciços, apresentando fragmentos de quartzo alinhados e em continuidade com veio do mesmo material. Notar os níveis ferruginizados desenvolvidos principalmente no contato da facies Ar com a Si (C). (A), (B) e (C) são do Ponto PP44 e D, do PP97. 87
- 7.3. (A) e (B) estão em continuidade e representam depósitos de fluxos gravitacionais (arenitos pelíticos, maciços e com grânulos e seixos, à esquerda na foto A) interdigitados com depósitos fluviais (à direita), ambos da Formação Rio Claro. (C) Detalhe dos arenitos pelíticos e maciços. (D) Detalhe dos depósitos fluviais onde se intercalam arenitos médios a finos (amarelados), com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo ou acanalada, com argilitos maciços esbranquiçados. Ponto PP111. 91
- 8.1. Padrão em blocos poliédricos formados por grupos de fraturas de mergulhos médios e de direções NE-ENE, NNW e WNW, afetando os granitóides Morungaba (Ponto VA71). 100
- 8.2. Falhas de mergulhos elevados a médios e de grande rejeito vertical, normal. (A) Falhas NE colocando em contato lamitos maciços do Grupo Itararé com gnaisses bandados do domínio da Nappe Socorro-Guaxupé (Ponto PP387). (B) Siltitos com laminação plano-paralela (na base) e arenitos finos (no topo) colocados em contato com os granitóides Jaguariúna (alterados) através de falha de direção EW-WNW (Ponto PP101). Notar o arqueamento de arrasto nas camadas do Grupo Itararé. 100
- 8.3. Fraturas EW-ENE (paralelas ao corte do afloramento) e NS-NNE (transversais) associadas em padrão regular e interpretadas como fraturas conjugadas geradas no evento $T_{\sigma 1}NE$. O afloramento é de diabásio (Ponto PP24). 113
- 8.4. (A) e (B) - Fraturas conjugadas de direção EW-ENE e NS-NNE do evento $T_{\sigma 1}NE$, afetando arenitos muito finos, laminados (facies D1), do Grupo Itararé (Ponto PP233). Em (B) as fraturas mais contínuas correspondem às fraturas EW-ENE e as mais curtas às NE-NNE, sendo que o ângulo 2θ é maior que em (A). 113
- 8.5. (A) Falhas ENE a EW normais e de rejeitos decimétricos do evento $T_{\sigma 1}EW$ seccionando camada argilosa (na base) e arenitos conglomeráticos (no topo) da Formação Rio Claro (Ponto CP275). Falha de mesma direção e rejeito métrico coloca-os lado a lado com lamitos estratificados (facies A2) do Grupo Itararé. (B) Pavimento de clastos na base de lamitos maciços com seixos esparsos, da Formação Rio Claro, sendo seccionado por falhas normais de direção EW do evento $T_{\sigma 1}EW$ (Ponto PP101). Notar o espessamento do pavimento no pequeno *graben* sugerindo que as falhas EW foram contemporâneas à deposição da Formação Rio Claro. (C) detalhe da porção mais espessada do pavimento de clastos. 121

- 8.6. Estruturas geradas pelo evento $T\sigma 1NW$. (A) Fraturas EW e NNW, conjugadas, afetando os depósitos TQlc (Ponto PP246). (B) Padrão regular de fraturas EW e NS-NNW, interpretadas como conjugadas, afetando os diabásios (Ponto PP107). (C) Fraturas NNW-NW com superfícies apresentando feições que se assemelham à estrutura do tipo "costela" (*n/b*) indicando que tenham sido geradas por tração (Ponto PP93). (D) Fraturas NW com grandes estruturas plumosas, seccionando diabásios. Notar o aspecto retilíneo, regular e contínuo das fraturas transversais ao corte (Ponto PP107). 124
- 8.7. Estruturas geradas pelo evento $T\sigma 1NS$. (A) Padrão regular de fraturas NW e NE, interpretadas como conjugadas, seccionando diabásios (Ponto PP107). (B) Padrão regular de fraturas NW e NE, afetando os granitóides Morungaba e interpretadas como conjugadas (Ponto VA61). (C) Falhas de direção N40W cujo movimento dextral é indicado por "degraus", transversais às estrias de atrito, formados por quartzo cristalizado sintectonicamente (Ponto VA61). 135
- 8.8. Estruturas geradas pelo evento $T\sigma 1NNE$. (A) Falhas NNE-NE normais (notar os pequenos "degraus" formados transversalmente às estrias de atrito) seccionando arenitos pelíticos maciços (depósitos TQlc, Ponto PP246). (B) Escarpa em diabásio, de direção EW, provavelmente formada pela reativação sinistral de falhas EW durante o evento $T\sigma 1NNE$. (C) e (D) Falhas ENE sinistrais truncando seixos de lamitos maciços do Grupo Itararé (facies A1, Ponto PP254). Notar o pequeno rejeito sinistral deslocando o seixo em (D). 139
- 10.1. Espaçamentos centimétricos, decimétricos e métricos/decimétricos, (A, B e C respectivamente), de fraturas subverticais afetando diabásios (Pontos PP107, PP24 e PP191). Notar a continuidade e aspecto retilíneo das fraturas. 202
- 10.2. (A) e (B) Fraturas subverticais com espaçamentos desde centimétricos em faixas mais restritas (à direita de A) até métricos/decimétricos (B) truncando lamitos maciços do Grupo Itararé (Pontos PP254 e PP93). (C) Padrão denso e anastomosado de fraturas seccionando os granitóides Morungaba (Ponto VA65). 202

LISTA DE ANEXOS

Mapa de localização de afloramentos

Mapa geológico em escala 1:100.000

Mapa de localização de poços

Cadastro dos poços (em disquete)

RESUMO

A área de estudo localiza-se na região da grande Campinas. Na sua porção oriental afloram gnaisses e granitóides pré-cambrianos, que pertencem aos domínios da Nappe Socorro-Guaxupé e da Faixa Alto Rio Grande. Na porção oriental ocorrem o Grupo Itararé, diabásios e depósitos cenozóicos. Dentre estes, o mais importante, em termos de área de ocorrência e de espessuras, corresponde à Formação Rio Claro que foi depositada em ambiente fluvial meandrante, mais provavelmente durante o Neógeno. Posteriormente a esta formação, foram sedimentados depósitos coluviais de topo e encosta (TQlc), depósitos de fluxos gravitacionais (Qlg), depósitos de terraços e demais sedimentos das planícies aluviais.

Posteriormente ao magmatismo Serra Geral, a região foi submetida a cinco eventos tectônicos, de regime transcorrente, denominados, do mais antigo para o mais recente, de $T\sigma 1NE$, $T\sigma 1EW$, $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$, $T\sigma 1NNE$. Com exceção do mais antigo, todos afetam os depósitos cenozóicos. As principais estruturas por eles geradas correspondem a falhas transcorrentes, muitas vezes com componentes oblíquas, e fraturas conjugadas, ambas de mergulhos elevados a subverticais. Falhas normais ou inversas são de ocorrência subordinada.

O evento mais antigo é anterior à deposição da Formação Rio Claro e a ele se associam falhas EW sinistrais e NNE dextrais. O evento $T\sigma 1EW$, contemporâneo à sedimentação daquela formação, gerou e/ou reativou falhas ao redor de N45-65E dextrais, N45-65W sinistrais e EW normais.

Os três últimos eventos são quaternários e, dentre eles, o $T\sigma 1NW$ foi o de atuação mais importante em termos da quantidade de estruturas geradas. Este evento parece ter sido, pelo menos em parte, contemporâneo à sedimentação dos depósitos de fluxos gravitacionais Qlg, tendo gerado e reativado falhas EW dextrais e NS-NNW sinistrais. O evento $T\sigma 1NS$ gerou e/ou reativou falhas N30-50W dextrais e N30-50E sinistrais. Ao evento mais jovem, $T\sigma 1NNE$, associam-se falhas N50-65E sinistrais e NNW dextrais. Dados de *breakouts* de poços localizados na Bacia do Paraná sugerem que o campo de esforços associado a este evento também possa corresponder ao atualmente vigente.

Os quatro últimos eventos, cuja atividade teve início no Neógeno, foram tentativamente considerados como neotectônicos em função de parecerem constituir fases de atividade mais intensa dentro de uma evolução tectônica mais prolongada e contínua.

Tendo como base a análise estrutural efetuada, foi desenvolvido, nesta pesquisa, o método dos *domínios tectônicos homogêneos* com o objetivo de determinar qual a influência da tectônica cenozóica sobre a produção de poços de água subterrânea, que exploram aquíferos cuja porosidade principal é dada por fraturas. Esta análise parte dos seguintes pressupostos: (1) a evolução tectônica cenozóica é a principal condicionante sobre a natureza atual (cisalhamento ou tração) das fraturas presentes na área; e (2) a deformação cenozóica gerou estruturas rúpteis, descontínuas e discretas, que não se distribuem homoganeamente pela área como um todo, gerando domínios tectônicos onde determinado(s) evento(s) prepondera(m) sobre os demais. Tendo isto como base, o método consiste na determinação do evento tectônico predominante em áreas selecionadas, através da análise de lineamentos e de sua comparação com os *trends* estruturais típicos de cada evento.

O método foi bem sucedido em quatro das seis áreas às quais foi aplicado, permitindo concluir que os poços mais produtivos encontram-se associados a lineamentos paralelos ao esforço máximo principal σ_1 , do evento tectônico mais atuante, em cada área analisada. Isto sugere que o maior fluxo de água seja controlado por fraturas de natureza tracional e, provavelmente, mais abertas.

Considera-se que os resultados positivos são consequência do fato de ter havido a integração de duas áreas do conhecimento, geologia estrutural e hidrogeologia, as quais, tradicionalmente, são tratadas em separado. Também é considerada fundamental a utilização do conhecimento da evolução tectônica regional para o entendimento das estruturais locais, que são as que de fato controlam as características hidráulicas dos meios fraturados.

ABSTRACT

The study area is located in the great Campinas region. Precambrian gneisses and granites, that belong to the Socorro-Guaxupé Nappe and Alto Rio Grande Belt Domains, outcrop in the eastern portion, whereas the western one encompasses rocks of the Itararé Group, diabases and Cenozoic deposits. The Rio Claro Formation constitutes the most important Cenozoic unit, which was deposited in a meandering fluvial environment during the Neogene. The other Cenozoic sediments, which are more restrict in terms of area and thickness, correspond to colluvial (TQlc), gravity flow (Qlg), terrace and other types of alluvial deposits.

After the Serra Geral magmatism, the region has undergone five strike-slip tectonic events which were named, from the oldest to the youngest, $T\sigma 1NE$, $T\sigma 1EW$, $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$ and $T\sigma 1NNE$. All but the oldest affect the Cenozoic deposits. These events generated mainly strike-slip faults, often with a dip-slip component, and conjugate fractures, both with a dip usually exceeding about 75° . Normal and reverse faults are much less frequent.

The oldest event originated sinistral EW- and dextral NNE- striking faults. The $T\sigma 1EW$ event was contemporary to the Rio Claro Formation deposition and generated dextral N45/65E-, sinistral N45/65W-, and normal EW-striking faults.

The three youngest events are Quaternary. Among them, the $T\sigma 1NW$ was the most intensive and produced a large amount of structures consisting mainly of dextral EW- and sinistral NS/NNW-striking faults. Apparently it was, at least partially, contemporary to the sedimentation of gravity flow deposits (Qlg). The $T\sigma 1NS$ event developed dextral N30/50W- and sinistral N30/50E-striking faults, and the youngest one, $T\sigma 1NNE$, sinistral N50/65E- and dextral NNW-striking faults. Breakout well data in the Paraná Basin suggest that the stress field associated with the event $T\sigma 1NNE$ can correspond to the current one.

The last four events, which were active since the Neogene, are here regarded as possibly neotectonic, once they seem to consist of more active periods of a longer and more continuous tectonic evolution.

Based on the structural analysis results, the method of "homogeneous tectonic domains" was developed, aiming to determine the influence of the Cenozoic tectonics on the production of hard rock groundwater wells. The method premisses are: (1) the evolution of the Cenozoic tectonics mostly constrains the current nature, whether shear or traction, of the fractures in the study area; (2) the Cenozoic deformation produced discrete and inhomogeneously distributed brittle structures, which generated tectonic domains where a given event predominates. The method, then, consists of determining the predominant event in previously selected areas, by means of a lineament analysis and comparison with the main fracture trends of each event.

The method described above was successful in four of the six areas analysed, and it was possible to conclude that the most productive wells are associated with lineaments parallel to

the maximum principal stress σ_1 of the dominant event in each area. This suggests that the groundwater flow is greatly increased by the presence of tractional open fractures.

It is believed that the positive results are a consequence of the integrated analysis that has taken into account structural geology and hydrogeology, which are, traditionally, separately studied. Besides, the regional tectonic analysis was essential to understand the minor and localized structures that, in fact, control the hydraulic characteristics of the fractured media.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 SITUAÇÃO DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVAS

A importância do estudo da circulação de água subterrânea em meios fraturados relaciona-se a três aspectos principais: a crescente demanda de água para abastecimento rural e urbano; o estudo de contaminação por atividades antrópicas; e a caracterização e seleção de áreas para instalação de vários tipos obras, com ênfase àquelas para disposição de resíduos sólidos. No que diz respeito ao abastecimento de água, tem-se conhecimento de que, no Brasil, muitos poços tubulares, perfurados em aquíferos de baixa porosidade primária, são perdidos anualmente, pelo baixo rendimento de produção, gerando impactos sociais e econômicos.

Tanto nos estudos de detalhe, para caracterização do fluxo segundo fraturas, como nos estudos regionais de avaliação dos recursos hídricos subterrâneos, com o objetivo de estabelecer métodos ou áreas mais apropriadas para locação de poços, os modelos tectônicos adotados, para caracterização dos padrões de fraturamento, não tem sido satisfatórios. Nos de detalhe os estudos praticamente caracterizam fratura a fratura sem haver um entendimento mais detalhado dos eventos tectônicos e dos mecanismos que as geraram. Também é relativamente comum, principalmente para elaboração de modelos matemáticos de circulação de água, serem gerados sistemas aleatórios de distribuição de fraturas. Nos estudos mais regionais, muitas vezes parte-se apenas da análise de lineamentos ou de modelos de evolução tectônica que não levam em consideração as estruturas mais recentes geradas no período Fanerozóico.

No que diz respeito à tectônica cenozóica, constatou-se, em várias regiões do território brasileiro, que a sua atuação tem sido importante mesmo em áreas tradicionalmente consideradas estáveis. Esta tectônica gerou uma grande quantidade de estruturas rúpteis, que seccionam rochas mesozóicas e sedimentos cenozóicos, e reativou descontinuidades pré-existentes. Há evidências de que a tectônica mais recente tem controlado tanto as feições do relevo, bem como a distribuição e deposição dos depósitos cenozóicos. Estes últimos exercem importante papel no controle dos processos superficiais e de recarga dos aquíferos.

O presente trabalho, portanto, justifica-se pelo fato da necessidade de realizar estudos interdisciplinares, entre geologia estrutural e hidrogeologia, para o melhor entendimento dos condicionantes da circulação de água em meios fraturados. Além disto a área pesquisada situa-se na bacia hidrográfica do Rio Piracicaba que se caracteriza por ser intensamente ocupada,

água em função da super-exploração e poluição de mananciais superficiais. É interessante mencionar que esta bacia, mais especificamente a região da Grande Campinas, onde se insere a área de estudo, foi definida como prioritária, em termos de investimento e gerenciamento de fontes de água, pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área desta pesquisa localiza-se na borda leste da Bacia do Paraná e abrange parte das folhas 1:50.000 de Amparo, Cosmópolis, Campinas e Valinhos balizada pelos paralelos 22°30' e 23°00'S e os meridianos 46°45' e 47°20' (Fig.1.1).

Geologica e geomorfologicamente a região subdivide-se em dois compartimentos. Um ocidental, situado na Depressão Periférica, constituído por rochas sedimentares do Grupo Itararé, diques e sills de diabásios mesozóicos e depósitos cenozóicos. O compartimento oriental, inserido no Planalto Atlântico, constitui-se de gnaisses em parte da Faixa Alto Rio Grande (complexos Itapira e Amparo) e, em parte, da Nappe Socorro-Guaxupé.

1.3 OBJETIVOS

Os objetivos principais desta pesquisa correspondem a:

- Estabelecimento da evolução da tectônica rúptil cenozóica a partir da análise da deformação de depósitos cenozóicos, dos diabásios, do Grupo Itararé e das rochas pré-cambrianas presentes na região, bem como de determinados aspectos da geomorfologia, que foram analisados a partir de dados de campo, em imagens de radar e satélite, mapas topográficos e fotografias aéreas.
- Determinar a influência da tectônica cenozóica sobre a produção de poços tubulares de água subterrânea tendo como base o conhecimento da evolução tectônica da região e a análise das características hidráulicas e construtivas dos poços.

Além destes objetivos principais, teve-se como meta a elaboração de mapa geológico na escala 1:100.000, para a área de interesse, o qual serviu de base para a consecução dos objetivos acima citados.

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.

1.4 AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos às pessoas e instituições que, de uma forma ou de outra, contribuíram para os resultados deste trabalho.

Inicialmente ao Professor Gilberto Amaral pela orientação e apoio que me foram dispensados durante todas as etapas da pesquisa.

Ao Instituto Geológico, especialmente na pessoa da diretora Márcia Pressinotti, pelo suporte, infra-estrutura, incluindo veículos para trabalhos de campo, e liberação para dedicação exclusiva à tese, durante a sua fase mais avançada.

Ao professor Benjamim Bley B. Neves e à geóloga Elizete Salvador pelas cuidadosas leituras do texto e valiosas críticas e sugestões.

Aos professores e geólogos Ginaldo Campanha, Cláudio Limeira, Armando Coimbra, Cláudio Riccomini e Antonio L. Teixeira pelas cuidadosas leituras e discussões.

Aos professores e hidrogeólogos Ricardo Hirata, Geraldo Oda, Seiju Hassuda, Aldo Rebouças, e Gary Parkin pelas discussões, esclarecimentos e inúmeras sugestões. Ao professor David Rudolph, que tornou possível a minha ida à Universidade de Waterloo - Canadá, pelas importantes reuniões de discussão e fornecimento de material bibliográfico.

A Almério B. França pelas discussões a respeito dos ambientes de sedimentação do Grupo Itararé e por ter possibilitado a realização de análises palinológicas de material proveniente de afloramentos daquele grupo, as quais foram realizadas por Roberto F. Daemon (*in memoriam*). Ao colega Paulo Souza pelos esclarecimentos a respeito dos dados palinológicos resultantes.

Aos professores Marly Babinski pela revisão da bibliografia e Valdecir A. Janasi por fornecimento de material bibliográfico. À geóloga Gianna Garda pela revisão do *abstract*.

Aos colegas Maurício, Luís, Rosângela, Paulo e Celso pelo acompanhamento nos trabalhos de campo e Ferrari, Edwin, Cláudio, Otávio, Alexandre, Paulo, William e Aletea pelas muitas "dicas" que tornaram mais fácil a utilização de vários *softwares*.

À FAPESP, processo 94/1303-4, pelo auxílio aos trabalhos de campo e aquisição de imagem Landsat, e à CAPES pela bolsa concedida durante os 2 primeiros anos do doutoramento.

E, finalmente, a Ricardo pelo acompanhamento e carinhoso apoio que me foi dado durante todo o desenvolvimento do trabalho.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS EMPREGADOS

Os métodos empregados são descritos em função das várias etapas desenvolvidas que podem ser subdivididas em: elaboração de mapa geológico em escala 1:100.000; confecção de mapas lineamentos e de superfícies de base; coleta e análise de dados estruturais rúpteis; e avaliação do papel exercido pela tectônica cenozóica no controle da produção de poços de água subterrânea.

2.1 Mapeamento geológico na escala 1:100.000

A elaboração do mapa geológico consistiu em grande parte na compilação dos seguintes mapas:

- Fernandes & Ferreira (1995), dos municípios de Jaguariúna, Holambra, Cosmópolis, Americana, Nova Odessa, Sumaré, Hortolândia e Paulínia.
- Fernandes *et al.* (1993), do Município de Campinas.
- Vlach (1994), granitóides de Morungaba.
- Pellogia 1990, porção sudeste da Folha de Amparo.
- Basei *et al.* (1986), Folha de Amparo.

Com exceção de Pellogia (1990), que elaborou mapa geológico em escala 1:25.000, todos os demais foram apresentados em 1:50.000.

Os trabalhos de Fernandes *et al.* (1993) e Fernandes & Ferreira (1995) inseriram-se em projetos multidisciplinares de planejamento ambiental do Instituto Geológico - SMA, dos quais a presente autora foi executora, junto com os demais membros da equipe, e coordenadora dos levantamentos geológicos. Assim sendo, além dos mapas, também se dispunha dos dados de campo. Trabalhos de campo adicionais foram realizados na porção norte da folha 1:50.000 de Cosmópolis e na porção noroeste da folha de Amparo. Na área correspondente ao restante das folhas Amparo e Valinhos foram realizados perfis de reconhecimento.

A finalização do mapa geológico, na escala 1:100.000, deu-se com uma nova fotointerpretação que resultou em modificação, por vezes substancial, dos mapas apresentados por Fernandes *et al.* (1993) e Fernandes & Ferreira (1995).

2.2 Traçado e análise de lineamentos em produtos de sensores remotos

Neste trabalho o termo "lineamento" é utilizado no sentido de O'Leary *et al.* (1976) onde é definido como "uma feição linear, mapeável, simples ou composta, cujas partes são alinhadas de forma reta ou levemente curva, e que difere distintamente dos padrões de feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície".

As principais direções regionais e os padrões de lineamentos foram analisados em imagens TM Landsat (escalas 1:250.000 e 1:100.000, bandas 4 e 5) e de radar (1:250.000). A banda 4 (em escalas 1:100.000 e 1:250.000) da imagem Landsat é a que melhor realça os lineamentos na área de rochas pré-cambrianas, no entanto apresenta duas limitações: o azimute de iluminação solar não permite ver com clareza os lineamentos de direção ao redor de N50E (Tab.2.1) e, na área da Bacia do Paraná, o relevo relativamente plano, junto com a ocupação intensa rural e urbana, fazem com que os lineamentos se apresentem pouco definidos.

A imagem com a banda 5 (escala 1:100.000), de azimute e elevação solar 77° e 54° (Tab.2.1), respectivamente, realça as drenagens além de atenuar os limites entre as propriedades rurais, o que permitiu traçar melhor os lineamentos nas áreas de relevo mais plano.

A imagem de radar (1:250.000) é a que melhor realça os lineamentos NE e NW. As direções EW e NS, no entanto, são muito atenuadas.

Nesta etapa foram elaborados dois mapas de lineamentos: um regional onde constam todos os grandes e mais conspícuos traços, constituídos em geral de uma sucessão de lineamentos curtos, extraídos das imagens em escala 1:250.000; e outro, de detalhe; onde foram determinados todos os pequenos lineamentos identificados nas imagens 1:100.000 e, em parte da área, nas fotos 1:60.000.

A combinação de traços regionais extraídos das imagens TM Landsat (banda 4) e da imagem de radar, ambas em escala 1:250.000, resultou no mapa de lineamentos regionais mais expressivos. As imagens foram rotacionadas para melhor identificar as várias direções de lineamentos, já que os traços que mais sobressaem são aqueles perpendiculares à direção de observação. Por outro lado, com a técnica da visada rasante e rotação, foram identificados os grandes lineamentos que se dispõem paralelamente à direção de observação.

A combinação dos traços extraídos das imagens TM Landsat 1:100.000 (bandas 4 e 5), e da imagem de radar, complementadas pela interpretação de fotos aéreas em 1:60.000, resultou em um mapa onde estão traçados todos os lineamentos identificados, cuja elaboração seguiu em parte o método proposto por Liu (1987). As fotos 1:60.000 foram especialmente úteis na

área da Bacia do Paraná, bem como em locais de atual ocupação urbana (região entre as cidades de Campinas e Valinhos). Foram seguidas as seguintes etapas:

- Determinação de todos os traços lineares detectáveis (puramente morfológicos) com a ajuda de uma lupa, resultando em uma trama densa de lineamentos diretamente sobre as imagens em papel. A área foi dividida em pequenas porções retangulares e o traçado se deu parte a parte, até toda a região ser coberta.
- Determinação de todos os traços lineares na imagem de radar, utilizando o mesmo processo.
- Transcrição, sobre poliéster, dos lineamentos identificados para um mapa base em escala 1:100.000. Foram utilizadas cores diferentes para cada tipo de fonte de informação.
- Traçado de lineamentos em fotos 1:60.000 na região da Bacia do Paraná e transcrição dos mesmos para o mesmo poliéster citado acima, tendo como base um mapa topográfico.
- Classificação dos lineamentos segundo 6 intervalos de diferentes direções, estabelecidas com base na orientação das estruturas preferencialmente relacionadas a cada um dos eventos tectônicos.
- Digitalização, em AUTOCAD (Autodesk 1982-93), do mapa de lineamentos, atribuindo-se cada intervalo de direções a um *layer* distinto, e elaboração de rosáceas segundo o programa ROSAC (cedido por Naoiko Nagata do Instituto de Pesquisas Tecnológicas SP).
- Tratamento dos lineamentos pelo programa FRATURA (Amaral 1996). A área foi dividida em mais de cem células para as quais foram determinados o número, a soma dos comprimentos, e a quantidade de intersecções de lineamentos. Os números gerados para cada célula foram tratados pelo programa SURFER (Golden Software 1995, versão 6.01) e, a partir daí, foram elaborados mapas de isolinhas.

Tabela 2.1 Imagens e fotos aéreas utilizadas para a elaboração do mapa de lineamentos.

Tipo de produto	Dia da passagem	Banda	Elevação solar	Azimute solar	Escala
TM LANDSAT	21/julho/1992	5	31°	46°	1:100.000
TM LANDSAT	25/agosto/1987	4	39°	53°	1:100.000
TM LANDSAT	23/outubro/1991	5	54°	77°	1:100.000
TM LANDSAT	6/agosto/1986	4	33°	49°	1:250.000
Mosaico semi-controlado de Radar da Folha Campinas (SF 23-Y-A) de 1976, Projeto RADAMBRASIL.					1:250.000
Fotos aéreas utilizadas somente na porção ocidental da área, correspondente à Bacia do Paraná.					1:60.000

2.3 Elaboração de mapa de superfícies de base

Foi confeccionado mapa de superfícies de base, segundo método concebido por Filosofov (1960 *apud* Jain 1980), com o objetivo de identificar, a partir dos padrões de distribuição das curvas das superfícies de base, as linhas tectônicas com atividade presumivelmente mais recente e com papel importante para a modelagem do relevo.

O método consiste na determinação das altitudes das drenagens de segunda ordem na sua intersecção com as curvas topográficas, tendo-se como base cartas do IBG em 1:50.000, e posterior traçado das curvas de isovalores. Os valores determinados, num total de 1220 pontos, foram localizados com relação ao sistema de coordenadas UTM de cada carta. A interpolação de valores e traçado das isolinhas foi realizada com o programa SURFER pelo método do Inverso do Quadrado da Distância, como descrito em Salvador (1994).

A posterior análise conjunta deste mapa com os de lineamentos e de tipos de relevo teve a finalidade de complementar a análise de feições indicativas de atividade tectônica mais recente.

2.4 Coleta e análise de dados de estruturas rúpteis

Esta etapa de trabalho consistiu em levantamentos de campo e análise dos dados de deformação rúptil coletados. Nos afloramentos previamente selecionados, com base nos dados do mapeamento geológico, foram feitas medições de planos de falhas, estrias (com determinação dos sentidos de movimento) e de fraturas em geral, sendo dada ênfase às conjugadas. O sentido do movimento das falhas foi determinado principalmente com base nos pequenos degraus que se formam perpendicularmente às estrias (Petit 1987, Angelier 1994). Esta é a feição mais comum, no entanto, ocasionalmente estão presentes outras feições tais como: deslocamento de camadas ou objetos, dobras de arrasto, cristalização de quartzo sintectônico, e polimento assimétrico de superfícies rugosas.

Outros dados coletados consistiram em espaçamento, continuidade, tamanho e uniformidade de distribuição e, quando possível, relações de superposição entre os elementos das várias estruturas. A cronologia relativa entre os vários eventos tectônicos foi estabelecida com base nos seguintes fatores (em ordem decrescente de prioridade): ① unidades litológicas afetadas, (2) superposição de estrias com os respectivos sentidos de movimento determinados e (3) relações de corte entre estruturas planas.

Os dados estruturais foram tratados com os programas: (1) STERONET (Steinsund 1992) para a projeção estereográfica de planos e linhas (estrias de atrito); (2) ROSE (Thompson & Thompson 1993) para elaboração de rosáceas das fraturas conjugadas (com mergulhos

maiores que 70°); (3) TRADE (Campanha *et al.* 1996) para determinação dos campos de esforços associados à geração e reativação de uma dada população de falhas. Este último programa baseia-se nos métodos de Arthaud (1969) e de Angelier & Mechler (1977).

2.5 Análise da produção de poços de água subterrânea

Nesta etapa foram avaliados os valores de capacidade específica (Q/s) de 434 poços segundo duas abordagens: uma mais tradicional, onde os fatores que supostamente controlam a variação da produção de poços em aquíferos fraturados são avaliados de uma forma regional para a área como um todo; e outra, inédita, denominada de análise de domínios tectônicos, onde se consideram os eventos tectônicos rúpteis mais atuantes em pequenas áreas pré-selecionadas.

No primeiro tipo de abordagem foram considerados os seguintes fatores: proximidade com relação a lineamentos, litologia explorada, espessura de manto inconsolidado saturado, compartimento topográfico, e aspectos construtivos dos poços. Os fatores foram avaliados com a elaboração de gráficos mono-log que relacionam Q/s com categorias diferentes de poços classificados de acordo com cada fator analisado.

A proximidade dos poços com relação a lineamentos foi determinada em fotografias aéreas de escala 1:25.000. Inicialmente a localização dos poços foi transferida de folhas 1:10.000 (mapas de campo utilizados durante o cadastramento dos poços realizado pela equipe de hidrogeologia do Instituto Geológico) para as fotos e, em seguida, foi realizada foto-interpretção para o traçado das feições lineares. Os poços foram divididos em duas categorias: aqueles a uma distância menor que 70 m da feição, mais provavelmente sob a influência das estruturas representadas pelos lineamentos; e aqueles a uma distância maior que a citada e, presumivelmente, sob menor influência das estruturas de subsuperfície.

As descrições dos perfis litológicos dos poços foi utilizada para separá-los em várias classes de acordo com o(s) tipo(s) litológico(s) que atravessam e que seriam: rocha sedimentar, diabásio, granitos/gnaisses, ou uma combinação das anteriores. Estes últimos são denominados de mistos. Além disto também foi possível identificar, para parte dos casos, os poços que exploram o manto inconsolidado e aqueles que exploram apenas rocha sã.

O compartimento topográfico, no qual cada poço está localizado, foi determinado em folhas topográficas 1:10.000. Eles foram separados em três categorias: topo, encosta e vale.

A segunda abordagem, de análise de domínios tectônicos, teve como objetivo principal avaliar a influência da tectônica cenozóica sobre a produção dos poços.

Para isto foram selecionadas 6 pequenas áreas com densidade relativamente grande de poços e, também, com grande variabilidade de capacidade específica, nas quais foi aplicado o seguinte método:

- Plotagem dos poços em base topográfica na escala 1:50.000;
- Fotointerpretação de lineamentos em fotos 1:25.000 e 1:60.000 e transcrição dos mesmos para a base topográfica de cada área selecionada;
- Determinação dos eventos tectônicos que atuaram mais intensamente na área selecionada através da análise das direções e padrões de distribuição dos lineamentos e da sua comparação com as direções estruturais associadas a cada evento. As direções predominantes de lineamentos foram identificadas através da elaboração de rosáceas pelo programa ROSAC. Esta análise teve como objetivo determinar quais direções de fraturas mais provavelmente correspondem a falhas e quais, a fraturas abertas, ou de tração.
- Avaliação de outras possíveis influências na produção dos poços tais como: exploração do manto de alteração na produção dos poços através de uma análise dos perfis litológico e construtivo do poço; localização em diferentes compartimentos topográficos (topo, encosta, vale); exploração de camadas de rochas com maior condutividade hidráulica (p.ex., arenitos); e, também, da circulação de água segundo contatos litológicos, no caso de poços mistos.

A influência da densidade de fraturas, em contraposição à sua abertura, também foi avaliada a partir da aplicação de uma equação de fluxo a alguns cenários possíveis de serem encontrados na natureza.

CAPÍTULO 3

ELEMENTOS DE TECTÔNICA RÚPTIL

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo é feita uma síntese dos mecanismos geradores das estruturas rúpteis, bem como alguns métodos de análise da deformação rúptil.

Ao final do item 3.1 dá-se ênfase à descrição de estruturas associadas ao regime transcorrente, pelo fato de, na região estudada, terem atuado essencialmente eventos tectônicos deste tipo.

3.2 GERAÇÃO DE ESTRUTURAS RÚPTEIS

3.2.1 Resistência ao fraturamento

A resistência ao fraturamento corresponde ao esforço diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) sob o qual a rocha sofre ruptura. Os fatores que exercem influência sobre a magnitude da resistência ao fraturamento da rocha são: pressão confinante, temperatura, pressão de fluidos, tempo de aplicação do esforço, resultante dos esforços aplicados (compressiva ou trativa), características reológicas das rochas e planos de fraqueza pré-existentes (Ramsay & Hubber 1987, Park 1989, Scholz 1990, Park & Jarozewski 1994, Angelier 1994, entre outros).

Em condições geológicas, onde as rochas são submetidas a esforços tectônicos de longo termo, a resistência da rocha ao fraturamento é muito menor que aquela onde o tempo de aplicação dos esforços é curto. Este efeito, de aplicação de esforços de longa duração, é chamado de *creep* e envolve microquebramento que resulta em deformação (*strain*) dilatante. Macroscopicamente o processo é viscoelástico mas o mecanismo subjacente é rúptil (Scholz 1990).

Pelo fato das rochas serem muito mais resistentes quando em regimes tectônicos compressivos a resistência compressiva é consideravelmente maior que a trativa (Park 1989, Park & Jarozewski 1994).

Em termos das características reológicas, a resistência da rocha é controlada pela sua composição mineralógica pois a deformação elástica se dá através de distorções do retículo de cada cristal que depende do tipo de ligação atômica. A textura, ou o arranjo tridimensional das relações entre os minerais, também é um fator muito importante. Assim um arenito sem cimento será muito menos resistente que um granito, por exemplo.

Rochas com planos de fraqueza pré-existentes são menos resistentes que as intactas. Segundo Ramsay & Huber (1987), em rochas anisotrópicas, a resistência da rocha com relação à compressão varia de acordo com a orientação da anisotropia com relação a σ_1 , sendo que a rocha é mais resistente ao cisalhamento quando o plano de anisotropia é perpendicular ao σ_1 e menos, quando o ângulo é de 30° .

3.2.2 Modos de fraturamento

Existem três modos de propagação de uma quebra:

- I - Por abertura (*opening*) ou separação normal dos planos de ruptura sob a ação de esforço de tração.
- II - Por deslizamento (*sliding*) perpendicular à frente de propagação da ruptura
- III - Por deslizamento paralelo à frente de propagação da ruptura (Fig.3.1).

Figura 3.1. Os três modos de propagação de uma quebra (Lawn & Willshaw 1975).

Os produtos mesoscópicos da propagação de rupturas por abertura (modo I) ou por cisalhamento (modos II e III), segundo Engelder (1994), correspondem a juntas e fraturas de cisalhamento, respectivamente.

As juntas podem se formar tanto sob regimes compressivos como extensivos (Pollard & Aydin 1988). Elas comumente se iniciam em heterogeneidades, que controlam a resistência de materiais rígidos, tais como fósseis, clastos, marcas de sola, poros e microquebras. Quando uma massa rochosa, com qualquer arranjo de "defeitos" destes tipos, é submetida a esforços elevados ocorre uma concentração dos mesmos, particularmente na extremidade destas feições havendo uma propagação da ruptura (Ramsay & Huber 1987, Pollard & Aydin 1988). Através deste mecanismo, fraturas pré-existent e dispostas perpendicularmente a σ_3 , tenderiam a ser abertas. Este processo pode ocorrer tanto quando o esforço de tração é insuficiente como quando o regime é compressivo. Nestes casos a pressão de fluídos interna, ligeiramente maior que o esforço menos compressivo σ_3 , é reconhecida como uma causa efetiva para geração de juntas que tenderiam a ser perpendiculares a σ_3 (Pollard & Aydin 1988). O próprio incremento da pressão de fluídos por vários processos tais como rápido

enterramento de sedimentos, deformação tectônica ou agitação súbita (terremotos), também pode fazer com que a rocha vá de uma situação de estabilidade para uma onde fraturas são geradas (Ramsay & Huber 1987).

Feições comumente encontradas nas superfícies de juntas e diagnósticas do mecanismo de tração, correspondem a estruturas plumosas (*plume*) e do tipo "costela" (*rib*). As feições plumosas são mais complexas (Fig.3.2) e desenvolvem-se em fraturas que se propagam relativamente rápido (Price & Cosgrove 1990).

Figura 3.2. Bloco diagrama mostrando detalhes da estrutura plumosa. 1. principal traço da fratura, 2. periferia (*fringe*), 3. principal estrutura plumosa, 4. fraturas *en-echelon*, 5. fraturas menores transversais unindo membros de 4, 6. ombro (*shoulder*), 7. traço da face principal da fratura.

A geração de fraturas por cisalhamento ocorre sob esforço diferencial compressivo e a propagação se dá pela coexistência dos dois modos fundamentais de ruptura (Scholz 1990). Aparentemente o fraturamento macroscópico é determinado pela densidade de microquebras geradas pelo modo I, que se formam paralelamente ao σ_1 . Estas são responsáveis pela dilatância que ocorre aproximadamente a meio caminho do esforço de fraturamento.

As condições de esforços sob os quais se dá o fraturamento são representadas pelos círculos de Mohr (Fig.3.3). Deste diagrama deduz-se que as fraturas de cisalhamento ocorrem em dois planos conjugados orientados simetricamente com relação a σ_1 . Quando o esforço diferencial é negativo e igual à resistência trativa da rocha, formam-se juntas. Em situações intermediárias formam-se fraturas híbridas com 2θ menor que o das fraturas conjugadas (Fig.3.3). Para se distinguir entre fraturas conjugadas e híbridas é necessário considerar o ângulo 2θ entre elas e as variações deste ângulo com a litologia afetada (Hancock 1985, Dunne & Hancock 1994).

Falhas e juntas podem ser reativadas em campos de esforços posteriores à sua formação. A reativação por cisalhamento é bem ilustrada pelo diagrama de esforços de Mohr (Fig.3.4) com duas envoltórias: uma frictional que representa a resistência de um plano de fraqueza pré-existente e outra que representa a resistência da rocha intacta. Fica claro que

descontinuidades pré-existent, com ampla variação de orientações, serão reativadas antes do esforço necessário, para gerar uma nova falha, ser atingido.

Figura 3.3. Círculos de esforços de Mohr representando condições que originam fraturas de tração (A), de cisalhamento (B) e híbridas (C). Também é ilustrado o sentido de movimento dos planos de fratura e sua orientação com relação aos eixos dos esforços mínimo σ_3 e máximo σ_1 (Price & Cosgrove 1990).

Figura 3.4. (a) Falhas neoformadas com ângulo 2θ característico. (b) Reativação de descontinuidades pré-existent (modificado de Angelier 1994).

3.2.3 Regimes tectônicos

Na maioria das áreas continentais, especialmente em situações próximas à superfície, as reconstruções de paleo-esforços, baseadas na análise de falhas e em medições de esforços atuais, tem indicado que os eixos principais de esforços são próximos à horizontal e à vertical (Ramsay & Huber 1987, Price & Cosgrove 1990, Angelier 1994). Os desvios observados de um dos eixos com relação à vertical são bastante pequenos, normalmente menores que 10° . Isto resulta do controle exercido pela gravidade e pela superfície da Terra, que força um dos eixos a ser vertical.

Em função disto os regimes tectônicos mais comuns vão ser o extensional, compressivo e transcorrente. O regime transcorrente é amplamente distribuído no ambiente de intraplacas e é considerado como o principal mecanismo de liberação dos esforços horizontais intraplaca (Park & Jaroszewski 1994). Ele pode conter ocorrências localizadas de extensão e compressão, ou ambos, dependendo da geometria do arranjo das falhas direcionais (Angelier 1994).

Em termos regionais, grande diversidade de estruturas pode se associar ao desenvolvimento de cisalhamentos transcorrentes (Wilcox *et al.* 1973, Woodcock & Schubert 1994). Numerosos experimentos de laboratório que simularam zonas rúpteis de cisalhamento direcional (revisados por Silvester 1988, *apud* Woodcock & Schubert 1994) confirmaram os padrões estruturais previstos em modelos teóricos.

Os fatores que condicionam a variação do tipo e momento de aparecimento das estruturas associadas a uma transcorrência são: as heterogeneidades na estratigrafia, taxas de deformação variáveis e direções diferentes de movimentos entre os blocos crustais durante um estágio de deformação ou durante estágios sucessivos (Wilcox 1973). Nas transcorrências paralelas são estruturas básicas as dobras *en-echelon*, falhas direcionais conjugadas, planos de falhas principais e fraturas de tração.

A formação das dobras *en-echelon* é favorecida quando há um acamamento conspícuo com camadas de competência distinta. O ângulo dos seus eixos, com a direção da zona de cisalhamento, é sempre menor que 45°.

Nos experimentos foram observados dois grupos de falhas direcionais conjugadas: um é sintético e de baixo ângulo (entre 10° e 30°) com a direção da zona de cisalhamento e o outro é antitético e de alto ângulo (entre 70° e 90°). A magnitude do ângulo agudo entre o primeiro e o segundo depende da natureza das rochas e é bissecionado pela direção de máxima compressão. Foram denominados de cisalhamentos conjugados de Riedel, R e R', por Tchalenko & Ambraseys (1970, *apud* Wilcox *et al.* 1973). Conforme prossegue a deformação o ângulo agudo entre as falhas conjugadas aumenta, com as sintéticas permanecendo no mesmo ângulo e, portanto, com orientação favorável a acomodar deslocamentos adicionais. As falhas antitéticas, ao contrário, sofrem rotação, adquirem a forma de um "S" achatado e aumentam o ângulo com a direção principal da zona de cisalhamento, o qual chega a cerca de 90°. Assim o deslocamento nas mesmas é relativamente baixo.

Com deslocamentos maiores os planos R tornam-se ligados por outras superfícies sintéticas que fazem baixo ângulo com a direção da zona de cisalhamento e são denominadas de "P".

A falha transcorrente principal, paralela à direção de cisalhamento, desenvolve-se após o par de conjugados, R e R', e as falhas sintéticas, P, no último estágio da fase inicial da deformação.

O conjunto total de falhas verticais, experimentalmente observadas, também inclui os planos de cisalhamento X que fazem um ângulo maior que 90° com a direção de deslocamento principal, Y (Bartlett *et al.* 1978, *apud* Woodcock & Schubert 1994) (Fig.3.5).

As fraturas de tração são paralelas ao esforço máximo principal σ_1 , cortam em ângulo reto as dobras *en echelon* e biseccionam o ângulo agudo entre os conjugados (Fig. 3.5). Podem se formar nos estágios iniciais mas são facilmente destruídas.

Figura 3.5. Compilação de fraturas previstas teórica e experimentalmente para o cisalhamento simples (Bartlett et al., apud Woodcock & Schubert 1994). R e R'. Par de conjugados, P. falhas sintéticas, T. Fraturas de tração, Y. Falha principal, X. Falhas a alto ângulo com Y.

3.3 MÉTODOS DE ANÁLISE DE ESTRUTURAS RÚPTEIS

3.3.1 Método dos diedros retos

O método dos diedros retos foi originalmente desenvolvido por Angelier & Mechler (1977), tendo sido revisado e ampliado por Angelier (1979, 1984, 1989 e 1994).

Trata-se de um método gráfico aplicado à localização dos esforços principais tanto para tectônica de falhas, como para a solução de mecanismos focais na sismologia, onde são consideradas duas condições básicas para a sua aplicação: (1) houve reativação de fraturas pré-existent de orientações aleatórias, e (2) a movimentação destas estruturas pode ser reportada a um mesmo episódio tectônico ao qual se relaciona um único estado de esforços médio.

Para cada falha são definidos dois diedros retos de compressão e dois de extensão, onde o sentido de movimento é tal que o esforço principal, σ_1 , está contido no diedro em compressão e o esforço σ_3 , no diedro em extensão.

O princípio do método, então, consiste em que, se para cada falha os diedros em compressão contém σ_1 e os diedros em extensão, o σ_3 , e se estes eixos são os mesmos para todas as falhas observadas, a porção do espaço comum a todos os diedros em compressão contém σ_1 , e a porção do espaço comum a todos os diedros em extensão contém σ_3 (Fig.3.6).

Figura 3.6

A. Os diedros retos e os mecanismos de deslizamento de falhas. (a) vista de perspectiva, (b) projeção estereográfica do hemisfério inferior. F, plano de falha, A, plano auxiliar, n, normal ao plano de falha, s, vetor de deslizamento, B, interseção dos planos A e F, P, diedro em compressão, T, diedro em extensão (Angelier 1994).

B. Princípio do método dos diedros retos. Projeção estereográfica do hemisfério inferior. (a) e (b) mostram a projeção de duas falhas e dos planos auxiliares e (c) mostra o resultado. Os diedros em compressão estão pontilhados, aqueles em expansão, em preto, e os domínios de incompatibilidade, em branco (Angelier 1994).

(a) e (b) mostram a projeção de duas falhas e dos planos auxiliares e (c) mostra o resultado. Os diedros em compressão estão pontilhados, aqueles em expansão, em preto, e os domínios de incompatibilidade, em branco (Angelier 1994).

A aplicação do método requer a medição dos planos de falha, das suas estrias, e a determinação do sentido de movimento da falha. Além disto, também é necessário distinguir elementos relacionados a diferentes eventos e sua superposição.

O sentido de movimento em falhas rúpteis pode ser determinado utilizando-se, entre outros, os seguintes critérios: camadas ou outros objetos deslocados, dobras de arrasto, sulcos desenhados por grãos minerais ou por fragmentos de rochas (Tjia 1964, Petit *et al.* 1983, Petit 1987); crescimento de minerais formando degraus em superfícies de falhas (Ramsay & Huber 1987); pequenos degraus produzidos pela quebra da ponta dos diedros formados entre os vários planos de falha associados ao cisalhamento (Petit *et al.* 1983, Petit 1987); estilólitos e fendas de tração (*tension gashes*) (Fig. 3.7).

Alguns exemplos da aplicação do método dos diedros retos, encontrados na literatura, podem ser mencionados, tais como Angelier *et al.* (1985) e Bergerat (1987). Nacionalmente ele foi aplicado principalmente no Vale do Paraíba, podendo-se citar, como exemplo, Riccomini (1989) e Salvador (1994).

Angelier *et al.* (1985) aplicam este método a uma pequena área, constituída por rochas vulcânicas e sedimentares clásticas, restrita a uma barragem onde foram medidas 500 falhas. O autor enfatiza a importância de se atribuir distintos graus de certeza (p.ex., certos, prováveis ou inferidos) à determinação do sentido de movimento das falhas. Bergerat (1987) estabelece a cronologia dos paleo-esforços vigentes na Plataforma Européia quando da colisão África-

Eurásia. As cronologias relativas entre os eventos são estabelecidas em vários locais e o autor considera que a sua consistência a nível regional assegura que a cronologia global foi firmemente reconstruída.

Figura 3.7. Critérios para determinação do sentido de movimento sobre uma superfície de falha. Os exemplos ilustrados referem-se a falhas normais mas eles são válidos para qualquer que seja a orientação do deslizamento. (1) degraus formados por minerais, (2) marcas tectônicas de objetos, (3) planos de cisalhamento de Riedel, (4) picos estilolíticos, (5) alternância de faces polidas e rugosas, (6) fendas de tração, (7) fraturas conjugadas, (8a) marcas parabólicas, (8b) bolhas deformadas em lava.

De um modo geral, para o estabelecimento da cronologia relativa entre os grupos de falhas, são utilizados os seguintes critérios de campo: superposição de dois ou mais grupos de estrias, com orientações claramente distintas, em um mesmo plano de falha; relação de deslocamentos nas intersecções de falhas; relações de corte com unidades geológicas de idade conhecida, sendo as falhas sindeposicionais uma ferramenta particularmente valiosa. As relações de superposição de movimentos, em algumas situações, podem ser ambíguas, pois falhas de gerações diferentes podem sofrer deslocamentos, por reativação, durante um mesmo evento tectônico (Angelier 1994).

3.3.2 Análise de estruturas rúpteis de pequena escala

A análise de estruturas rúpteis de pequena escala (*microtectonic analysis*) é considerada bastante adequada para ser utilizada regionalmente em regiões fracamente deformadas, tais como coberturas de áreas continentais estáveis (Hancock 1985, Dunne & Hancock 1994). Este método consiste na análise de mesofraturas que são consideradas como indicadores mais confiáveis de trajetórias de *stress/strain*, regionalmente significativas, em rochas fracamente deformadas. Estruturas de meso-escala são definidas como aquelas que variam em tamanho desde 1 cm, ou menos, até alguns metros, e que são observáveis em uma única exposição.

Dentre as mesoestruturas, a análise sistemática de sistemas de "juntas" seria particularmente útil onde indicadores cinemáticos são raros ou ausentes. A denominação "junta" tem sido usada como termo de campo para descrever uma fratura fechada na qual não se observa nenhum deslizamento ou dilatação mensuráveis na escala de observação (Hancock 1985). Uma vez que o termo junta é utilizado por outros autores para se referir a fraturas geradas por tração (Pollard & Aydin, Engelder 1994), quando for utilizado no sentido de Hancock (1985), ele virá entre aspas ("junta").

Apesar da sua abundância e ocorrência generalizada, as "juntas" são feições que podem gerar interpretações bastante controversas quanto ao modo de propagação que as gerou. Vários critérios, para distinguir entre "juntas" de extensão, cisalhamento ou híbridas, foram propostos por Hancock (1985) e retomados em Dunne & Hancock (1994). Eles seriam, resumidamente:

- Determinação de movimentos relativos a nível microscópico.
- Presença de feições indicativas do mecanismo de geração nas superfícies das fraturas, tais como marcas plumosas.
- Relações geométricas com indicadores cinemáticos vizinhos que tenham sido gerados durante o mesmo evento tectônico.
- Arquitetura de padrões de fraturas. Algumas relações angulares formadas pela combinação de fraturas geradas por mecanismos e/ou eventos tectônicos distintos são comparados com algumas letras do alfabeto (Fig.3.8). Por exemplo, os padrões V, Y e X caracterizariam famílias conjugadas. O padrão H seria produzido por um grupo de juntas mais jovens, não sistemáticas, descontínuas e transversais (*cross joints*, de Hancock 1985), que estaria contido entre planos de juntas mais antigas, contínuas e sistemáticas. O espaçamento das *cross joints* é diretamente proporcional à distância entre as juntas pré-existentes. A sua geometria de terminação indica que elas teriam se iniciado na região mediana, entre as juntas mais antigas, uma vez que esta região experiencia os valores mais altos de esforços

de tração. As fraturas mais antigas e contínuas, portanto, desempenham papel semelhante ao de camadas de litologias distintas e restringem a propagação de grupos de juntas mais jovens (Gross 1993).

Figura 3.8. Descrição da arquitetura de sistemas de "juntas" por comparação com formas estilizadas de traços de "juntas" com letras do alfabeto (Dunne & Hancock 1994).

Os principais critérios para separar grupos de "juntas" são as relações de terminação e de deslocamento de um grupo pelo outro. No entanto, deve ser dada atenção aos seguintes fatores: falhas mostram deslocamentos sucessivos segundo campos de esforços oblíquos; um mesmo grupo de "juntas" pode se desenvolver em multifases; e as "juntas" se desenvolvem por uma crescente geração de planos que seccionam a rocha em blocos cada vez menores e, desta forma, um grupo mais antigo pode controlar a distribuição ou atitude de um mais jovem (Hancock 1985).

Adicionalmente, Angelier (1994) ressalta que as fraturas conjugadas, por serem formadas sob um único regime de esforços, permitem uma reconstrução acurada dos campos de paleo-esforços de uma forma simplesmente gráfica, sendo a sua identificação uma ferramenta muito útil em análises regionais de deformação rúptil.

CAPÍTULO 4

FUNDAMENTOS DE NEOTECTÔNICA

4.1 O CONCEITO

Os termos neotectônica, tectônica ativa e paleosismicidade apresentam ampla superposição e são frequentemente usados aproximadamente como sinônimos (Mörner 1989).

Em proposta realizada pela INQUA (Mörner 1978, *apud* Mörner 1989) "neotectônica é definida como qualquer movimentação da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem geológica (tão antiga quanto ela seja), suas implicações para várias aplicações práticas e suas extrapolações futuras".

A principal distinção com relação à tectônica ativa é que esta enfocaria as atividades que possam ser reiniciadas no futuro. Em geral, os limites inferiores propostos, que variam de lugar para lugar, correspondem a: tempo histórico, Holoceno e Pleistoceno Superior. A paleosismicidade, por outro lado, volta-se para o passado e lida com terremotos pré-instrumentais, valendo-se da análise de feições geológicas.

Mörner (1989) conclui que, em função da definição de tectônica ativa, a neotectônica deveria tratar dos movimentos e deformações que ocorreram em um período de tempo mais longo e voltado para o passado. Assim são sugeridos alguns possíveis limites inferiores tais como: os últimos 2,5 Ma (quando parece ter ocorrido uma reorganização geral do regime tectônico), os últimos 5-6 Ma (período posterior à crise Messiniana - *Messinian crisis*), os últimos 23 Ma (Neógeno Inferior), ou os últimos 38 Ma (Oligoceno Inferior, reorganização da tectônica global).

Mais recentemente, junto com uma revisão do conceito e análise da evolução do termo, Stewart & Hancock (1994) consideram que a neotectônica corresponderia ao estudo dos movimentos que ocorreram no passado e continuam ocorrendo no presente. Desta forma, também não existiria limite inferior rígido, pois a neotectônica começaria em tempos e lugares diferentes dependendo da evolução tectônica de cada local. Portanto, os movimentos neotectônicos estariam relacionados ao regime tectônico atual. Uma estrutura neotectônica seria aquela que foi gerada ou reativada em um campo de esforços e de deformação que tem persistido, sem mudanças significativas de orientação, até o presente. Stewart & Hancock (1994), citando Wallace (1986), também sugerem que a tectônica ativa seria aquela que se espera que atue em certo intervalo do futuro no qual a sociedade humana possa ser afetada.

4.2 REGIMES DE ESFORÇOS ATUAIS

A investigação dos campos de esforços atuais tem sido realizada a partir de dados de medições *in situ*, de observações geológicas (a profundidades de até 1 a 2 km), de *breakouts* (4 a 5 km) e de mecanismos focais de terremotos (20 km), os quais mostraram um grau de correlação muito bom e permitiram a produção de um mapa de esforços mundiais (Zoback 1992).

Os 4.400 dados de orientações de esforços horizontais, utilizados na elaboração do mapa, permitiram que Zoback (1992) chegasse às seguintes conclusões:

- Na maior parte dos lugares existe um campo de esforços uniforme por toda a crosta rúptil superior.
- As porções interiores das placas são dominadas por compressão (regimes de empurrões e transcorrências) onde o esforço máximo principal é horizontal.
- Tectonismo extensional ativo (regime de falhamentos normais) onde o esforço principal máximo σ_1 é vertical, geralmente ocorre em áreas topograficamente elevadas tanto nos continentes como nos oceanos.
- A consistência tanto da orientação como da magnitude relativa dos esforços permite definir amplas províncias regionais de esforços homogêneos.

Os campos de esforços de primeira ordem do interior das placas resultam em grande parte das forças compressivas aplicadas nos limites das placas, principalmente aquelas originadas pela expansão do assoalho oceânico (*ridge push*) e pela colisão continental. Esforços de segunda ordem, originados no interior das placas podem se superimpor aos de primeira ordem (Zoback 1992). Os principais tipos de esforços de segunda ordem seriam:

- Flexurais, cujas principais fontes estariam associadas à pilha de sedimentos nas margens continentais.
- Contrastes laterais de densidade e forças ascensionais. Estes estariam relacionados a anomalias de densidade sob a litosfera, à variação lateral da espessura da crosta e ao contraste crustal no limite oceano/continente.
- Contrastes laterais de resistência.

O campo de esforços derivado de forças de primeira ordem não é distribuído homogeneamente. As porções crustais mais espessas, áreas de escudos, apresentam esforços médios de magnitude mais baixa. Portanto, nestas áreas, os efeitos locais seriam prevaescentes. Nas áreas crustais mais antigas pode-se observar tanto um espalhamento das direções dos esforços (Austrália), como direções consistentes (Escudo Canadense, Faixa Grenville, Cinturão dos Appalaches). Apesar das dispersões observadas em determinadas regiões, o fato de uma litosfera muito heterogênea, complexa e anisotrópica poder apresentar

um campo de esforços com grande uniformidade regional, é uma forte evidência de que o estado de esforços litosférico é fortemente dependente das forças contemporâneas aplicadas ao longo do limite das placas (Zoback 1992). Parece, também, que esforços residuais de eventos orogênicos passados não contribuem substancialmente com o campo de esforços moderno.

4.3 DEFORMAÇÃO NEOTECTÔNICA

As estruturas neotectônicas mais comuns, mencionadas em Stewart & Hancock (1994), correspondem a falhas, "juntas" (no sentido de Hancock 1985, ver ítem 3.3.2), dobramentos suaves, basculamentos e amplos arqueamentos.

As falhas neotectônicas, segundo Stewart & Hancock (1994) apresentam as seguintes características:

- Segmentação geométrica, encontrada em várias escalas de observação, que corresponde à subdivisão de traços de falha em uma série de unidades homogêneas estrutural e geometricamente.
- Feições contrastantes que podem ser atribuídas a períodos diferentes do ciclo da falha. Deste modo as estrias de atrito poderiam ser contemporâneas aos deslizamentos cossísmicos e os degraus assimétricos, formados por cristalização de minerais, poderiam acompanhar a acumulação contínua de deslizamento intersísmico. No caso da Falha de San Andreas, por exemplo, a deformação sísmica responde por somente 5% do deslizamento de 11 mm/ano.
- Escarpas de falha, que são um forte indício de falhas ativas. As características das escarpas variam com a quantidade e estilo do falhamento bem como com os tipos litológicos aflorantes. Escarpas associadas com falhas transcorrentes, por exemplo, geralmente são lateralmente impersistentes e alternam o lado do bloco alto ao longo da sua direção. Elas são melhor desenvolvidas em locais de topografia suave. Falhas normais produzem escarpas mais proeminentes, quando afetam superfícies niveladas, e podem ser lateralmente persistentes.
- As escarpas de falha esculpidas em rochas tem maior potencial de preservação que as de aluviões e coluviões e, portanto, registram uma história mais longa de tectonismo ativo. Em terrenos de tectonismo mais brando estas feições podem ser as únicas evidências de falhamento quaternário.
- Deslocamento de feições geomorfológicas tais como superfícies originalmente regulares e de distribuição ampla, escarpas de terraços fluviais e canais de rio.

"Juntas" neotectônicas sistemáticas podem consistir em um único grupo de fraturas de extensão, verticais, ou, menos comumente, fraturas conjugadas subverticais paralelas ou simetricamente dispostas com relação às fraturas extensivas (Hancock & Engelder 1989, Stewart & Hancock 1994). Elas se formam, em geral, dentro dos primeiros 500 a 1000 m de profundidade tanto sob esforço σ_3 extensivo como quando a diferença ($\sigma_1 - \sigma_3$) é pequena. Elas são consideradas valiosas para delinear a orientação do maior esforço horizontal atual em regiões fracamente deformadas. Para tanto devem ocorrer uniformemente em regiões amplas (10.000 km² ou mais).

Por fim, dobramentos ativos, basculamentos e arqueamentos podem ser melhor detectados na morfologia fluvial que é muito sensível a mudanças de gradiente. Uma região submetida a arqueamento, por exemplo, pode apresentar os seus canais entalhados, induzindo aggradação a montante e escavamento a jusante.

CAPÍTULO 5

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

5.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A região abrange, a oeste, o Grupo Itararé, diabásios do mesmo evento magmático da Formação Serra Geral e rochas sedimentares da Formação Rio Claro. A leste engloba rochas pré-cambrianas de alto e médio graus metamórficos intrudidas por granitos do Neoproterozóico.

A seguir é apresentado, resumidamente, o estado atual dos conhecimentos tanto sobre estas unidades como a tectônica que as afeta. No último item dá-se ênfase à tectônica cenozóica.

5.1.1 Rochas pré-cambrianas

Cavalcante *et al.* (1979) mapearam na região os complexos Itapira, Amparo, Varginha e Socorro, pertencentes à Associação Barbacena.

As rochas pré-cambrianas pertenceriam ao Setor Central da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1977, Hasui *et al.* 1982, Hasui & Oliveira 1984), fazendo parte do Maciço de Guaxupé. Na região de Campinas predominaria o Complexo Amparo constituído por rochas granulítico-migmatítico-gnáissicas e atribuído ao Eoproterozóico-Arqueano, sendo delimitado, a norte, com o Complexo Varginha, a leste, com o Complexo Paraíba do Sul e a sul, com o Grupo São Roque (Hasui *et al.* 1981, Hasui & Oliveira 1984). Os limites são dados pelas falhas de Jacutinga, a norte, Camanducaia, a leste, e Jundiuvira-Itu, a sul.

Para a região leste-nordeste do Estado de São Paulo, Campos Neto *et al.* (1984) definiram uma mega-estruturação representada pela justaposição de terrenos de alto grau, correspondentes ao Domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé, sobre terrenos meta-vulcano-sedimentares e gnáissico-migmatíticos da Faixa Alto Rio Grande (Fig.5.1). O limite entre ambos seria dado, a norte e a leste, por uma faixa blastomilonítica. Estes terrenos foram estudados com mais detalhe por Campos Neto (1990).

A *nappe* representaria uma unidade de infra-estrutura, alçada para noroeste, que envolve predominantemente associações metamórficas com granulitos, granitóides gnáissicos e migmatitos (complexos Caconde e Cristina) e associações granítico-migmatíticas (complexos Socorro e Pinhal), com metassedimentos migmatizados no topo da estrutura (Complexo Piracaia) e, ainda, unidades granito-charnockíticas (Suíte São José do Rio Pardo) e granitóides

intrusivos. Segundo Tassinari & Campos Neto (1988), foram pelo menos dois os principais eventos formadores das rochas do domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé (1400 e 800 Ma), com os principais períodos de atividades graníticas ao redor de 1000 Ma, 800-750 Ma e 600-570 Ma.

Figura 5.1. Megaestruturação das rochas pré-cambrianas, de parte do Estado de São Paulo, em *Nappe* Socorro-Guaxupé e Faixa Alto Rio Grande (modificado de Vasconcellos 1988).

A Faixa Alto Rio Grande, na concepção de Vasconcellos (1988), englobaria as sequências metassedimentares e meta-vulcano-sedimentares dos grupos São João Del Rei, Andrelândia e Itapira, caracterizando uma faixa de dobramentos com referencial paleogeográfico no Craton do São Francisco. Ebert (1968) definiu o Grupo Amparo, correlacionando-o ao Grupo Barbacena, e o interpretou como mais antigo que o Grupo Itapira.

Para as sequências metassedimentares (Itapira, Andrelândia e rochas relacionadas), foram obtidas idades do Mesoproterozóico ao redor de 1400 Ma (Tassinari & Campos Neto 1988).

5.1.2 Grupo Itararé

Em direção à porção ocidental da área, as rochas pré-cambrianas são sobrepostas, em contato discordante e erosivo, de mergulhos regionais e suaves para oeste, pelas rochas sedimentares do Grupo Itararé.

Existe grande dificuldade em se correlacionar as colunas estratigráficas do Grupo Itararé devido à complexidade de seu ambiente deposicional. Ele inclui arenitos, diamictitos, siltitos, argilitos, lamitos, ritmitos e camadas de carvão. Muitos autores o consideram glacial *sensu lato*, no entanto, estudos de palinologia quantitativa (Picarelli *et al.* 1993) consideraram que o paleoclima seria temperado úmido sugerindo que a maior parte da sedimentação ocorreu em épocas não glaciais. Petri & Souza (1993), através de posicionamento das ocorrências fossilíferas em um quadro comparativo, concluíram que as primeiras florestas teriam aparecido no Kunguriano e que, portanto, a sedimentação pós-Arstinkiana seria pós-glacial. França (1993) considerou que as massas de gelo posicionaram-se nas bordas oeste e leste da bacia suprindo-a com sedimentos deltáicos e de leques que se ressedimentaram como turbiditos e fluxos de detritos em ambiente marinho.

Apesar das dificuldades em se estabelecer correlações entre as várias colunas estratigráficas, verifica-se que é possível delinear avanços e recuos das geleiras. Na base da maioria das colunas (Soares *et al.* 1977, Cottas *et al.* 1981, Caetano-Chang 1984, Souza Filho 1986, Stevaux *et al.* 1987, França 1987, França & Potter 1988, Massoli 1991), é descrita uma sedimentação continental de leques aluviais ou rios entrelaçados (*braided*) contemporâneos ou anteriores à ação das geleiras em ambiente continental. Posteriormente seria generalizado ambiente marinho, provavelmente interglacial, de plataforma ou transicional (praia e planície de maré). Estes sedimentos finos são recobertos por um sistema deltaico progradante representado por arenitos (por vezes com camadas delgadas de carvão). Alguns autores relacionam estes deltas ao avanço da glaciação (Caetano-Chang 1984), sendo que alguns dos diamictitos presentes seriam interpretados como tilitos (Massoli 1991). Sobre o sistema deltaico estão presentes, em algumas colunas, diamictitos relacionados à ação de geleiras (Soares *et al.* 1977, Cottas *et al.* 1981, Caetano-Chang 1984, França 1987, França & Potter 1988, Massoli 1991, Castro & Schneider 1993). Para a região de Tietê, Soares *et al.* (1977) ainda descrevem a ocorrência de arenitos fluviais imaturos com camadas de carvão e calcário sobre estes últimos diamictitos.

Na porção central da bacia, o Grupo Itararé apresenta cerca de 1300m de espessura e foi subdividido em três formações, Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (França 1987, França & Potter 1988) (Fig. 5.2). Elas foram identificadas através de perfilagens geofísicas e amostragens de perfurações e cada uma delas, consiste em um membro inferior onde predominam arenitos,

Figura 5.2. Proposta de subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé (França & Potter 1988).

e um superior, onde dominam diamictitos. A Formação Campo Mourão não foi subdividida em membros por mostrar relações faciológicas mais complexas. De acordo com aqueles autores, o Itararé mais antigo registra ambientes de água salobra ou glácio-lacustrina, mas estratigraficamente para o topo foi identificada uma influência marinha crescente.

As isópacas do Grupo Itararé mostram claramente um forte controle da sedimentação ao longo da zona de falha Curitiba-Maringá de direção NW (Zalan *et al.* 1991) e a distribuição das facies indicaria um padrão de subsidência controlado por abatimentos, dirigidos para fora da bacia nos seus extremos norte e sul, e que poderiam ser relacionados a estruturas do embasamento subjacente (Eyles *et al.* 1993) (Fig. 5.3).

Figura 5.3. Estágios de evolução da Bacia do Paraná durante a deposição do Grupo Itararé. Notar o progressivo alargamento da bacia, através da expansão "em degraus" das margens setentrional e meridional, e a sua assimetria ao redor da Zona Estrutural Curitiba-Guapiara (Eyles *et al.* 1993).

5.1.3 Intrusivas básicas

O Grupo Itararé é intrudido, principalmente da região de Campinas para norte, por soleiras e diques de diabásio (Almeida *et al.* 1981) contemporâneos aos derrames da Formação Serra Geral. Os sills ocorrem em grande quantidade em meio às rochas paleozóicas da Depressão Periférica (Almeida & Melo 1981). Mais a leste, intrudindo as formações Irati e Corumbataí, Zalan *et al.* (1985) descreveram, além dos diques e soleiras, mais quatro formas de corpos de diabásios intrusivos, nas formações Irati e Corumbataí, e com estilos diversificados de

deformação associada. Estas formas são lacólitos, bismálitos, diques com estrutura gaivota e apófises (Fig.5.4).

Figura 5.4. Bloco-diagrama esquemático mostrando os tipos de estruturas associados à intrusão de diabásios e suas geometrias na Bacia do Paraná (Zalan *et al.* 1985).

Os basaltos da Formação Serra Geral, bem como as intrusivas associadas, são de natureza toleítica e compõem-se por plagioclásio, augita, pigeonita e olivina é escassa. Quartzo ocorre na matriz (Comin-Chiaramonti *et al.* 1988). A espessura dos sills pode ser desde centimétrica até da ordem de 150-180 m, com algumas ocorrências chegando a ocupar áreas de 900 km².

O volumoso extravasamento intracontinental de lavas, segundo Milani *et al.* (1994), constituiu uma "manifestação magmática dos estágios precoces da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul"

A idade do vulcanismo estaria entre 147 e 119 Ma (Amaral *et al.* 1966) com um máximo entre 130 e 120 Ma. Datações K-Ar forneceram valores entre 130 e 135 Ma (Rocha Campos *et al.* 1988). Dados ⁴⁰Ar-³⁹Ar, mais recentes, indicam que a variação de idade dos derrames estaria entre 137 e 128 Ma (Turner *et al.* 1994)..

5.1.4 Depósitos cenozóicos e geomorfologia

A região de estudo é compreendida por dois grandes domínios morfológicos que são a Depressão Periférica e o Planalto Atlântico. Deste último, estão presentes, na área de estudo,

as zonas do Planalto de Jundiá e da Serrania de Lindóia onde dominam morros, morrotes, montanhas, escarpas e espigões. A porção da Depressão Periférica corresponde à Zona do Médio Tietê com amplo predomínio de relevos colinosos (Ponçano *et al.* 1981) (Fig.5.5). Pires Neto (1996) dando ênfase a uma compartimentação estrutural e tectônica, reconheceu três domínios morfo-esculturais na Depressão Periférica que seriam:

- Zona de Contato, com predomínio de morros, morrotes e colinas associados ao evento erosivo que elaborou a superfície neogênica.
- Zona de Relevos Remanescentes associados à Superfície Neogênica com predomínio de colinas amplas, colinas de topos sub-horizontais (recobertas por sedimentos cenozóicos) e Colinas médias e amplas.
- Zona de Dissecção da Superfície Neogênica com predomínio de colinas pequenas.

A tectônica recente foi fundamental para a compartimentação do Planalto Atlântico e prevaleceu sobre as condicionantes climáticas (Melo & Ponçano 1983). Nele estão presentes as superfícies de Itapeva e de Itaguá, de idade mesozóica, e a Superfície do Japi. Esta última corresponderia a ampla discordância regional que nivelou intrusões alcalinas no Neocretáceo, segundo Macedo (1991). No entanto, para Ponçano *et al.* (1982), a intrusão de Poços de Caldas (89-54 Ma, Sonoki & Garda 1988) é nivelada por superfície correlacionada à do Japi, que seria, então, atribuída ao Paleoceno-Eoceno.

A região de Atibaia, situada no Planalto Atlântico, teria sofrido três ciclos de pulsação tectônica associados ao levantamento da margem continental atlântica (Fúlfaro *et al.* 1985). O primeiro corresponderia a soerguimento tectônico, no Oligoceno, que teria originado a Unidade Tanque. Estes sedimentos, junto com o embasamento, são cortados por falhamentos normais. No segundo ciclo, pliocênico, ter-se-iam depositado leques aluviais sem continuidade lateral. O terceiro ciclo, pleistocênico, corresponderia à implantação do sistema fluvial atual de caráter meandrante.

Na Depressão Periférica está presente a Formação Rio Claro, definida por Bjornberg & Landim (1966), que ocorre em um nível de 600-800m de altitude. Constitui-se predominantemente de arenitos, por vezes conglomeráticos com lâminas ou lentes de argilas subordinadas, com espessura máxima de 20 m. É marcada na base pela presença de uma cascalheira (Fúlfaro & Suguio 1968).

Christofoletti (1968) e Nakashima (1973) descrevem a Superfície Viracopos, na região de Campinas, à qual se associa uma cobertura pedimentar que se dispõe sobre rochas cristalinas.

Figura 5.5. Divisão geomorfológica do Estado de São Paulo (Ponçano *et al.* 1981).

Cavalcante *et al.* (1979) mapearam manchas, consideradas pelos autores como correlatas à Formação Rio Claro, a norte de Campinas, constituídas por arenitos pouco consolidados, coluviais, argilosos e maciços (superiores); e arenitos aluviais com estratificação cruzada e estruturas de corte e preenchimento (inferiores). Observaram nível de cascalhos entre os dois.

Bjornberg & Landim (1966) consideram que a sedimentação da Formação Rio Claro teria se dado em clima semi-árido e sincrônico à elaboração de pedimentos; Fúlfaro & Suguio (1968), em ambiente fluvial com controle tectônico; e Penteado (1976), em clima semi-árido e bacias alveolares escalonadas, devido a controle por falhas.

Melo (1995), a partir de evidências granulométricas, mineralógicas, faciológicas morfológicas, concluiu que os depósitos situados sobre os níveis planálticos B e Bd, descritos pelo autor, pertencem à Formação Rio Claro. Estes níveis planálticos seriam ambos neogênicos e correspondem a altitudes, em geral, de 610 a 820 m e 520 a 680 m, respectivamente. Posteriormente à formação citada, teriam se depositado sedimentos terciários/quaternários, de rampa, ou aluviais, de terraços elevados, e quaternários, de natureza bastante variada. O autor considerou, ainda, que a deposição da Formação Rio Claro, no platô de mesmo nome, teria sido condicionada tanto por movimentação vertical de blocos segundo falhas de direção NE e NW, como por soleira de diabásio. Por outro lado, sugeriu que a sedimentação das ocorrências da borda leste da Depressão Periférica teria sido controlada somente por soleiras de diabásio.

5.2 CONTEXTO TECTÔNICO-ESTRUTURAL

5.2.1 Estruturas pré-cambrianas e paleozóicas

As principais discontinuidades pré-cambrianas correspondem a extensas zonas de cisalhamento dúctil, do final do Neoproterozóico, constituídas por rochas miloníticas de mergulhos em geral elevados. Na área de estudo, as principais correspondem às zonas de cisalhamento de Valinhos e Campinas, de direção NNE (Cavalcante *et al.* 1979). Estas faixas estão embutidas em uma região delimitada a norte pela zona de cisalhamento de Jacutinga de direção ENE, e a sul por um conjunto de zonas de cisalhamento de direção WNW-NW, sendo que a principal delas corresponde a de Jundiuvira que se estende para leste segundo a direção EW-NE (Cavalcante *et al.* 1979, Hasui *et al.* 1981) (Fig.5.6). O desenvolvimento destas zonas teria perdurado até o início do Paleozóico, quando elas adquiririam caráter dúctil-rúptil e controlariam a deposição de pequenas bacias intracontinentais (Hasui *et al.* 1981).

Anteriormente a elas, teriam se desenvolvido zonas de cisalhamento de empurrão que colocaram a Faixa Alto Rio Grande em contato com a *Nappe* Socorro-Guaxupé. Na área de estudo e arredores, elas são denominadas de zona de empurrão de Socorro-Morungaba (Ebert

Coberturas Cenozóicas

1- BACIA DE SÃO PAULO
2- BACIA DE TAUBATÉ

Bacia do Paraná

Embasamento Cristalino

OCEANO ATLÂNTICO

0 40 80 120 km

Vlach (1993) sugeriu que a zona de cisalhamento de Valinhos movimentou-se primeiro dextralmente, concomitantemente ao início da colocação dos granitóides Morungaba e, depois, sinistralmente, contemporaneamente à colocação dos granitóides mais jovens. Faixas

de milonitos e falhas, principalmente direcionais, de direções NNE-NE e NS, ambas sinistrais seriam contemporâneas à fase final do magmatismo, à qual se associa a colocação de microgranitos, pórfiros e diques de quartzo. Há cerca de 300 Ma as rochas graníticas já estariam expostas ou muito próximas da superfície pois a Superfície Erosiva Itaguá foi elaborada em parte sobre elas. Isto significa que um teto de 5 a 9 km foi erodido em cerca de 300 Ma (Vlach 1993).

No que diz respeito ao embasamento da Bacia do Paraná, Zalan (1991) descreve várias zonas de fraqueza concentradas em duas direções principais, N45-65W e N50-70E (Fig.5.7). A evolução sedimentar e tectônica da bacia, especialmente durante o Paleozóico, estaria intimamente ligada a movimentos recorrentes, com reversão de deslocamentos, ao longo destas duas direções. Isto foi deduzido a partir dos mapas de isópacas, de seções paleoestruturais e da distribuição de depocentros, de facies e de depósitos de carvão (Zalan *et al.* 1991). Soares (1982) menciona o rápido aumento das espessuras do Grupo Tubarão associado à direção N60E. Também é enfatizado o controle exercido por *rifts* NW-SE durante o início da sedimentação paleozóica (Fúlfaro 1982) e pelos alinhamentos Guapiara, Tietê e Piqueri de direção NW ao longo de todo o processo deposicional, anteriormente ao Eocretáceo (Cordani *et al.* 1984). Souza Filho (1983) caracterizou máximos de lineamentos em torno de N20-30W e N30-40E no Domo de Pitanga, coincidentes com o sistema Piracicaba-Ipeúna e com muitas falhas que seccionam as camadas permianas.

O *trend* de falhas NW foi primeiramente reconhecido por Vieira (1973), e estudado em detalhe por Ferreira *et al.* (1981). O seu estilo estrutural consiste em falhas e zonas de falha, normalmente mais largas que as NE, as quais foram abundantemente intrudidas por diques de diabásio. Elas foram preferencialmente afetadas no Juro-Cretáceo em um ambiente geral de extensão. Os deslocamentos horizontais das falhas NW e NE são, em geral, da ordem de centenas de metros a poucos quilômetros.

Apesar da reconhecida influência de linhas tectônicas ao longo de toda a sedimentação paleozóica, a Bacia do Paraná, da metade final do Carbonífero até o final do Permiano, teria se comportado essencialmente como uma sinéclise (Milani 1994).

5.2.2 Tectônica rúptil meso-cenozóica

Mesozóico

A tectônica mesozóica e a evolução sedimentar, na Bacia do Paraná, é fortemente afetada pela ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul e não mais pelos eventos da orogenia Andina, como teria ocorrido durante o Paleozóico (Zalan *et al.* 1991). Até o Jurássico a Bacia do Paraná passou por período de intumescência e no Eocretáceo houve um volumoso

extravasamento de lavas. A fase de intrusão e erupção ígnea representa a fase tectônica mais energética quando se deu a instalação da fase *rift* da bacia (Milani 1994).

Figura 5.7. Mapa simplificado das estruturas do embasamento subjacentes à Bacia do Paraná (Zalan *et al.* 1991).

No Triássico teria começado o desenvolvimento do terceiro *trend* estrutural mais importante da bacia do Paraná, segundo Zalan *et al.* (1991), que corresponderia à direção EW. O seu paralelismo com zonas de fraturas modernas oceânicas sugere uma íntima relação com a abertura do Oceano Atlântico. Da mesma forma Macedo (1991) descreve a formação de zonas de transferência de direção EW, no Eocretáceo, entre o início dos esforços distensivos (145 Ma) e a separação efetiva dos continentes (115 Ma). Estas zonas de transferência teriam se

formado devido ao maior estiramento que ocorreu no Platô de Santos em função de aquecimento diferenciado ao longo da margem continental.

Os lineamentos de *trend* EW foram primeiramente estudados por Bacoccoli & Aranha (1984, *apud* Zalan 1991), que os consideraram ativos já no Paleozóico. Eles são detectáveis em mapas aeromagnéticos e em imagens Landsat e, até o momento, nenhuma deformação importante foi observada ao longo deles, nem em afloramentos, nem em seções sísmicas (Zalan *et al.* 1991).

Riccomini (1995) indica a existência de regimes tectônicos, iniciados no Permo-Triássico, que teriam perdurado até o Cretáceo, sincronicamente aos derrames. Eles seriam seguidos pela atuação de binário dextral de direção aproximada EW no período final dos derrames e também no Cretáceo Superior. Ao final do Maastrichtiano, o autor sugere movimentação dextral ao longo do Alinhamento do Paranapanema (WNW) e sinistral do Alinhamento do Rio Mogi-Guaçu (NNW).

Ao longo do Alinhamento de Mogi-Guaçu, situa-se a Estrutura de Pitanga que, segundo Riccomini (1995), corresponderia ao eixo de uma dobra *en-echelon*, de direção NNE, associada a um binário sinistral de direção NNW, com falhas ENE dextrais relacionadas. As transcorrências são consideradas posteriores ao magmatismo Serra Geral pois seccionam diabásios. Anteriormente, Souza Filho (1983), considerou que a área teria sido reativada no Mesozóico com formação de falhas normais e abertura das já existentes onde foram injetados os diabásios. O autor identificou, também, estruturas com *trends* direcionais destacados em N70-80W e N0-10E, truncando as rochas mesozóicas.

Cenozóico

A deformação tectônica cenozóica, no Estado de São Paulo, tem sido estudada segundo enfoques distintos. Os trabalhos mais antigos consideram principalmente a descrição de estruturas relacionadas a este período geológico, enquanto trabalhos mais recentes, tem focalizado a determinação dos campos de esforços relacionados a eventos tectônicos que afetam as unidades cenozóicas e seu embasamento. Um terceiro enfoque corresponde ao entendimento do regime de esforços atual e que se utiliza da sismogênese, *breakouts* de poços e estruturas geológicas recentes.

Estruturas cenozóicas

Bjornberg *et al.* (1971) identificaram fraturas tectônicas modernas a partir de discrepâncias nas propriedades sedimentares de amostras de sedimentos cenozóicos coletadas junto a quebras de relevo. Estas fraturas estariam ligadas ao adernamento de blocos e, em ordem decrescente de importância, corresponderiam a transcorrências, falhas normais e inversas. O adernamento

seria resultado da combinação de movimentos epirogênicos com esforços tangentes à crosta. As falhas normais e inversas parecem se associar às transcorrências e os esforços compressivos mais comuns teriam direção ENE-WSW (Bjornberg 1965). A Depressão Periférica teria se formado por atuação conjunta de fenômenos de tectônica rígida e ação erosiva de uma drenagem subsequente (Bjornberg 1969).

Segundo Vlach (1993), no Terciário, teriam sido reativadas e geradas estruturas NS e NNE, principalmente, havendo escalonamentos verticais ao longo das primeiras. Isto é indicado por rejeitos subverticais, morfologia e disposição geral em mapa das rochas granitóides de Morungaba.

Eventos tectônicos e regimes de esforços

A localidade que tem sido mais intensamente estudada, dentro do Estado de São Paulo, corresponde ao *Rift* Continental do Sudeste (Riccomini 1989), podendo ser citados Campanha *et al.* (1985), Riccomini (1989), Riccomini *et al.* (1989), Riccomini *et al.* (1991b), Salvador (1994) e Mancini (1995).

Campanha *et al.* (1985) concluíram que a maior parte dos dados, por eles coletados, de deformação rúptil das bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil indicariam um tensor médio de esforços com σ_1 vertical e σ_3 NW-SE horizontal, com valores de σ_1 nitidamente maiores que de σ_2 e σ_3 . As anisotropias do embasamento também teriam exercido papel importante.

Riccomini (1989) identificou uma correspondência entre as 5 principais direções de lineamentos (ENE, E-W, NNW, NNE e WNW) da região leste do Estado de São Paulo e falhas de diferentes naturezas afetando, na maior parte das vezes, os sedimentos cenozóicos e seu substrato. As diferentes movimentações identificadas nas falhas, bem como os padrões de superposição, indicariam a presença de vários eventos com regimes de esforços distintos (Tab.5.1). O primeiro evento seria do Oligoceno-Eoceno e sincrônico à sedimentação, o segundo do Neógeno e o terceiro do Neógeno-Quaternário. Riccomini (1989) ainda identificou estruturas em flor positivas indicando a atuação de transpressão, para o segundo evento, e negativas indicando transtensão para o terceiro. Extensão EW (WNW), posterior ao terceiro evento de Riccomini (1989), teria sido iniciada há 8500 A.P. e perdurado até 270 ± 120 A.P (Riccomini *et al.* 1991b). Esta seria, ainda, superposta por esforços compressivos EW que são concordantes com dados sismológicos (Salvador 1994) (Tab.5.1). Segundo Mancini (1995), os três últimos eventos mencionados afetariam a Formação Pindamonhangaba, cuja idade mais provável situa-se no Mioceno-Plioceno.

Junto ao litoral sul do Estado de São Paulo, Melo (1990), estudando a Formação Pariqueira-Açu, definiu 4 eventos tectônicos para o Baixo Vale do Ribeira do Iguape (Tab.5.1).

Tabela 5.1. Compilação dos eventos tectônicos, do período meso-cenozóico, para o Estado de São Paulo.

AUTOR(ES)	Riccomini (1989)	Melo (1990)	Riccomini & Vassiliou (1993)	Melo <i>et al.</i> 1993	Salvador (1994)	Melo (1995)	Riccomini (1995)
LOCAL DE ESTUDO	Rift Continental do Sudeste	Formação Pariquera-Açu	Domo de Pitanga	Bacia do Alto Rio Pardo	Vale do Paraíba do Sul	Depressão Periférica	porção centro-oriental do Estado SP
TRIÁSSICO							regime trativo NW-SE
JURÁSSICO						extensão NE-ENE, injeção de diques de diabásio	regime trativo. NE-SW no Arco de Ponta Grossa e NW-SE no litoral paulista
CRETÁCEO			extensão NE-SW, diques de diabásio	binário WNW dextral. lin. sismo-tectônico de cabo Frio		transcorrências NE e WNW	compressão NW, binário dextral EW
PALEÓGENO	extensão NNW-SSE sincrônica à sedimentação	extensão WNW, falhas normais NE	compressão WNW a NW binário EW dextral	extensão NNW-SSE associada ao rift da Serra do Mar	extensão NNW-SSE, gerou e reativou estr. ENE e WNW	extensão NW, direções dominantes EW, NE e NW	esforço trativo NNW, reativa falhas ENE a NE
NEÓGENO	compressão NE-SW binário EW sinistral	tração EW, reativação de estruturas WNW e ENE	compressão NE-SW, binário EW sinistral		compressão NE-SW binário sinistral EW	reativação da estrutura de Pitanga com movimentações verticais de blocos	binário EW sinistral
PLEISTOCENO	compressão NW-SE, binário EW dextral	esforço compressivo NE-SW, falhas de empurrão WNW e sinistrais ENE	extensão NW	atividade ao longo do lineamento de Cabo Frio, esforços neotectônicos			
	extensão NW-SE				compressão NW-SE, binário EW dextral		compressão NW-SE binário EW dextral
HOLOCENO		esforço trativo, NW-SE falhas WNW	compressão NW		extensão WNW-ESE, grabens NS		evento trativo WNW
					compressão EW atual		compressão final EW

Mais recentemente, tem sido desenvolvidos trabalhos no interior do Estado de São Paulo (Riccomini *et al.* 1991a, Riccomini & Vassiliou 1993, Melo *et al.* 1993, Facincani 1994, Melo 1995, Riccomini 1995, Hasui *et al.* 1995).

Riccomini & Vassiliou (1993) reconheceram 5 fases de deformação na porção ocidental do Domo de Pitanga afetando desde as formações Corumbataí e Piramboia até depósitos do Vale do Rio Passa Cinco (Tab.5.1). Dentre elas, os dois últimos eventos estão relacionados a falhas normais e reversas de direção nordeste e mergulhos médios, com estrias segundo a reta de maior declive. Eles afetam depósitos de conglomerados fluviais, de provável idade quaternária e dispostos em terraços (Riccomini *et al.* 1991a).

Melo *et al.* (1993) na área da Bacia do Alto Rio Pardo identificaram as direções EW, WNW, ENE, NE, NS e NW como os principais *trends* de lineamentos e indicaram a ocorrência de três eventos tectônicos meso-cenozóicos principais (Tab.5.1). Ao primeiro evento estariam associadas as direções NE-SW, N-S e NW-SE; ao segundo a direção ENE-WSW, associada à geração do *rift* da Serra do Mar. O prosseguimento da atividade ao longo do lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio seria responsável pelos esforços neotectônicos na área do Alto Rio Pardo. Ainda é apontada a ocorrência de discretos movimentos verticais na região associados à compensação isostática pela remoção dos sedimentos da Bacia do Paraná.

Melo (1995) descreve quatro fases de deformação pós-triássicas na Bacia do Alto Rio Pardo (Tab.5.1). A primeira seria juro-cretácica, a segunda do Eocretáceo e a terceira paleogênica. A última, do Neógeno, teria condicionado a sedimentação da Formação Rio Claro junto à estrutura de Pitanga. As estruturas desta fase não seriam facilmente reconhecidas, havendo somente evidências indiretas, tais como alinhamentos limitando a distribuição da Formação Rio Claro e soerguimentos do nível planáltico Bd.

Sendo considerados como pertencentes a um cenário posterior ao magmatismo Serra Geral, Riccomini (1995) aponta a presença de alinhamentos estruturais de direção WNW, NW e NNW na Bacia do Paraná (Fig.5.8). Eles teriam sido controladores da distribuição das unidades sedimentares, dos focos de magmatismo alcalino e de altos estruturais. Superposição de movimentos, com campos de esforços distintos, indicam movimentação recorrente ao longo desses alinhamentos. Os eventos cenozóicos, indicados por Riccomini (1995) para a porção centro-oriental do Estado de São Paulo, são basicamente aqueles anteriormente determinados por Riccomini (1989) e Salvador (1994) (Tab.5.1).

A região de São Pedro apresenta juntas verticais a subverticais de direções: NW, NS, NE, EW. A sua origem não seria clara e parece remontar ao Mesozóico ou mesmo a tempos anteriores

1. substrato pré-cambriano, em parte recoberto por sedimentos cenozóicos; 2. terrenos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, subjacentes aos derrames superiores da Formação Serra Geral; 3. rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; 4. *sills* de diabásio; 5. contato aproximado entre 4 e 5; 6. depósitos rudáceos da região de Franca-Pedregulho; 7. grupos Caiuá e Bauru, não diferenciados; 8. Formação Marília, Grupo Bauru; 9. Formação Itaqueri; 10. Formação Rio Claro e depósitos correlatos; 11. alinhamentos estruturais (I-Alinhamento do Rio Paranapanema; II-Alinhamento Estrutural do Tietê; III-Alinhamento Ibitinga-Botucatu; IV-Alinhamento do Rio Moji-Guaçu; V-Alinhamento Ribeirão-Preto-Campinas; VI-Alinhamento Rifaina-São João da Boa Vista; VII-Alinhamento São Carlos-Leme; VIII-Alinhamento Barra Bonita-Itu; IX-Alinhamento de Guapiara); 12. manifestações alcalinas (1-Taiúva; 2-Aparecida do Monte Alto; 3-Jaboticabal; 4-Piranji; 5-Ipanema/Araçoiaba da Serra); 13. altos estruturais (6-Domo de Anhembi-Piapara; 7-Estrutura de Pitanga; 8-Domo de Artemis; 9-Horst de Pau d'Alho; 10-Domo de Jibóia; 11-Domo de Jacarezinho; 12-Domo da Neblina; 13-Domo de Jacu; 14-Estrutura Dômica de Carlota Prenz; 15-Domo de Rio Grande; 16-Domo de Jacutinga; 17-Domo de Guarda; 18-Astroblema de Piratininga; 19-Domo de Jacaré-Guaçu).

Figura 5.8. Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (Riccomini 1995).

(Hasui *et al.* 1995). Foram identificadas falhas normais de direções ao redor de EW, e NS (NNW e NNE) atribuídas a um evento de distensão com σ_3 sub-horizontal e de direção N25W e σ_1 subvertical. Este foi correlacionado à Reativação Sul-Atlantiana que teria atuado do Mesozóico até o Paleógeno. Falhas de rejeito direcional, dextrais ou sinistrais, de direção EW/NNW a NW/NNW afetam a Formação Rio Claro e fariam parte de um evento transcorrente com σ_1 de direção N20W e σ_3 subhorizontal de direção N50E (Hasui *et al.* (1995).

Sismogênese e o campo de esforços atual

Hasui *et al.* (1982) definiram zonas sismogênicas que correspondem a áreas de concentração de epicentros e que, potencialmente, envolveriam maior risco sísmico. As zonas sismogênicas vem sendo relacionadas à tectônica ressurgente (Hasui 1990) e feições neotectônicas com um suporte dado pela gravimetria, magnetometria e fluxo geotérmico (Mioto 1990). Saadi (1994), da mesma forma, atribui grande importância às geo-suturas pré-cambrianas, sugerindo que as principais deformações do Cenozóico, nas bordas leste, sul e oeste do Craton do São Francisco, estariam associadas à reativação ao longo daquelas linhas.

Em termos do estado de esforços atual, Assumpção (1992) descreveu, para a América do Sul, a presença dos seguintes campos de esforços: extensional de direção NS no platô andino, esforço horizontal máximo compressivo de orientação EW por toda a América do Sul Ocidental e compressivo de direção NS na Amazônia. Na porção oeste da Bacia do Paraná, também dominaria o esforço compressivo horizontal de direção EW.

Mais recentemente, no entanto, dois modelos de distribuição de esforços para a América do Sul, que levam em conta os espalhamentos internos, devidos a contrastes laterais de grande escala na transição oceano/continente, prevêem regimes compressivos na litosfera oceânica e transcorrentes na parte continental da placa (Meijer 1995 e Coblenz & Richardson 1996, *apud* Assumpção 1996).

Inversões de mecanismos focais, junto falhas recentes de natureza normal, transcorrente e reversa, indicam que o regime tectônico, em regiões distantes da costa, seria transcorrente e que as direções dos esforços se aproximariam bastante das previstas pelos modelos citados (Assumpção 1996).

Segundo Lima *et al.* (1996) o SHmax (esforço horizontal máximo) determinado a partir de *breakouts*, em geral, está em concordância com aqueles de mecanismos focais próximos. Nas margens continentais, fontes locais seriam os determinadores dos esforços. No interior das placas, ao contrário, seriam as variações laterais de grande escala de topografia e de estrutura das placas que determinariam os esforços. Na Bacia do Paraná, dados de seis poços mostram

grande espalhamento na direção de SHmax sugerindo, também, que os efeitos locais sejam mais importantes. Três deles indicam direção de SHmax ao redor de EW, e os outros três de NNE (N10-30E) (Fig. 5.9).

Figura 5.9. Orientação do esforço horizontal máximo (SHmax) a partir de dados de *breakouts* de poços na Bacia do Paraná. As letras A a D indicam qualidade decrescente dos dados (Lima *et al.* 1997)

Um catálogo de distribuição de epicentros, detectados instrumentalmente, demonstra que a Serra do Mar e a Bacia do Paraná são áreas relativamente assísmicas, quando comparadas com a Plataforma Continental, parte sul do Craton do São Francisco e a Faixa Brasília adjacente (Assumpção *et al.* 1996). No Craton do São Francisco e Faixa Brasília adjacente, tanto mecanismos focais normais como reversos podem ser observados. A direção do SHmax é relativamente uniforme, com orientação média segundo ENE-WSW. Perto da Serra do Mar a direção do SHmax parece ser mais espalhada (Fig.5.10). Isto pode ser devido a efeitos locais de topografia e a esforços flexurais (Assumpção *et al.* 1996).

Figura 5.10. Dados de orientação do esforço horizontal máximo (SHmax) no sudeste do Brasil. Barras com círculos referem-se a mecanismos focais, barras com quadrados a falhas geológicas recentes, barras sólidas a falhas transcorrentes ou compressivas, barras abertas a falhas normais. As barras finas na plataforma continental relacionam-se a dados de *breakouts*. M e CR correspondem a orientações do esforço máximo principal previstas a partir de modelos teóricos (Assumpção *et al.* 1997).

CAPÍTULO 6

HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS FRATURADAS

6.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo é feita uma síntese dos conhecimentos quanto a alguns aspectos relacionados a aquíferos fraturados, tais como: a sua importância e campos de aplicação que necessitam de conhecimento a respeito da circulação de água segundo fraturas; características gerais; principais fatores controladores da produção de poços; e métodos que tem sido utilizados e/ou propostos para otimizar a locação de poços.

6.2 IMPORTÂNCIA E APLICAÇÃO DO FLUXO DE ÁGUA SEGUNDO FRATURAS

A circulação de água segundo fraturas, sob o ponto de vista hidrogeológico, tem importância fundamental tanto na área de recursos hídricos subterrâneos em áreas constituídas por rochas consolidadas de natureza sedimentar, metamórfica ou ígnea, como na área ambiental de contaminação e de proteção de aquíferos.

Entre os autores consultados, é consenso que qualquer técnica que possa reduzir o número de poços mal sucedidos, localizados na maior parte das vezes aleatoriamente, é uma ferramenta valiosa. Nos Estados Unidos é provável que milhares de poços perfurados a cada ano sejam abandonados por causa da baixa produção (Meiser & Earl Hidrogeologists 1982).

Na Suécia o primeiro poço em granito foi perfurado no final do século 19 e atualmente o Serviço Geológico Sueco tem cerca de 100.000 poços registrados nos seus arquivos. Cerca de 5.000 a 10.000 poços são perfurados a cada ano naquele país para abastecimento de fazendas e habitações de lazer (Gustafsson & Krásný 1994).

No Brasil, em cerca de metade do território afloram rochas ígneas e metamórficas onde a produção de poços depende da rocha fresca fraturada ou do manto de intemperismo, ou ambos. Nas regiões tropicais a produção média potencial situa-se entre 1 e 5 m³/h/m, enquanto que no Nordeste semi-árido, é menor que 1 m³/h/m (Rebouças 1988). No Estado de São Paulo, o Sistema Aquífero Cristalino representa 15% do território, onde estão presentes 6500 poços em operação, o que corresponde a 18% do total para o Estado (Lopes 1995). Entre 20 e 40% dos núcleos urbanos, localizados em área de afloramento de rochas pré-cambrianas, são abastecidos por água subterrânea (Lopes 1995).

Poucos estudos tem se esforçado no sentido de racionalizar a ocorrência e fluxo de água subterrânea em aquíferos fraturados em termos de uma escala mais ampla e do ponto de vista mais prático de avaliação de recursos hídricos subterrâneos (Banks *et al.* 1994). No entanto,

este tipo de estudo tem merecido mais atenção nos últimos anos em função da crescente importância da água subterrânea para suprimento de água, especialmente nos países de economia periférica. Em áreas de escudos, nas regiões temperadas, as rochas "duras", embora com produções limitadas, tem sido importantes para abastecimento rural, já de longa data (Gustafsson & Krásný 1994). O termo rochas "duras" é utilizado para se referir, além das rochas cristalinas, também a rochas sedimentares, muito compactadas e de permeabilidade primária reduzida devido à diagênese, rochas meta-sedimentares e vulcânicas.

Na área de geologia ambiental a questão de contaminação e de proteção de aquíferos está relacionada principalmente à investigação de locais mais apropriados para disposição de resíduos onde deve ser levada em consideração a migração de contaminantes. Para os hidrogeólogos que trabalham com contaminação de aquíferos, as fraturas e zonas de fraturas de alta permeabilidade, constituem as feições de maior interesse pois são elas que fornecem os caminhos preferenciais para os contaminantes (Novakowski 1995).

De um modo geral, as propriedades do aquífero que determinam sua vulnerabilidade à poluição são: o fluxo de água subterrânea através do aquífero, o qual está intimamente associado à condutividade hidráulica; o tempo de trânsito que depende da condutividade hidráulica e da porosidade efetiva; e reações de atenuação e degradação de contaminantes (Freeze & Cherry 1979). Testes com traçadores em rochas cristalinas em alguns casos chegam a indicar condutividades hidráulicas da mesma ordem de magnitude da areia, para um mesmo gradiente hidráulico. O esparso padrão de distribuição de fraturas condutivas também resulta em sorção de contaminantes relativamente baixa ao longo das linhas de fluxo. Isto é ainda mais acentuado nos casos em que o fluxo seja canalizado ao longo dos planos de fratura (Abelin *et al.* 1985, *apud* Gustafsson & Krásný 1994). A isto soma-se o fato das rochas cristalinas serem pouco reativas em função da ausência de argilas e material orgânico.

As características de circulação de água em meios fraturados também tem grande importância para a solução de problemas em obras de engenharia. Dentre eles, podem ser citados: estabilização de minas subterrâneas, desenho de sistemas de rebaixamento de nível d'água, caracterização de fundações e estabilidade de taludes; construção de túneis; armazenamento subterrâneo de produtos derivados de petróleo e gás; e selamento de fraturas. Atenção relativamente recente tem sido voltada à disposição de lixo atômico em locais construídos a grandes profundidades, onde a condutividade hidráulica é várias ordens de grandeza mais baixa que em superfície.

6.3 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS AQUÍFEROS FRATURADOS

Segundo uma das definições mais aceitas, aquífero trata-se de uma unidade geológica permeável e saturada, que tem a capacidade de armazenar e transmitir significativas quantidades de água sob condições ordinárias de gradiente hidráulico. Os aquíferos mais comuns correspondem às formações geológicas cujos valores de condutividade hidráulica encontram-se na metade superior do intervalo observado na natureza (maior que 10^{-4} cm/s) e seriam: cascalhos e areias inconsolidadas, rochas sedimentares permeáveis tais como arenitos e calcários e rochas cristalinas e vulcânicas fortemente fraturadas (Freeze & Cherry 1979).

Manoel Filho (1996) considera que o termo aquífero fraturado ou fissural, este último introduzido por Costa (1986), aplica-se somente a nível regional, uma vez que o fato de apresentar geometria desconhecida não permite que os seus parâmetros hidráulicos sejam identificados. Neste sentido, ele define o termo condutor hidráulico que é representado pelo poço, blocos de rocha e fendas conectadas direta e indiretamente com o poço, sendo que as propriedades hidráulicas deduzidas em testes aplicam-se ao condutor e não ao aquífero.

Em rochas de baixa permeabilidade primária existem dois aquíferos de comportamento bastante distinto: um mais superficial, constituído, geralmente, pelo regolito intemperizado e/ou depósitos quaternários que se comportam principalmente como meio poroso; e um mais profundo, que se constitui da zona fraturada de rocha sã. O primeiro pode ser regionalmente extenso e ocorre mais ou menos conformado à superfície topográfica. Apesar de esporádica, o aquífero fraturado subjacente, apresenta, em geral, muito maior condutividade hidráulica e pode atingir profundidades relativamente grandes.

Parte das rochas sedimentares tem comportamento semelhante ao das rochas ígneas e metamórficas, ou seja, essencialmente todo o fluxo de fluídos ocorre segundo fraturas e planos de acamamento, ao invés de nos espaços intergranulares, à semelhança dos sedimentos (Gustafsson & Krásný 1994). O cenário tectônico e geológico, por exercerem forte influência sobre a presença, tipo e orientação de fraturas contendo água, e o tipo de rocha, que influencia o padrão geral de fraturas gerado por um dado evento tectônico, são fatores fundamentais a serem analisados em áreas de aquíferos fraturados.

O aspecto mais impactante de aquíferos de rochas "duras" é a extrema variabilidade de suas características, tais como a condutividade hidráulica que, normalmente, varia algumas ordens de grandeza dentro de uma mesma unidade rochosa e em curtas distâncias. Algumas vezes, zonas densamente fraturadas, ou mesmo de rocha totalmente quebrada, podem se estender por várias dezenas de quilômetros e agir como condutores compostos (Gustafsson & Krásný 1994).

Existe uma quantidade muito maior de poços com baixas produções e consequentemente a moda é consideravelmente mais baixa que a mediana que, por sua vez, é consideravelmente mais baixa que a média aritmética, ou seja a distribuição das frequências de produção é assimétrica positiva. O valor médio é forçado para cima devido à existência de alguns poços com altas produtividades. Em geral os valores de capacidade específica (Q/s) tem distribuição aproximadamente log-normal ao longo da maior parte do intervalo (Banks *et al.* 1994). Testes de perdas de água também tem mostrado que existe um grande predomínio de baixas permeabilidades em meios fraturados (Tsang *et al.* 1989 e Broch & Kjørholt 1994, *apud* Manoel Filho 1996).

A mediana, quando comparada com a média, tem maior significado para o planejamento de explorações pequenas porque, quando se perfura uma determinada quantidade de poços, a distribuição da produção total se torna normalizada (Banks *et al.* 1994).

6.4 FATORES QUE CONTROLAM A CIRCULAÇÃO DE ÁGUA EM ROCHAS DE BAIXA POROSIDADE PRIMÁRIA

Os fatores que controlam a circulação de água e a produção de poços em rochas de baixa porosidade primária são de duas naturezas principais: fraturas, que desempenham papel mais importante na rocha sã; e zonas de maior permeabilidade, contidas no manto inconsolidado, onde atuam tanto materiais porosos como fraturas "alargadas" pelos processos de alteração.

São, igualmente, importantes para a produção de poços, a litologia, o compartimento topográfico, e os aspectos construtivos dos poços. Além destes, o clima é um fator controlador indireto na medida em que ele está relacionado à disponibilidade de água no meio. A sua influência se reflete nos níveis estáticos, na quantidade e qualidade da água e tem grande importância quando são comparadas produções de água de regiões climáticas distintas como, por exemplo, o nordeste semi-árido do Brasil com a região sudeste tropical.

6.4.1 Fraturas

De um modo geral, considera-se que o fator mais decisivo, e também o mais difícil de ser caracterizado, para o fluxo e produção de água subterrânea, corresponde à presença de fraturas nas rochas. Neste item aborda-se, em primeiro lugar, como tem sido descrito o fluxo de água ao longo das fissuras presentes nas rochas e, em seguida, quais as características geométricas destas descontinuidades que controlam a quantidade e mesmo a existência de fluxo através de rochas de baixa porosidade primária.

Análise do fluxo de água através de fraturas: duas abordagens

A análise do fluxo da água segundo fraturas pode seguir dois tipos de abordagem: meio contínuo e meio descontínuo.

Quando se utiliza a abordagem do meio contínuo tem que se substituir o meio fraturado por um meio contínuo representativo onde se possam definir os valores de condutividade hidráulica, porosidade e compressibilidade. O volume de rocha necessário para a definição destes parâmetros, e ao qual é possível aplicar a lei de Darcy, é denominado de volume elementar representativo (*representative elementary volume*) ou REV. Esta substituição é válida desde que o fraturamento seja suficientemente denso a ponto do meio fraturado se comportar hidráulicamente de forma similar a um meio poroso granular (Freeze & Cherry 1979).

Para o caso de um grupo de fissuras planares, dentro do intervalo do fluxo laminar e linear (aplicação da lei de Darcy), e para um bloco de rocha de tamanho suficiente de modo a se comportar como um continuum de Darcy (Snow 1968, *apud* Freeze & Cherry 1979) desenvolveu a equação:

$$K = \frac{\rho \cdot g}{12\mu} \cdot Nb^3 \quad (6.1)$$

onde ρ e μ são a densidade e viscosidade da água, g aceleração da gravidade, N o número de fraturas por unidade de distância e b a sua abertura.

Pela equação acima nota-se que a condutividade hidráulica é proporcional ao cubo da abertura da fratura, e por isto esta relação foi denominada de lei cúbica (*cubic law*).

O principal problema que deve ser considerado quanto à utilização da abordagem contínua diz respeito à determinação do REV. Em rochas fraturadas este volume pode chegar à ordem de vários milhares de metros cúbicos, muito maior que para um meio de porosidade primária, ou mesmo nem existir. Isto se deve ao fato de que, em qualquer escala que se tente definir o REV, cada bloco de rocha pode conter algumas poucas heterogeneidades, significativas para o fluxo, que não são encontradas no volume de rocha restante.

Na abordagem de meio descontínuo, é analisada a hidráulica do fluxo de fraturas individuais. Esta forma de análise, em grande parte dos casos, é considerada a mais adequada pois:

- O espaçamento das fraturas em uma massa rochosa, na maior parte das vezes, é irregular e anisotrópico em várias direções.
- Algumas fraturas individuais ou zonas de fraturas estreitas são muito mais condutoras e fornecem os caminhos preferenciais para a circulação e transporte de contaminantes (Novakowski 1995).

Em testes desenvolvidos para se determinar a permeabilidade e abertura de fraturas, onde um poço atravessa um número desconhecido de fraturas abertas, os resultados são expressos em termos de transmissividade pela seguinte equação (Novakowski 1995):

$$T = \frac{\rho \cdot g}{12\mu} (2b)^3 \quad (\text{Eq. 6.2})$$

onde T é a transmissividade e 2b, a somatória das aberturas das fraturas individuais atravessadas por um poço.

A maior dificuldade relacionada ao fluxo descrito para uma única fratura ou um grupo de fraturas reside em determinar detalhadamente as características da(s) fratura(s) tais como: orientação, densidade, conectividade, abertura e rugosidade das superfícies.

Em termos do fluxo volumétrico (Q), a lei cúbica ainda afirma que, para um dado gradiente hidráulico, o fluxo através de uma fratura é proporcional ao cubo da abertura da fratura (Romm 1966 *apud* Domenico & Schwarz 1990):

$$Q = \frac{\rho \cdot g b^2}{12\mu} \cdot b \cdot w \frac{dh}{dl} \quad (6.3)$$

Onde Q é o fluxo volumétrico, (b.w) a área da fratura perpendicular à direção do fluxo.

Esta equação é do tipo: $Q=KiA$, onde $i=dh/dl$ (gradiente hidráulico) e $b \cdot w=A$.

As equações acima foram deduzidas para o caso onde o fluxo se dá entre duas placas lisas e paralelas e, portanto, não levam em consideração a rugosidade presente em fraturas encontradas na natureza. Além desta limitação, a aplicação da lei de Darcy, na qual se baseiam as equações acima, pode não ser válida no caso de fraturas de grande abertura onde o fluxo pode passar a ser do tipo laminar-não linear ou turbulento. Adicionalmente, K também é função do esforço efetivo que pode variar tridimensionalmente em função das pressões de fluidos. Apesar das limitações citadas, tem sido demonstrado que a lei cúbica é válida onde o efeito da pressão de fluidos não é importante (Domenico & Schwarz 1990).

Características dos fraturamentos e caminhos preferenciais de fluxo

A quantidade, ou mesmo existência, de fluxo de água subterrânea através de rocha sã e de baixa porosidade primária vai depender da densidade, conectividade e abertura das fraturas presentes.

Vários experimentos numéricos, onde fraturas são geradas aleatoriamente, tem demonstrado que é necessário atingir um determinado limiar, em termos do número de intersecções entre fraturas, densidade e comprimento total, para que a percolação de água possa existir (Robinson 1982 e de Marsily 1985, *apud* Domenico & Schwarz 1990). No entanto, é necessário

identificar através de mapeamento de campo, as reais características de fraturas em termos de densidade, comprimento e grupos de fraturas com orientações distintas para se poder estabelecer algo sobre a natureza qualitativa ou semi-quantitativa da conectividade potencial real (Domenico & Schwarz 1990).

A lei cúbica (equações 6.1, 6.2 e 6.3) mostra que a variação de uma ordem de grandeza na abertura da fratura provoca variações de três ordens de grandeza na condutividade hidráulica K e vazão Q , ao passo que estes parâmetros variam apenas linearmente com a densidade do fraturamento (Fig.6.1).

Figura 6.1. Influência da abertura (b) e do espaçamento de fraturas sobre a condutividade hidráulica na direção de um grupo de fraturas paralelas e lisas (Hoek & Bray 1981, *apud* Domenico & Schwarz 1990).

A abertura das fraturas que, pelo exposto acima, parece ser o fator que exerce maior influência no volume do fluxo de água em meios fraturados, depende, originalmente, do tipo de mecanismo, se cisalhamento ou tração, e da magnitude dos esforços que as gerou. As fraturas de tração são as que apresentam a maior capacidade de armazenamento, pois elas funcionam como grandes drenos que coletam água de fraturas menores. A capacidade de armazenamento de fraturas de cisalhamento (falhas) parece ser um fenômeno bastante complexo que depende da intensidade da deformação (Fig. 6.2), bem como da natureza da rocha afetada. Isto é ainda mais complicado pela tendência à instalação de processos intempéricos nestas áreas (UNESCO 1984). A evolução tectônica, com superposição de vários eventos rúpteis, também é um importante fator uma vez que pode haver tanto fechamento como abertura de antigas fraturas (Avias 1967, 1975, 1977, *apud* UNESCO 1984).

Figura 6.2. Estágios de desenvolvimento de fraturas de cisalhamento e da permeabilidade associada (UNESCO 1984).

São poucos os trabalhos desenvolvidos no sentido de mostrar as diferentes características de circulação de água subterrânea segundo a natureza de uma determinada fratura. A tabela 6.1 ilustra bem a relação entre produtividade e os vários tipos de fraturas, tração, cisalhamento e compressão. O termo fraturas de "compressão", utilizado por Parizek & Gold (1993), deve se referir àquelas fraturas que foram geradas em um evento, por cisalhamento ou tração, e fechadas em evento(s) posterior(es).

São mais comuns estudos que avaliam a produção de poços em dependência da sua localização com relação a lineamentos (Tab.6.2). Dentre estes, alguns procuraram demonstrar que poços associados a lineamentos de uma determinada direção são mais produtivos que aqueles associados a outras direções (Bertachini 1987, Del Rey 1991, Sidle & Lee 1995). A questão da conectividade de fraturas é ilustrada pela maior produção dos poços que estão localizados em intersecções de lineamentos (Fig.6.3). Os lineamentos também podem estar refletindo zonas de fraturas com diferentes características que, a princípio, não são aparentes em superfície, tais como largura da zona fraturada, continuidade e conectividade entre as fraturas individuais (Fig.6.4, Tab.6.3).

Finalmente, vários autores enfatizam a idéia de que apenas umas poucas fraturas abertas e com boa circulação de água (entradas de água) são as que contribuem para produções mais elevadas de alguns poços (Bertachini 1987, Menegasse 1991, Banks *et al.* 1994, Loiselle & Evans 1995); e que a produção seria relativamente independente do número de fraturas atravessadas (Briz-Kishore 1993).

Tabela 6.1. Dados de condutividade hidráulica obtidos a partir de testes de *packers* em perfurações realizadas em granitos, Suécia (Parizek & Gold, 1993).

Descrição	Largura (m)	Profundidade (m)	Condutividade hidráulica (m/s)	Porosidade	Velocidade (m/s)	Tempo levado para um percurso de 1 km sob gradiente de 0,001 (anos)
Massa rochosa		1	10^{-7}	3×10^{-3}	$3,33 \times 10^{-5}$	951
		500	10^{-10}	10^{-5}	10^{-5}	3170
Zonas de fraturas de primeira ordem (extensão)	50	1	10^{-5}	3×10^{-2}	$3,33 \times 10^{-5}$	95
		500	10^{-8}	10^{-4}	10^{-4}	317
Zonas de fraturas de segunda ordem (extensão)	10	1	10^{-5}	3×10^{-2}	$3,33 \times 10^{-4}$	95
		500	10^{-8}	10^{-4}	10^{-4}	317
Zonas de fraturas de segunda ordem (cisalhamento)	20	1	5×10^{-7}	5×10^{-3}	10^{-4}	317
		100	5×10^{-10}	$1,7 \times 10^{-5}$	3×10^{-5}	1057
Zonas de fraturas de segunda ordem (compressão)	5	1	10^{-6}	5×10^{-3}	2×10^{-4}	159
		500	10^{-9}	$1,7 \times 10^{-5}$	10^{-5}	529

6.4.2 Manto inconsolidado

Frequentemente é usado o termo manto de intemperismo para designar a camada de materiais inconsolidados sobreposta à rocha fresca. No entanto, aqui será utilizado o termo manto inconsolidado pois ele pode englobar tanto materiais produzidos por intemperismo da rocha subjacente como depósitos de materiais transportados por coluvionamento e outros processos sedimentares. Considera-se que o termo aqui utilizado é mais adequado pois, na maior parte das vezes, não se dispõe de informações que permitam deduzir a origem do material.

Existe muita dificuldade em avaliar o fluxo de água através do manto inconsolidado devido à sua grande heterogeneidade. Ele é constituído por solo, material profundamente alterado, rocha semi-intemperizada, rocha fresca, fraturas fechadas e fraturas preenchidas por material muito intemperizado. Os dados que deveriam ser considerados na determinação do fluxo correspondem a: tipo e espessura de solos; abundância, tamanho e estado de núcleos de rocha; espaçamento, abertura, continuidade, alinhamento, e rugosidade de fraturas (Santi 1995).

As extensões lateral e vertical, condutividade hidráulica e recarga destes aquíferos mais superficiais, são determinadas pela sedimentação cenozóica e história pedogenética. Esta, por sua vez, é controlada pela composição petrográfica das rochas, condições morfológicas e climáticas, distribuição e espaçamento de fraturas e pela evolução tectônica (UNESCO 1984). Chilton & Foster (1995) ainda ressaltam que, mesmo para um tipo único de rocha, a relação do desenvolvimento de permeabilidade com o processo de alteração é bastante complexa.

Tabela 6.2. Variação das produções mínimas, máximas e médias de poços com relação a: "traços de fratura", tipos de rochas, compartimento topográfico, sinclinais e anticlinais, mergulho de estratos de rochas sedimentares, e profundidade de nível d'água (Siddiqui & Parizek 1971).

	Valor do produtividade, 10^{-3} gpm/pé/pé				
	nº de Poços	Mínimo	Máximo	Mediana	Média Geométrica
Poços locados em traços de fraturas	53	0,31	4360,68	79,50	72,20
Intencionalmente locados	35	0,31	2271,71	34,26	34,43
Acidentalmente locados	18	10,72	4360,68	148,12	191,10
Poços locados longe de traços de fraturas	27	0,11	52,64	1,45	1,74
Todos os poços locados aleatoriamente	45	0,11	4360,68	8,43	11,69
Tipo de rocha					
Argilito	10	0,56	85,65	3,10	3,98
Dolomito Bellefonte	22	0,11	180,14	4,45	3,51
Calcário	11	0,31	323,73	7,89	11,00
Dolomito Nittany	15	0,85	4360,68	68,30	79,43
Dolomito arenoso superior	22	0,70	2202,56	122,35	123,30
Topografia					
Fundo de vale	23	0,31	4360,68	120,81	70,47
Encosta	13	0,13	491,45	53,64	45,08
Topo	44	0,11	2202,56	7,95	8,55
Estrutura					
Anticlinal	45	0,11	4360,68	52,64	45,20
Sinclinal	35	0,14	930,00	7,00	7,41
Mergulho de estratos de rochas sedimentares					
< 15	30	0,31	4360,68	128,25	125,90
15 - 30	27	0,14	193,30	12,43	8,72
30 - 60	13	0,11	491,45	2,00	3,78
60 - 90	10	0,70	323,73	5,87	10,00
Profundidade do nível d'água					
< 50 pés	35	0,11	4360,68	10,72	16,37
50 - 100 pés	16	0,13	232,42	14,04	13,34
100 - 150 pés	16	0,41	172,34	28,18	15,42
> 150 pés	13	0,85	2202,56	111,80	91,62

Figura 6.3. Gráfico comparativo da produção de poços localizados em intersecção de lineamentos, em um único lineamento e distantes de lineamentos (Parizek 1976, *apud* Parizek & Gold 1993).

Figura 6.4. Estilos de distribuição de fraturas observadas ao longo de lineamentos (Parizek 1987, *apud* Parizek & Gold 1993).

Tabela 6.3. Larguras de zonas fraturadas observadas em vários tipos de rochas nos EUA (Parizek & Gold, 1993).

Número de observações	Localização	Largura observada (m)		
		Mínimo	Máximo	Média
	ARGILITO			
15	Nova York, Pensilvânia	6	61	16
	ARENITO, SILTITO			
19	Arizona, Novo México Pensilvânia, Utah, Wyoming	2	55	20
	CALCÁRIO E DOLOMITO			
20	Novo México, Pensilvânia, Texas, Utah	3	107	21
	GRANITO			
46	Califórnia, Colorado Dakota do Sul	2	106	37
	GNAISSE GRANÍTICO			
16	Califórnia, Colorado Connecticut, Maine, New Hampshire, Nova York., Rhode Island	5	81	22
	ROCHA METAMÓRFICA			
2	Maine	8	9	9
	RIOLITO			
1	Califórnia	17	17	17
	BASALTOS			
13	Idaho, Oregon	12	31	19
Número total de observações	Número de Estados	Largura observada (m)		
		Mínimo	Máximo	Média
132	16	2	107	25

Em termos da produção de água associada a estes materiais, o manto inconsolidado constituirá um aquífero explorável quando ele apresentar tanto extensão e espessuras mínimas, como suficiente porosidade e permeabilidade para armazenar água e para produzi-la de estação a estação e de ano a ano. Na maior parte das áreas a sua espessura é menor que 10m. Mesmo quando as espessuras atingem 50 a 70 m, somente 10 a 15% do total constituem material suficientemente permeável. Os poços produtivos em geral exploram o horizonte C que varia de 10 a 20m de espessura, e cuja condutividade hidráulica pode chegar à ordem de 10^{-2} e 10^{-3} cm/s. O horizonte B apresenta valores da ordem de 10^{-5} a 10^{-8} cm/s (UNESCO 1984).

Mais recentemente, tem-se caracterizado que as maiores permeabilidades do manto inconsolidado estão associadas à base do saprolito (horizonte C) e parte superior da rocha alterada caracterizada por um misto de rocha fresca e de saprolito, algumas vezes denominada de *saprock* (Ball & Herbert 1993, Chilton & Foster 1995). A figura 6.5 mostra claramente o aumento da permeabilidade em direção à base do regolito.

Na região de Atibaia, Cavalcante (1990) descreve um perfil de alteração, sobre rochas gnáissicas e graníticas, onde existem quatro horizontes: solo argiloso/silto-argiloso de 1 a 5m de espessura; solo argilo-siltoso/areno-argiloso de 5 a 20m, com K de 10^{-4} a 10^{-5} cm/s; material friável com cristais desagregados parcialmente alterados e fragmentos de rocha, de 5 a 30m, com K entre 10^{-3} a 10^{-2} cm/s; rochas fraturadas pouco alteradas, de alguns metros de espessura, e K de 10^{-2} a 10^{-1} cm/s. Naquela região, o manto inconsolidado apresenta maiores espessuras em posição de topo e a espessura saturada, de um modo geral, é menor que 10m. Através de testes com piezômetros multinível foi verificada boa comunicação do manto com o aquífero fraturado sotoposto (Cavalcante 1990, Menegasse 1991).

Segundo a UNESCO (1984), as produções dos poços, na região de clima úmido do Brasil, variam de 0,5 a 15 m³/h (vazão) ou 0,2 a 4 m³/h/m (capacidade específica). Estes dados foram obtidos em poços com 10 a 30m de profundidade, em áreas onde o manto de alteração varia de 10 a 20m de espessura. Na área de Atibaia, Cavalcante (1990) obteve, através de testes de vazão em 3 poços cacimba, que exploram somente o manto, capacidade específica média de 0,225 m³/h/m. Valores muito mais baixos de Q/s , ao redor de 0,005m³/h/m, são citados por Bertachini (1987), que estudou a região de Jundiaí-SP. No entanto este autor obteve seus dados a partir de poços tubulares profundos cujo desenho, incluindo diâmetro, não é adequado para um melhor aproveitamento da água do manto.

Briz-Kishore (1993) demonstra que, mesmo em perfis de alteração de clima tropical e para poços rasos, com profundidade ao redor de 40m, a produção de água vem de zonas fraturadas superficiais que ocorrem até uma profundidade de 30m. Com a perfuração de 3 campos de poços, e de poços individuais espalhados em vários setores topográficos, dentro de uma mesma bacia hidrográfica, o autor concluiu que a vazão é independente da topografia, do número de fraturas atravessadas, da espessura da zona intemperizada e da profundidade do poço. Também mostrou que mesmo para poços próximos, dentro de um mesmo campo, as produções e os perfis de alteração variam muito.

Segundo Menegasse (1991), dos 18 poços com descrição de entradas de água, em somente 11,8% dos casos a primeira entrada se localizava no saprolito, e em 88,2% na zona de rocha fresca fraturada.

Uma grande quantidade de dados obtidos na África tropical mostram, também, que, naquela região, não existe correlação entre a espessura do manto inconsolidado e a capacidade específica de poços (Chilton & Foster 1995) (Fig. 6.6).

A camada de materiais inconsolidados, apesar das suas heterogeneidades e produções em geral baixas a médias, exerce papel importante na recarga de água do aquífero de rocha sã fraturada, mesmo quando é pouco espessa. A recarga, em regiões de aquíferos fraturados é de origem local, uma vez que as camadas de alteração tendem a ser descontínuas, lateral e verticalmente. Além disso, mesmo em áreas bastante planas, o manto de alteração é subdividido por descontinuidades que originam células que funcionam como unidades hidrogeológicas independentes. A recarga vai depender, também, da quantidade de precipitação, da sua distribuição ao longo do ano, e da relação evapotranspiração/infiltração (UNESCO 1984).

Apesar das descontinuidades laterais e verticais, Gustafsson & Krásný (1994) consideram que este aquífero, geralmente caracterizado por produções baixas a médias e transmissividades regionalmente válidas, em vez de esporádicas, é decisivo para a magnitude do fluxo regional e, consequentemente, para os recursos naturais de água subterrânea. Por outro lado, as possibilidades de armazenamento são geralmente limitadas e a água subterrânea, em aquíferos que ocorrem em encostas mais íngremes, é exaurida rapidamente. As águas datadas são bastante jovens e, assim sendo, os recursos e as propriedades químicas dependem da capacidade e distribuição da recarga atual.

Figura 6.6. Relação entre capacidade específica e espessura de regolito saturado para poços de pequeno diâmetro em rochas intemperizadas de aquíferos do Malawi (Chilton & Foster 1995).

Ball & Herbert (1993) propõem a conversão de poços escavados de grande diâmetro para poços coletores, onde seriam perfurados poços radiais horizontais, nas paredes do poço escavado. Estes seriam construídos principalmente na rocha semi-intemperizada (*saprock*) e na base do saprolito. Este procedimento explora o potencial de produção do manto inconsolidado, que é negligenciado pelos poços tubulares profundos, podendo chegar a mais que duplicar as produções.

6.4.3 Litologia

O fator litologia exerce influência tanto sobre os padrões de fraturamentos como sobre as características do manto de alteração.

Algumas rochas, tais como dioritos, gabros e diabásios desenvolvem manto de alteração bastante impermeável, enquanto que o de quartzitos, gnaisses quartzosos e metarenitos pode ser bastante permeável. No caso de granitos, a profundidade de alteração vai depender, entre outros fatores, da densidade de fraturas. Em áreas constituídas por filitos e mica xistos, mesmo quando bastante planas e em clima úmido, ocorre pouco intemperismo (UNESCO 1984).

Estudos estatísticos tem mostrado que rochas intrusivas ácidas (granitos, granodioritos, aplitos, quartzo-pórfiros e pegmatitos) podem ter alta capacidade de armazenamento. Dentre elas, as rochas de granulação fina, ou de granulação muito grossa (aplitos e pegmatitos), apresentam os melhores potenciais (UNESCO 1984). A vazão mediana típica de granitos é de $1 \text{ m}^3/\text{h}$ (Banks *et al.* 1994), mas com uma variância maior que as outras rochas cristalinas (Gustafsson & Krásný 1994). Isto ocorre pois rochas graníticas tendem a apresentar zonas estreitas intensamente fraturadas isolando corpos essencialmente maciços, ou sem fraturas. Gnaisses tendem a produzir quantidades semelhantes ou ligeiramente menores, e migmatitos podem se comportar como granitos. Xistos, filitos, rochas básicas intrusivas (gabros e dioritos) e anfibolitos estão na parte inferior do intervalo de valores de produção. Os milonitos, associados a grandes zonas de cisalhamento, são os que apresentam as menores condutividades hidráulicas. Comparando rochas sedimentares de baixa permeabilidade com rochas cristalinas, Meiser & Earl Hydrogeologists (1982) chegaram à conclusão que os dolomitos e mármore atingem as maiores produtividades. Arenitos (de baixa permeabilidade primária), siltitos e rochas ígneas produzem ao redor de alguns metros cúbicos por hora por poço. Argilas e a maioria das rochas metamórficas, apresentam as menores produtividades.

As diferenças de capacidade específica média entre os vários tipos litológicos estão tipicamente ao redor de uma ordem de grandeza. Por outro lado, a variação dentro de um mesmo tipo litológico pode ser de três ordens de grandeza, ou sete a oito ordens em termos de permeabilidade da rocha ao longo de uma única perfuração. Portanto, é possível obter tanto

produtividades muito altas como muito baixas em um mesmo tipo de rocha cristalina, concluindo-se que outros fatores, em geral, são mais importantes (Banks *et al.* 1994). Knopman & Hollyday (1993) chegaram à conclusão, através de abordagem estatística, que variações litológicas, onde estão incluídos calcários e dolomitos, siliciclásticas e rochas ígneas e metamórficas, explicam somente 12% das variações de produção. Os autores utilizaram a capacidade específica de 4391 poços de um banco de dados do USGS.

No entanto, quando se trata de pequenos corpos intrusivos com grandes diferenças texturais e/ou mineralógicas com relação às encaixantes, o aspecto litológico parece exercer papel mais significativo. Sami (1996) conclui que os poços mais produtivos, na África de clima semi-árido, são aqueles locados nas adjacências de diques de doleritos, onde sempre foi encontrada água. Os doleritos intrudem arenitos e lamitos da Sequência do Karoo. Florquist *et al.* (1972) descrevem diques de pegmatitos, intrusivos em rochas ígneas e metamórficas das Montanhas Rochosas do Colorado, como sendo a feição mais confiável para a locação de um poço.

Nestes dois casos é provável que as áreas de maior permeabilidade tenham sido desenvolvidas por processos de fraturamento relacionados a mecanismos de intrusão e/ou ao comportamento reológico distinto dos diques e das rochas encaixantes quando submetidos a deformação rúptil. Segundo Gustafsson (1994), os limites entre os doleritos e a rocha encaixante são frequentemente fraturados. Além disto, o autor aponta que os diques básicos também podem agir como uma barreira para o fluxo de água, provocando um acúmulo da mesma à montante dos corpos.

6.4.4 Compartimento topográfico

Algumas análises tem verificado que poços perfurados na base de vales podem chegar a ser oito vezes mais produtivos do que os de terrenos de topo (Parizek & Siddiqui 1969). Aqueles perfurados na encosta de vales também tendem a ser mais produtivos (Tab. 6.2, Fig. 6.7).

Por outro lado, as variações dentro de um mesmo compartimento topográfico são muito acentuadas e bem maiores que de um setor para outro (Henriksen 1996, Yin & Brook 1996, Knopman & Hollyday 1993). Isto é um reflexo da profunda variabilidade lateral das características do manto inconsolidado, como já foi abordado no item anterior, e também da distribuição de fraturas. Devido a isso quanto maior a quantidade de subdivisões de relevo utilizadas menos significativas são as diferenças, do ponto de vista estatístico (Yin & Brook 1996). LeGrand (1967 *apud* Yin & Brook 1996), por exemplo, utilizou 18 diferentes classes topográficas. De um modo geral, as variações são significativas quando se compara o setor vales/drenagens, estes sendo mais produtivos, com os outros setores.

Figura 6.7. Produção de poços locados em diferentes compartimentos topográficos (Cline 1968, *apud* Parizek & Gold 1993).

Áreas planas, inclusive topograficamente elevadas, também podem ser significativamente mais produtivas. Henriksen (1996) explica este fato argumentando que os vales e as áreas planas, mesmo as elevadas, vão apresentar coberturas superficiais mais espessas e recarga adicional de corpos de água superficial. Por outro lado Knopman & Hollyday (1993), utilizando uma abordagem estatística para analisar valores de capacidade específica concluem que para rochas ígneas e metamórficas, a variável compartimento topográfico parece não ser importante. Para todos os tipos litológicos avaliados pelos autores (calcários, dolomitos, siliciclásticas e rochas ígneas e metamórficas), o compartimento topográfico explicaria somente 7% das variações.

6.4.5 Aspectos construtivos

Dentre os aspectos construtivos dos poços situados em áreas de aquíferos fraturados, um dos mais debatidos diz respeito a até que profundidade deve ser perfurado um poço de modo a se obter o melhor rendimento de perfuração *versus* produção.

Apesar do grande espalhamento existente em gráficos onde se relaciona espessura de aquífero saturado penetrado e capacidade específica, nota-se que as curvas de regressão mostram uma diminuição da produção com o aumento da profundidade (Fig.6.8). Este trend é explicado pelo fraturamento mais superficial das rochas, provocado pelo alívio de esforços, e pelo intemperismo e dissolução de minerais preenchedores de fraturas (p.ex., calcita). Por outro lado, com o aumento da profundidade o número de fraturas diminui e, devido às maiores pressões litostáticas, as suas aberturas tornam-se menores. Esta relação foi deduzida a partir de estudos de injeção de água em fraturas a diferentes profundidades e a partir da profundidade das primeiras fraturas produtivas encontradas em poços (Davis & Turk 1963, Bertachini 1987, Menegasse 1991, Loiselle & Evans 1995).

Figura 6.8. Variação da produção de poços com relação à profundidade abaixo do nível de água, em rochas cristalinas (Summers 1972, *apud* UNESCO 1984).

Bertachini (1987) descreve, para a região de Jundiaí (São Paulo) dois intervalos de ocorrência mais frequente de entradas de água: de 60 a 81m, associadas aos poços mais produtivos, e de 102 a 144m. Entradas de água ocorrem até 270m. Cavalcante (1990) obteve resultados semelhantes na região de Atibaia (São Paulo), observando que para 62% dos poços as entradas situam-se entre 24 e 102m, e para 85,7%, até 154m. Menegasse (1991), próximo à

cidade de São Paulo, constata que, principalmente em granitos, a maior parte das entradas de água ocorre até 50m de profundidade; e nas rochas carbonáticas, de 60 a 146. No Grupo São Roque, algumas entradas correspondem a contatos litológicos (Menegasse 1991). Em algumas regiões dos Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, 55% das entradas ocorrem até 20m de profundidade; 35%, de 20 a 40m e 7%, para profundidades maiores que 40m (Costa 1986). Finalmente, Hains (1991) ressalta que mesmo em aquíferos granulares (arenitos triássicos da Inglaterra) a maior parte da permeabilidade pode ser dada por fraturas que estão presentes até profundidades ao redor de 100 m.

Baseadas nestes fatos, existem recomendações de quais são as profundidades mais adequadas a se atingir com poços em diferentes tipos litológicos. Para argilas, siltes e areias (de baixa permeabilidade primária) e para calcários e dolomitos, recomenda-se perfurar no máximo até 75m e 120m, respectivamente (Meiser & Earl Hydrogeologists 1982). Para rochas ígneas e metamórficas, ou mesmo meta-sedimentares, recomenda-se desde até 90m (Meiser & Earl Hydrogeologists 1982) a 120/200 m (Davis & Turk 1963, Florquist *et al.* 1972, Loiselle & Evans 1995).

Além do aspecto profundidade, Knopman & Hollyday (1993) também consideram o fator diâmetro de revestimento. Quando se analisam conjuntamente dolomitos, calcários, siliciclásticas e rochas ígneas e metamórficas, este fator explica 18% das variações de capacidade específica. No entanto, quando as rochas ígneas e metamórficas são avaliadas em separado, aquela variável explica somente 5% das variações. É, também, interessante notar que as rochas ígneas e metamórficas são as menos sensíveis às variáveis diâmetro de revestimento, compartimento topográfico, e duração da descarga no teste de produção. Todos estes fatores em conjunto explicam somente 10% das variações na capacidade específica (Knopman & Hollyday 1993).

6.5 MÉTODOS UTILIZADOS PARA SELEÇÃO DE LOCAIS APROPRIADOS PARA PERFURAÇÃO DE POÇOS

O método mais tradicionalmente utilizado diz respeito à identificação de lineamentos, em fotografias aéreas, junto aos quais procura-se realizar a perfuração de poços. Este tem sido refinado com a utilização de imagens e técnicas mais sofisticadas de identificação de lineamentos no terreno.

Uma classificação de lineamentos, baseada no conhecimento das características estruturais e tectônicas de uma dada área, é uma ferramenta ainda pouco utilizada. Mais raramente encontram-se exemplos que correlacionam dados de esforços *in situ* com a vazão de

determinadas direções de fraturas; e análises matemáticas dos parâmetros hidrogeológicos por técnicas estatísticas.

6.5.1 Técnica de traçado de fraturas

Meiser & Earl Hydrogeologists (1982) apresentam uma técnica de fotointerpretação de "traços de fraturas" desenvolvida com o intuito de determinar locais específicos mais promissores para perfuração de poços em rochas fraturadas de baixa porosidade primária. As feições, que estariam associadas a fraturas com maior capacidade de transmitir água subterrânea, seriam estreitas e frequentemente independentes de *trends* estruturas regionais. Os autores consideram que o melhor material de análise a utilizar seriam fotos preto e branco na escala 1:20.000 e de várias épocas, uma vez que a ocupação tende a esconder as feições naturais mais sutis.

6.5.2 Traçado de lineamentos em imagens Spot em região semi-árida

Gustafsson (1994) utilizou este método em projeto de exploração de aquíferos em região semi-árida da porção sudeste de Botswana. Ele consistiu no traçado de lineamentos em imagens Spot multi-espectrais (XS) e pancromática (P), com resolução de 20 e 10m, respectivamente. A disponibilidade de registros para estações diferentes permitiram identificar lineamentos que suportam vegetação bastante saudável durante a estação seca, provavelmente associados a zonas de fratura com água.

6.5.3 Traçado e redução de lineamentos

Mabee *et al.* (1994) propõem um método de redução para coleta de lineamentos em escala regional. Em uma área de 44 km² (ilha do Maine) diferentes observadores prepararam mapas de lineamentos que foram superpostos posteriormente. Os que não coincidem de um autor para outro foram eliminados para diminuir a subjetividade do traçado. Após isto foi realizado trabalho de campo onde são medidas as fraturas subverticais. Estas foram comparadas com o mapa de lineamentos, tanto quanto às direções de fraturas observadas como com relação ao posicionamento geográfico de determinadas direções, realizando-se mais uma eliminação tanto daqueles lineamentos que não tem direções reproduzidas como dos que não coincidem geograficamente. Com isso o número de lineamentos foi reduzido de 6500 para 217. Os autores notaram que poços locados a uma distância menor que 30m dos lineamentos que obedecem a estes critérios tem transmissividade, no geral, maior que aqueles locados nos demais lineamentos. Esta metodologia, no entanto, como indicado pelos autores, deve ser aplicada em locais onde exposições de rochas sejam comuns em função da escala de trabalho.

6.5.4 Utilização de dados de esforços medidos *in situ*

Banks *et al.* (1994) apresentam alguns estudos de caso onde foi percebida a relação entre o esforço tectônico (*in situ* e paleo-esforço) e a produtividade de poços.

Investigações de esforços *in situ*:

- Fjalbacka. Neste local o esforço *in situ* máximo horizontal (σ_H) apresenta orientação NW/NNW e o esforço mínimo tem orientação vertical até profundidades de 500m. Através do exame de vazamentos de água e de mineralizações, que pareciam estar relacionadas a fraturas abertas, concluiu-se que as fraturas NW/NNW constituíam o grupo de maior abertura hidráulica, sendo seguidas pelo grupo de fraturas subhorizontal (Sundquist *et al.* 1988 *apud* Banks *et al.* 1994)
- Refsgard. Neste local foram perfurados poços inclinados com orientação tanto perpendicular como paralela ao σ_H (N13E). Em ambos foi obtida vazão muito baixa entre 0,2 l/h e 19 l/h. Segundo os autores isto pode ser explicado devido aos valores do esforço máximo (σ_H) e mínimo (σ_h) horizontais serem muito elevados ($\sigma_h=8-9\text{MPa}$ e $\sigma_H=15\text{MPa}$ a cerca de 10 a 20m de profundidade) o que manteria as fraturas bastante fechadas. Foi concluído que não somente a orientação, mas também a magnitude dos esforços parecem ser importantes.

Investigações de paleoesforço

- Rift de Oslo . A abertura deste rift ocorreu no Permiano, observando-se diques de orientação NNW-SSE, consistentes com a principal trama tectônica do Graben de Oslo, e com o σ_H atual medido *in situ*. Aquela direção é semelhante à principal direção de fraturas determinada em três locais e é consistente com as fraturas hidráulicamente abertas e mapeadas e com as produtividades dos poços.

6.5.5 Classificação de fraturas com base no cenário tectônico

No Brasil, algumas pesquisas foram desenvolvidas tendo como objetivo definir qual o papel de diferentes tipos genéticos de fraturas sobre a produção de poços. Dentre elas pode-se citar Silva (1984), Costa (1986), Bertachini (1987) e Menegasse (1991). As quatro utilizaram dados prévios disponíveis de geologia estrutural das áreas estudadas, onde as fraturas ou lineamentos foram classificados de acordo com sua orientação com relação ou à foliação principal das rochas ou às zonas de cisalhamento, geradas durante a evolução pré-cambriana e no início do Paleozóico. Isto constitui uma importante limitação para aqueles trabalhos pois a

evolução mais recente, cenozóica, além de gerar uma grande quantidade de estruturas rúpteis, também deve controlar as características condutoras das fraturas pré-existentes.

CAPÍTULO 7

GEOLOGIA LOCAL

7.1 INTRODUÇÃO

Neste trabalho foi elaborado um mapa geológico na escala 1:100.000 (Anexo 1) que foi em parte uma compilação dos seguintes mapas:

- Basei *et al.* (1986). Folha de Amparo, escala 1:50.000.
- Pellogia (1990). Porção sudeste da Folha Amparo, 1:25.000.
- Fernandes *et al.* (1993). Município de Campinas, 1:50.000.
- Vlach (1993). Granitóides de Morungaba, 1:50.000.
- Fernandes e Ferreira (1995). Municípios de Jaguariúna, Holambra, Cosmópolis, Americana, Nova Odessa, Sumaré, Hortolândia e Paulínia, escala 1:50.000.

A autora teve grande envolvimento como coordenadora e executora dos relatórios de Fernandes *et al.* (1993) e Fernandes & Ferreira (1995), tendo modificado em maior ou menor extensão (por vezes com nova fotointerpretação de extensas áreas) os mapas daqueles relatórios. As maiores modificações correspondem a: identificação de unidade mapeável cenozóica na região do aeroporto de Viracopos; reagrupamento das facies do Grupo Itararé em novos conjuntos faciológicos e modificação dos contatos entre os mesmos; modificação dos contatos entre unidades pré-cambrianas na região a sul de Jaguariúna e Pedreira e das rochas pré-cambrianas com as litologias da Bacia do Paraná.

A terminologia aqui utilizada para a designação das rochas metamórficas segue as recomendações de Winkler (1976) e das rochas sedimentares, a de Coimbra *et al.* (1992).

7.2 GNAISSES E GRANITOS PRÉ-CAMBRIANOS

A região é compartimentada segundo uma megaestruturação dada pela justaposição de terrenos de alto grau metamórfico, Nappe Socorro-Guaxupé, sobre terrenos meta-vulcanossedimentares gnáissico-migmatíticos da Faixa Alto Rio Grande. Esta estruturação foi definida em Campos Neto *et al.* (1984) e reapresentada por Campos Neto (1990).

Na região, foram identificadas unidades pertencentes à Faixa Alto Rio Grande na porção nordeste e leste da faixa de rochas pré-cambrianas aflorantes na área. Unidades litológicas da Nappe Socorro- Guaxupé ocorrem na porção sul-ocidental, sendo recobertas a oeste pela Bacia do Paraná. O limite entre estes dois grandes domínios ocorre a oeste-sudoeste de Pedreira e

sudeste de Souzas. Ele é marcado por uma faixa de rochas blastomiloníticas de direção NS-NNW a NW e baixos mergulhos para WSW, com uma lineação de estiramento pronunciada com caimento para sul, indicando transporte da Nappe para norte. Esta faixa é cortada e reorientada pelas zonas de cisalhamento Valinhos e Campinas, cuja orientação geral encontra-se em torno de N30E.

As unidades descritas aqui para o Domínio da Nappe Socorro-Guaxupé correspondem a uma reorganização das litologias descritas em Fernandes *et al.* (1992) e Fernandes & Azevedo (1993) em função de uma melhor compreensão da mega-compartimentação da área.

7.2.1 Domínio da Nappe Socorro-Guaxupé

O domínio da Nappe Socorro Guaxupé é constituído, nesta região, por ortognaisses, metassupracrustais e granitóides intrusivos (Jaguariúna).

Gnaisses Bandados

Caracterizam-se pela intercalação métrica a decimétrica até centimétrica de uma grande variedade de rochas granitóides bandadas ou homogêneas com biotita, frequentemente com hornblenda e por vezes com granada. Foram discriminados seis tipos litológicos:

- (1) (Hornblenda)-biotita ou biotita-hornblenda gnaisses de composição tonalítica, diorítica ou anfibolítica, descontinuamente bandados a laminados ou homogêneos, de cor cinza médio a escuro e mesocráticos ou leucocráticos.
- (2) Biotita gnaiss cinza-médio, equigranular médio, leucocrático (15 a 20% de biotita).
- (3) Biotita gnaiss granitóide homogêneo ou granito, médio ou grosso, leucocrático (10 até 25% de máficos) a hololeucocrático, cortado por veios de granito grosso a muito grosso com biotita.
- (4) Granada-anfibólio-biotita gnaiss granitóide, fitado ou bandado ou de aspecto nebulítico, leucocrático (15 a 20% de máficos) com feldspatos rosados.
- (5) Esparsos anfibolitos de granulação média.
- (6) Níveis métricos, bastante esparsos, de biotita-granada-sillimanita gnaisses xistosos com granada de até 3cm de diâmetro.

A norte de Souzas ocorrem níveis métricos e esparsos de rochas granoblásticas e mesocráticas (30 a 40%), compostas em ordem crescente, por biotita, diopsídio, anfibólio, granada, plagioclásio e quartzo.

Gnaisses peraluminosos

Esta unidade intercala-se com a unidade de gnaisses bandados.

Ela constitui-se predominantemente de (muscovita)-granada-sillimanita-biotita gnaisses xistosos finos a médios, laminados a bandados (com lâminas de concentração de sillimanita).

Intercalam-se freqüentemente: granada-biotita gnaisses com bandas de gonditos; rochas cálcio-silicáticas; anfibolitos; granito médio a grosso hololeucocrático; grafita xistos negros em bandas muito ocasionais, em média com 1m de espessura; biotita gnaisses granitóides.

Granada-biotita-plagioclásio gnaisses

Nesta unidade predomina granada-biotita-plagioclásio gnaisses cinza médio, de granulação predominantemente fina, leucocrático (15 a 30% de máficos), mais raramente mesocrático (40%), de estrutura bandada a laminada.

Ocorrem intercalados níveis métricos de gnaisses hololeucocrático de composição granítica, com granada e biotita.

Granitos gnáissicos equigranulares

Biotita granito gnáissico com granada e/ou turmalina e/ou muscovita, cinza claro (às vezes róseo), de granulação média ou fina equigranular, leucocrático a hololeucocrático.

Gnaisses graníticos semelhantes ocorrem associados aos gnaisses peraluminosos.

A sul da cidade de Campinas, observaram-se restos de hiperstênio em granada-biotita gnaisses tonalíticos, com 20 a 30% de máficos, incluídos também nesta unidade.

Hornblenda-biotita granitóide gnáissico facoidal

Ocorre na porção oeste da lente gnáissica de Joaquim Egídio, fazendo contato com os anfibólio-biotita gnaisses. É semelhante ao Granitóide Bragança Paulista (Janasi 1992, informação verbal) e por isso foi incluído na área de domínio da Nappe Socorro-Guaxupé. É blastomilonítico, cinza médio, leucocrático (20 a 25% de máficos).

Gnaisses indiferenciados

A unidade de gnaisses indiferenciados constitui-se essencialmente de bitotita granitos foliados, de granulação média e homogêneos. Não puderam ser atribuídos a nenhuma das outras unidades do Domínio da Nappe Socorro-Guaxupé devido a ocorrerem em meio a rochas da Bacia do Paraná, em altos estrututrais, e sem continuidade com as demais rochas pré-cambrianas.

Granitos gnáissicos Jaguariúna

Estes granitos são do Proterozóico Superior. Campos Neto (1990) considera-os contemporâneos aos granitóides Bragança Paulista.

Esta unidade, no município de Campinas, compõe-se predominantemente por dois tipos litológicos descritos a seguir:

- (1) Biotita granito porfirítico, raramente com anfibólio, foliado e de cor rósea acinzentada. Os megacristais são róseos, tabulares, com comprimento em torno de 2 a 4 cm, idiomórficos ou ovalados. A matriz é inequigranular média a fina, onde predomina o feldspato branco-acinzentado.
- (2) Biotita granito cinzento claro ou róseo, foliado, homogêneo, leucocrático (5 a 10% de máficos), equigranular fino ou médio. Ocasionalmente é médio a grosso. A ele se associa, sob a forma de intercalações métricas ou decamétricas, um biotita-anfibólio granitóide foliado, com menos de 20% de quartzo (mais raramente 20 a 30%) e ao redor de 30% de máficos, e de granulação média.

7.2.2 Domínio da Faixa Alto Rio Grande

Arqueano/Eoproterozóico

Associação ortognáissica-migmatítica

Esta unidade foi mapeada na região de Joaquim Egídio por Fernandes *et al.* (1993) e o restante da sua região de ocorrência foi compilada de Basei *et al.* (1986) e Pellogia (1990). Alguns perfis de reconhecimento foram realizados.

Na região de Joaquim Egídio, foram identificados gnaisses nos quais se intercalam, métrica a decametricamente: biotita gnaisse bandado a laminado, fino a médio, leucocrático (5 a 20% de máficos); anfibólio-biotita gnaisse com granadas ocasionais, bandado a laminado, cinza médio a escuro, leuco a mesocrático, inequigranular médio a fino. Intercalam-se desde decimétrica até decametricamente com gnaisse granítico leuco a hololeucocrático (com menos de 10% de biotita), de granulação média a fina equigranular, por vezes com raras e pequenas granadas.

Níveis anfibolíticos decimétricos, ocasionalmente métricos, intercalam-se em ambos.

Estas mesmas rochas foram mapeadas na porção a sudoeste e leste de Pedreira e reconhecidas nas proximidades de Amparo.

Segundo Pellogia (1990), além das litologias semelhantes às descritas acima, na região de Amparo ainda predominariam ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, homogêneos a bandados.

Nesta unidade estão englobados os migmatitos tipo Amparo de Pellogia (1990). Apresentam leucossomas trondhjemiticos ou graníticos, mesossomas tonalíticos ou granodioríticos, ricos em biotita, e melanossoma composto por hornblenda e biotita.

Associação Máfica-Ultramáfica de Arcadas

Esta associação ocorre em uma faixa bastante estreita e é englobada pelos terrenos ortognáissico-migmatíticos. Compõe-se por: xistos ultramáficos verdes onde predominam olivina-tremolita-xistos homogêneos com restos de ortopiroxênio em paragênese com a tremolita e contendo finas bandas de cobre nativo; diopsídio anfibolito bandado, anfibolitos homogêneos; e ocasionais grafita-sillimanita-quartzo-xistos, quartzitos e glimmeritos.

Mesoproterozóico

A descrição e ocorrência destas unidades foram compiladas de Basei (1986) e Pellogia (1990).

Quartzitos Serra dos Feixos

Trata-se de quartzitos maciços ou placosos, frequentemente micáceos (muscovita) e localmente arcosianos. São cortados por veios e bolsões pegmatóides e intercalam níveis decimétricos a métricos de biotita-quartzo xistos e xistos feldspáticos.

Xistos Fazenda Bela Vista

Esta unidade consiste em biotita-quartzo xistos e biotita xistos por vezes com fibrolita ou cianita, feldspato e/ou granada. Intercalam quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, biotita gnaisses e hornblenda-gnaisses bandados.

Gnaisses Duas Pontes

Constitui-se de gnaisses irregularmente bandados compostos pelas associações plagioclásio + quartzo + hornblenda + clinopiroxênio + titanita ou plagioclásio + quartzo + hornblenda + granada + opacos, de granulação média a grossa e textura granoblástica. Podem ocorrer variedades com porfiroblastos de feldspato potássico róseo. Englobam também gnaisses graníticos com magnetita e hornblenda, junto ao contato com os quartzitos Serra do Feixos. A associação mineralógica indica facies anfibolito de pressão média.

Gnaisses Ribeirão do Pantaleão

Trata-se de granada-bitotita-plagioclásio gnaisses cinzentos, muito heterogêneos, variando de rochas grossas com megacrístais oclares de plagioclásio e porfiroblastos de granada, até tipos mais ricos em granada. Podem conter anfibólio e, em geral, exibem bandamento grosseiramente delineado. Intercalam-se, segundo contatos gradativos, com quartzitos arcosianos, biotita-quartzo xistos, quartzo xistos manganésíferos, sequências bandadas alteradas, anfibolitos e biotita-plagioclásio gnaisses com pouca granada.

Proterozóico Superior

Granitóides Morungaba

Tanto a ocorrência em mapa como a descrição destes granitóides, cujas idades encontram-se entre 610 e 590 (± 20) Ma (Vlach 1993), foi compilada em grande parte de Vlach (1985, 1993). O traçado dos contatos com a encaixante foi modificado em parte. Devido à escala e ao propósito deste trabalho, estes granitóides foram reagrupados em dois grandes tipos, descritos a seguir:

(1) Granitóides equigranulares

Compreendem: biotita granito 3b equi a inequigranular, leucocráticos (5 a 15% de máficos) e de granulação média a grossa com enclaves alongados e escuros de dioritos, quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos; biotita granito 3b equigranular hololeucocrático, de granulação média a fina, ocasionalmente com muscovita e, junto ao contato com as encaixantes, xenólitos de gnaisses; granodioritos e biotita granito 3b leuco a hololeucocrático, equigranular, com muscovita primária acompanhada ou não de granada, e com ocasionais enclaves dioríticos.

(2) Granitóides porfiríticos

Correspondem a biotita-quartzo monzonitos e granitos 3b porfiríticos, eventualmente granitos 3a, raramente com anfibólio, maciços a fortemente foliados, leucocráticos a hololeucocráticos. Os megacrístais são de microclínio idiomórfico, de 1 a 3cm, e subordinadamente de plagioclásio de 1cm. A matriz é média a grossa e eventualmente fina a média.

7.2.3 Deformação e metamorfismo

Foliação gnáissica principal

No Domínio da Nappe Socorro-Guaxupé a foliação principal é, pelo menos, de segunda geração e com orientação geral de NNE a NE com mergulhos elevados no geral para NW. Em alguns locais é claramente blastomilonítica e contém lineação de estiramento. O metamorfismo

principal, que acompanha a foliação principal, é do grau médio ao forte, recrystalizando hornblenda e granada. Algumas vezes pode-se observar um aspecto migmatítico (leucossomas graníticos abundantes e melanossomas ricos em sillimanita), sugerindo anatexia *in situ*. Ortopiroxênio e a associação granada-clinopiroxênio indicam a presença localizada da facies granulito, que pode ser tanto contemporânea como anterior à foliação principal.

Os granitóides gnáissicos Jaguariúna apresentam uma foliação bem marcada, por vezes blasto a protomilonítica, mas não é possível dizer qual a sua relação cronológica com a foliação principal dos demais gnaisses.

Os gnaisses da Faixa Alto Rio Grande apresentam uma foliação principal S_2 (do Proterozóico Médio- Campos Neto 1990), que é de segunda geração, e uma foliação S_1 contornando as charneiras de dobras D_2 . O metamorfismo que acompanhou a foliação principal S_2 e a foliação S_1 é do grau médio (plagioclásio e hornblenda em anfibolitos e granada, sillimanita e biotita nos gnaisses peraluminosos) ao forte (feições de migmatização e associação granada-clinopiroxênio-quartzo em rochas intermediárias). O *trend* principal da S_2 é NE, variando a NNE.

Na lente gnáissica a leste de Souza, o *trend* da foliação principal é NW com atitudes médias ao redor de $N40W$ e mergulhos médios de 50° para SW. Trata-se de uma foliação fortemente blastomilonítica, acompanhada de metamorfismo na facies anfibolito (hornblenda + plagioclásio + granada em anfibolitos), que deve ter se desenvolvido entre 650 e 590 Ma (idades respectivas dos granitóides Bragança Paulista e dos granitos Morungaba).

Foliação milonítica

Rochas miloníticas ocorrem dentro das zonas de cisalhamento Campinas (ZCC) e Valinhos (ZCV), constituindo-se predominantemente de milonitos quartzo-feldspáticos com pequenos olhos arredondados e milimétricos de feldspato em uma matriz laminada muito fina. A lineação de estiramento é muito bem desenvolvida. O quartzo forma lâminas extremamente estiradas ou achatadas. Também ocorrem protomilonitos e blastomilonitos.

O metamorfismo presente nos milonitos é da fácies xisto verde, pois anfibolitos milonitizados apresentam a seguinte composição: quartzo, plagioclásio, actinolita, biotita parda, biotita verde e titanita.

As zonas de cisalhamento Campinas e Valinhos são as estruturas dúcteis mais importantes da região. A foliação milonítica apresenta direção geral aproximada $N30E$ com mergulhos elevados para NW e subordinadamente para SE.

Tanto para a ZCC como para a ZCV os altos mergulhos da foliação milonítica e as lineações de estiramento, mergulhando entre 20° e 50° para NE, e mais raramente sub-horizontais, indicam tratar-se de zonas de cisalhamento transcorrentes oblíquas. Algumas feições sugerem que o cisalhamento, contemporâneo à deformação dúctil, tenha sido dextral com componente normal (Fernandes *et al.* 1993).

7.3 GRUPO ITARARÉ

Esta unidade tem sido denominada tanto de “subgrupo” como de “grupo” e, por não existir uma clara preferência, na literatura, de uma ou outra, resolveu-se adotar o termo “grupo” que é utilizado na mais recente revisão (Milani *et al.* 1994) da estratigrafia da Bacia do Paraná.

Fernandes *et al.* (1993), Fernandes & Ferreira (1995), e a presente autora subdividem o Grupo Itararé, na região de estudo, em 7 facies. Quatro delas correspondem a rochas sedimentares de textura fina, e três a arenitos médios a grossos. Uma vez que não se dispõe de dados mais conclusivos a respeito da distribuição tridimensional e da idade destas facies, resolveu-se englobá-las em conjuntos faciológicos, pois este termo não pressupõe contemporaneidade das facies agrupadas. Os conjuntos faciológicos correspondem às unidades de mapeamento presentes no Desenho 2.

A seguir são descritas as facies litológicas, os conjuntos faciológicos que correspondem às unidades de mapeamento, além de se discutir a idade e prováveis ambientes deposicionais.

7.3.1 Facies litológicas

Algumas das facies litológicas foram subdivididas em tipos litológicos distintos que são denominados pela letra correspondente à da facies, seguida de um número.

Lamitos com seixos (A)

A1. Maciços. Correspondem a lamitos (50 a 75% de argila+silte e 50 a 25% de areia desde fina até grossa) e subordinadamente arenitos pelíticos (25 a 50% de argila+silte e 50 a 75% de areia) segundo a classificação de rochas sedimentares de Coimbra *et al.* (1992), ambos maciços e contendo grânulos e seixos esparsos, além de alguns blocos e raros matacões. Estes clastos são de natureza muito variada, predominando aqueles de quartzitos arroxeados, sendo seguidos pelos de gnaisses, granitos, rochas metabásicas, xistos e milonitos. Em geral compõem menos de 10% da rocha. Observam-se, também, intraclastos de arenitos, siltitos e argilitos. Muitos dos seixos e blocos apresentam-se facetados e, ocasionalmente, com estrias em faces bastante polidas.

É difícil individualizar os vários fluxos de detritos, mas, em alguns casos, é sugerida a forma de lobos de espessura métrica. Mais localmente podem apresentar estratificação incipiente.

A2. Estratificados. Os lamitos estratificados são de ocorrência bastante subordinada com relação aos maciços, e restringem-se à área próxima ao aeroporto de Viracopos (a sudoeste da cidade de Campinas). Podem apresentar caráter rítmico e constituem corpos tabulares onde se observam da base para o topo: (1) camadas métricas a decimétricas de diamictitos estratificados com matriz areno-silto-argilosa, grânulos, seixos, calhaus e raros matacões; (2) camadas centimétricas a decimétricas de lamito arenoso ou arenito pobremente selecionado com grânulos, seixos e calhaus e intraclastos silto-argilosos, por vezes com laminações cruzadas do tipo *climbing*, laminação plano-paralela e granodecrescência; (3) camadas centimétricas de arenito muito fino silto-argiloso com laminação plano-paralela e contendo *clots* milimétricos de lamito arenoso; (4) camadas silto-argilosas laminadas. Esta sequência na maior parte das vezes não está completa. A estrutura interna destas camadas e o caráter cíclico da sua superposição sugerem que se tratem de sequências incompletas de Bouma, onde as camadas 1, 2, 3 e 4 corresponderiam às camadas B, C, D e E, respectivamente.

O caráter maciço, o baixo grau de selecionamento e a falta de orientação dos seixos indicam que os lamitos maciços com seixos tenham sido depositados por fluxos de detritos de alta densidade. Mais localmente, podem apresentar estratificação incipiente, indicando uma transição entre processos de fluxos de massa e de correntes de turbidez. A forma de lobos indica deposição em ambiente desconfinado.

O formato tabular das camadas, o caráter rítmico e a presença de sequências de Bouma, nos lamitos estratificados, indicam que estes tenham se depositado por correntes de turbidez em ambiente subaquoso e desconfinado.

Os seixos facetados e por vezes estriados, presentes tanto nos lamitos maciços como nos estratificados, sugerem que pelo menos parte do material é de retrabalhamento de sedimentos glaciais.

Ritmitos (B)

B1. São formados por ciclos constituídos na base por arenitos finos, em camadas de espessura decimétrica a centi-milimétrica, que gradam para argilitos-siltitos, de 3cm a alguns milímetros de espessura, no topo. Os ciclos podem apresentar espessuras desde 30cm até menos de 1cm.

Comumente observa-se gradação normal dos ritmitos de ciclos menos espessos para argilitos/siltitos com laminação plano-paralela (facies C1, ver a seguir).

B2. Ocorre, ainda, um tipo menos abundante, onde as camadas de arenitos finos maciços apresentam espessura desde decimétrica até de 1,5m. Elas gradam, no topo, para siltitos/argilitos em camadas de 2cm de espessura. Entre os arenitos finos e as lâminas silto-

argilosas, observam-se camadas centimétricas de arenitos muito finos, siltosos, com laminações do tipo *climbing*.

Observaram-se, também, concreções centimétricas de pirita, estruturas em chama (*flame*) no contato dos níveis arenosos com os silto-argilosos, e estruturas de bioturbação (tubos).

Estes ritmitos, que constituem corpos tabulares, de um modo geral, são interpretados como produto de correntes de turbidez, uma vez que, principalmente nos ritmitos de ciclos mais espessos, podem se observar: arenitos maciços na base, passando para arenitos de laminação plano-paralela e, mais para o topo, para arenitos finos, siltosos, com laminações onduladas ou do tipo *climbing*. Estes passam gradativamente para siltitos-argilitos com laminação plano-paralela. Muitas vezes esta sequência apresenta-se incompleta.

Por vezes, na base dos ciclos, podem se observar intraclastos alongados, em posição sub-horizontal, de siltitos/arenitos muito finos laminados. Isto indica canibalismo das porções superiores de camadas mais antigas por fluxos mais jovens.

Argilitos e siltitos (C)

C1. Argilitos, com laminação plano-paralela, em camadas desde decimétricas até métricas.

C2. Argilitos/siltitos com laminação incipiente em camadas de espessura métrica. Podem ser cortados por diques de arenitos conglomeráticos.

Esta facies constitui camadas tabulares. A sua associação com os ritmitos formados por correntes de turbidez sugere que, pelo menos em parte, devam se tratar de turbiditos mais distais.

Arenitos finos a muito finos (D)

D1. Arenitos finos a muito finos, sericíticos, homogêneos, em pacotes desde decimétricos até decamétricos, com uma profusão de laminações dos seguintes tipos: *climbing ripples*, marcas onduladas truncadas; laminação cruzada do tipo acanalada, tangencial, cruzada de baixo ângulo e plano-paralela. Podem conter porções arredondadas da cor de pó de café, interpretadas como concreções. Ocasionalmente pode-se observar intercalação de lâminas silto-argilosas, bastante persistentes, e distanciadas entre si da ordem de algumas dezenas de centímetros, que acompanham a ondulação dada pelas laminações dos arenitos sotopostos. Estes arenitos comumente formam lobos ou corpos de forma acanalada, intercalados nos lamitos maciços.

D2. Arenitos finos/médios a finos, bem ou mal selecionados, às vezes com grânulos e seixos pequenos, arcoseanos ou subarcoseanos, micáceos e apresentando grandes marcas onduladas truncadas do tipo *hummocky*.

D3. Arenitos muito finos, maciços, ocasionalmente argilosos e/ou micáceos em camadas desde centimétricas até decimétricas.

Arenitos grossos subarcoseanos, medianamente selecionados e maciços podem ocorrer intercalados nestas facies.

Arenitos com as mesmas características que a facies D1, ou seja, em corpos com forma de lobos ou canais, por vezes relativamente espessos, e repletos de laminações do tipo *climbing*, intercalados em lamitos e ritmitos, são interpretados como turbiditos diluídos por França (1993).

A presença de estratificações do tipo *hummocky*, facies D2, indica o retrabalhamento destes arenitos por ondas de tempestade. Isto sugere que a profundidade de deposição destas facies não seja elevada, uma vez que, segundo Reading (1986), esta estrutura forma-se mais comumente a profundidades menores que 15m.

A estrutura maciça de alguns arenitos (D3) pode ter sido originada por deformações posteriores à sedimentação como será discutido mais à frente.

Arenitos finos a médios (E)

Esta facies constitui-se de arenitos finos a médios, bem selecionados, com grãos arredondados, subarcoseanos a arcoseanos e micáceos (muscovita). Eventualmente, contém intraclastos de finos.

São maciços e apresentar estruturas do tipo *dish* evidenciadas por lâminas de arenitos muito finos arroxeados. Em exposições de boa qualidade nota-se que eles ocorrem sob a forma de corpos lenticulares, de seção transversal métrica, e amalgamados. Ocasionalmente pode-se observar uma estratificação métrica aparentemente sigmoidal. Lateralmente, passam para arenitos semelhantes, mas com marcante estratificação acanalada decimétrica ou marcas onduladas. Estas estratificações são bem evidenciadas por lâminas de arenito fino arroxeados que também podem mostrar estruturas de sobrecarga ou, por vezes, dobras convolutas. Também se observa estratificação cruzada tabular.

Eles apresentam manchas brancas que parecem ser de alteração de concreções.

A estrutura maciça, junto com as estruturas de escape de fluidos, é explicada por processos de fluidização (Gama Jr. *et al.* 1992a,b). Estes são devidos a uma deposição muito rápida (devido à

desaceleração do fluxo quando da passagem de canais confinados para desconfinamento ou quando da penetração em um corpo de água parada) com aprisionamento de grande quantidade de água nos vazios intersticiais. O escape desta água provoca a fluidização e o subsequente fluxo de acomodação por distâncias mínimas.

As estruturas acanaladas e estratificação cruzada tabular, presentes em porções destes arenitos, indicam que eles devam corresponder a barras depositadas em canais fluviais ou subaquosos, pelo menos em parte subaquosos, por migração de dunas de cristas sinuosas e de cristas retas, respectivamente.

Arenitos médios e médios a grossos (F)

F.1. Estratificados. Pacotes de espessura métrica de arenitos médios ou grossos, e ocasionalmente finos a médios (organizados em *finning upward*), bem selecionados, subarcoseanos (5 a 25% de feldspato), com opacos e micas. Apresentam estratificação cruzada tabular, cruzada acanalada ou plano-paralela, todas de médio porte. Observa-se granodecrescência ascendente ou descendente, além de pequenos canais (cerca de 20 cm) cujo material de preenchimento apresenta granodecrescência ascendente. Os arenitos grossos apresentam muitos intraclastos de finos e de argilitos. Esta facies contém, ainda, lâminas ou camadas centimétricas, bastante contínuas, de arenitos finos com laminação cavalgante e com estruturas de sobrecarga no contato superior com os arenitos médios a grossos. Estes arenitos finos também podem ocorrer sob a forma de intraclastos alongados de 25 cm de comprimento e com laminação deformada.

F2. Maciços. Arenitos grossos a médios, maciços, desde bem até moderada a pobremente selecionados, repletos de intraclastos de argilitos (de até 1,5 cm) e com esparsas camadas deformadas de arenitos finos.

As estruturas sedimentares dos arenitos indicam tratar-se de depósitos de barras de canais, formados pela migração de dunas de cristas retas ou sinuosas. A estrutura maciça, do tipo F2, pode ter se formado também por processos de fluidização, a exemplo da facies E.

Arenitos conglomeráticos e conglomerados (G)

G1. Arenito grosso conglomerático ou conglomerado polimítico, com estratificação tabular e muitos intraclastos de material siltoso e granodecrescência ascendente.

G2. Conglomerado polimítico maciço com grande quantidade de seixos e alguns blocos de gnaiss. Eles comumente preenchem canais de largura métrica.

Os seixos mais comuns são de gnaisses, gnaisses miloníticos, quartzitos e quartzo de veio, além de arenitos/metarenitos e de argilito/siltito, todos bem arredondados. Eles são sustentados por areia média a grossa feldspática, sendo que nos arenitos conglomeráticos a matriz é arenosa e nos conglomerados é areno-seixosa. As camadas são de espessura desde decimétrica até métrica e os canais podem apresentar seção transversal da ordem de vários metros. Em ambos os casos é comum granodecrescência ascendente.

A facies G1 é interpretada como depósitos de barra, formados pela migração de dunas de cristas retas, e a G2 a depósitos de fundo de canal.

7.3.2 Conjuntos faciográficos mapeados

As unidades mapeadas correspondem a conjuntos faciográficos onde se associam as facies descritas anteriormente.

Lamitos com seixos (A)/ritmitos (B)/argilitos e siltitos(C)/arenitos muito finos (D)

As facies lamitos com seixos, ritmitos, argilitos/siltitos e arenitos finos ocorrem associadas em maior ou menor grau por toda a área.

A organização destas facies apresenta variações regionais que seriam as seguintes:

- Na porção a oeste da cidade de Campinas as facies citadas ocorrem intimamente associadas, onde se observa a intercalação de camadas tabulares de espessura métrica a decimétrica de ritmitos e lamitos. Os arenitos finos aparecem em camadas lenticulares de espessura decimétrica.
- Os lamitos, por toda a região, contêm corpos lenticulares de arenitos finos, em geral de espessura decimétrica. Tratam-se de arenitos finos laminados ou maciços (D) ou arenitos médios a grossos pobremente selecionados, estratificados ou maciços, com grânulos, seixos pequenos e intraclastos argilosos. Muito comumente, os corpos de arenito contidos nos lamitos apresentam manchas ou cor totalmente marrom.
- As maiores espessuras de lamitos foram observadas na região de Cosmópolis. Na região de Cosmópolis e Sumaré, os lamitos enriquecem-se em lentes de arenitos finos (D), em direção ao topo, dando lugar a ocorrências mais espessas e extensas da facies D. Ocasionalmente, podem ser observados matacões, de metarenitos e rochas metabásicas, dispostos no contato entre os arenitos finos (no topo) e os lamitos (na base).
- As ocorrências mais espessas e contínuas de arenitos finos (D) ocorrem principalmente nos arredores de Cosmópolis, Hortolândia e Sumaré, onde tendem a se dispor sobre os lamitos

- (A). As suas melhores exposições ocorrem a oeste/noroeste de Cosmópolis. Contém intercalações de ritmitos (B2 e B3).
- Os ritmitos (B), comumente associados a arenitos laminados (D), têm suas melhores exposições nos município de Hortolândia e Sumaré, e a oeste e sudoeste da cidade de Campinas. Nos arredores de Hortolândia e Sumaré, a facies B aparentemente tende a ocupar uma posição estratigráfica superior a dos lamitos (A) e lateral ou inferior aos arenitos finos (D). Nestes ritmitos também se intercalam, comumente, camadas decimétricas a métricas de argilitos/siltitos (C1 e C2).

Este conjunto faciológico apresenta inúmeras feições de deformação que seriam:

- Corpos arenosos, contidos nos lamitos, de formatos muito irregulares. Em alguns casos chegam a formar diques ou corpos verticalizados.
- Em alguns afloramentos, uma sequência basal de ritmitos, tipo B1, gradando para o tipo argilitos no topo, é superposta por sequências espessas de lamitos com seixos. Os ritmitos apresentam-se intensamente deformados, junto ao contato, por estruturas de sobrecarga. O seu acamamento pode chegar a se verticalizar, os contatos são extremamente irregulares e ocorrem diápiros dos ritmitos nos lamitos.
- Falhas de dimensões métricas a centimétricas desde subhorizontais até subverticais cortam tanto ritmitos como os lamitos.
- Dobras convolutas afetam ritmitos e corpos de arenitos finos laminados. São desde métricas até centimétricas e não apresentam padrão bem definido. São comuns dobras do tipo recumbente internas ao acamamento dos ritmitos.
- O acamamento pode apresentar mergulhos entre 15 e 40°, predominando 30°, para sudoeste, sul ou oeste.
- Também se observam outras feições de deformação tais como: *pinch and swell*, planos de cisalhamento subparalelos ao acamamento; deformação por sobrecarga presente em lamitos intercalados com arenitos finos.

Acredita-se que estas deformações tenham sido geradas por deslizamentos sin-deposicionais que podem ter sido provocados por sedimentação rápida e desenvolvimento de alta pressão de água nos poros, deposição em substrato de relevo acentuado, empilhamento sedimentar com gradientes deposicionais instáveis, terremotos ou uma combinação destes fatores (Eyles *et al.* 1993).

As distâncias percorridas durante os deslizamentos não devem ter sido grandes, uma vez que os corpos de arenitos intercalados muitas vezes preservam aproximadamente tanto a sua

forma como as laminações cruzadas, a indicação de topo é normal e não existe mistura de materiais.

Arenitos finos a médios e médios a grossos (E, F, G)

Esta unidade ocorre mais expressivamente a sudoeste da cidade de Campinas. Ela é constituída principalmente de arenitos desde médios a finos, até grossos, onde se associam as facies E, F1 e F2. Intercalam corpos expressivos de conglomerados (G1 e G2).

Estes arenitos podem se sobrepor ou apresentar contatos laterais com os lamitos com seixos, ritmitos e arenitos finos. Os contatos são dificilmente observáveis, no entanto, a sudoeste da cidade de Campinas e a oeste de Santo Antonio de Posse, observou-se que eles estão dispostos em canais da ordem de dezenas de metros de seção transversal, em contato erosivo sobre ritmitos. As seções transversais destes corpos e as suas estruturas sedimentares sugerem paleocorrente aproximadamente para oeste.

De um modo geral, as relações estratigráficas observadas em afloramentos indicam que os arenitos se superpõem às facies finas, às vezes em contatos laterais, sugerindo a instalação de canais sobre os sedimentos finos. No entanto, as facies F e G, localmente, podem ser superpostas por lobos de arenitos pelíticos maciços, provavelmente depositados por processos de fluxos de detritos (Fotos 7.1a-d).

Da mesma forma que o conjunto de facies de finos, mas não tão comumente, os arenitos também podem apresentar deformações. Estas correspondem a inclinações mais elevadas dos estratos, falhas, por vezes muito numerosas e com pequenos rejeitos, e diápiros de sedimentos finos. São relativamente comuns, também, e em geral associados com arenitos maciços, intraclastos decimétricos de arenitos estratificados/laminados, com dobras convolutas e dispostos de forma caótica. É provável que a origem destes megaintraclastos esteja associada ao processo de deslizamentos. O início do processo produziria primeiro as dobras convolutas e depois fragmentaria as camadas de arenitos mais rígidos. Esta rigidez seria dada pela sua maior coesão devido à intercalação de arenitos finos argilosos. Com o correr do processo, os corpos de arenitos sofreriam deslocamentos e os fragmentos seriam redepositados junto com os arenitos maciços, após percorrer distâncias pequenas. A associação destes megaclastos com os arenitos maciços sugere que o escape de fluidos também possa ter sido produzido pelos deslocamentos associados aos deslizamentos.

7.3.3 Idade e ambientes deposicionais

Análises palinológicas de lamitos e ritmitos indicam idades do Carbonífero Médio/Superior, com algumas amostras fornecendo idades mais restritas do Westphaliano, nos intervalos G até

H2 (Daemon e França 1995, informação verbal). A deposição teria se dado durante período em que a Bacia do Paraná estava sob a influência de geleiras presentes a oeste da mesma, pois a glaciação na Bacia do Paraná teria se iniciado no Westphaliano (Carbonífero Superior) e terminado no Kunguriano (Permiano Inferior) (Eyles *et al.* 1993) ou Arstinkiano (Petri & Souza 1993).

De acordo com os resultados de análises palinológicas em amostras de lamitos com seixos, o ambiente seria salobro (Daemon e França, comunicação pessoal). Isto pode ser explicado pelo fato destas rochas serem resultado de retrabalhamento, em ambiente marinho, de sedimentos glaciais, como vários autores, entre eles Gama Jr. (1992), França (1993) e Eyles *et al.* (1993), tem apontado. Na área de estudo, a presença de abundantes seixos facetados e alguns estriados, nas facies de lamitos, corrobora esta interpretação. Picarelli *et al.* (1993) descrevem amostras de lamitos com associação de esporos e pólenes com microplâncton, indicando o retrabalhamento de sedimentos glaciais em ambiente marinho.

Segundo Gama Jr. (1992), a ressedimentação dos sedimentos glaciais teria sido iniciada após o início de uma transgressão em período de regressão das geleiras. As "plumas glaciais" em condições submersas sofreriam infiltração de água com subsequente aumento da pressão intersticial e desarranjo da estratificação. A instabilização destes sedimentos geraria desde fluxos de detritos até correntes de turbidez.

As análises palinológicas indicam também que ritmitos, do Carbonífero Médio/Superior, sotopostos a espessos pacotes de lamitos, tenham se depositado em ambiente continental. Possivelmente, trata-se de lagos glaciais pretéritos à transgressão marinha. Também foram observados seixos pingados nestes ritmitos o que sugere a atuação de blocos de gelo flutuantes.

Os arenitos finos a médios e médios a grossos, junto com os conglomerados, podem ter se depositado em canais fluviais ou, pelo menos em parte, subaquosos. Isto é indicado tanto pelos processos de fluidização como pela superposição, em alguns locais, de arenitos pelíticos maciços, dispostos em lobos e formados por fluxos de detritos subaquosos (Fotos 7.1a-d).

Os sentidos de paleocorrente apontam principalmente para oeste, sudoeste e noroeste, e subsidiariamente para nordeste, sudeste, este e norte, não havendo diferenças quanto ao fato de se tratarem de facies arenosas ou facies de finos (ritmitos e arenitos finos). O mergulho das camadas deformadas pelos deslizamentos para SW, W e S sugere um gradiente, no mesmo sentido da paleocorrente, gerado pelo empilhamento dos vários fluxos de detritos e correntes de turbidez.

Foto 7.1. Da base para o topo do afloramento PP389 foram identificadas as seguintes facies do Grupo Itararé: **(A)** Lamitos maciços com grânulos e seixos (facies A1) contendo lobos de arenitos muito finos com laminações do tipo *climbing* (facies D1); **(B)** arenitos médios a grossos, bem selecionados, feldspáticos e maciços (facies F); **(C)** arenitos pelíticos, finos a médios, maciços com raros grânulos (facies A) contendo lobos de arenitos finos a médios, medianamente a bem selecionados e maciços; **(D)** idem a (C).

7.4 DIABÁSIOS

Os diabásios são de granulação fina a média e de estrutura maciça. Veios de gabro de atitude sub-horizontal em meio a diabásio de textura fina, sugerem a formação de fraturas sub-horizontais contemporaneamente a este magmatismo.

Estas rochas afloram por quase toda a área de ocorrência da Bacia do Paraná dentro da área de estudo. Eles são bem mais restritos no extremo sudoeste, e mais abundantes e contínuos entre Paulínia e Campinas e a oeste de Santo Antonio de Posse (Desenho 2).

Na região entre Campinas e Paulínia, os corpos de diabásio, segundo dados de perfis de poços (Hassuda 1993, Oda 1995), aparentam ser grandes sills colocados preferencialmente entre o contato das rochas gnáissicas do embasamento e o Grupo Itararé (Desenho 2). No restante da região, comportam-se em parte como diques (apresentando por vezes contatos nitidamente verticais) e em parte como sills (concordantes com o acamamento das rochas sedimentares). Junto ao contato, as camadas do Grupo Itararé apresenta algum ondulamento/arqueamento, além de recristalizações observadas em ritmitos e arenitos.

Muitos corpos constituem soleiras nos rios principais, com o maior número ocorrendo no rio Atibaia e, em seguida, no Jaguari e Pirapitingui.

A rocha fresca pode aflorar nos leitos dos rios, em soleiras, e mais raramente sob a forma de lajes nas encostas.

7.5 DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Em termos de depósitos cenozóicos, foi reconhecida uma unidade de ampla ocorrência, que corresponde à Formação Rio Claro, e outras duas, mais jovens, que correspondem a depósitos coluviais de encosta (TQlc) e a depósitos de fluxos gravitacionais (Qlg). A unidade TQlc apresenta distribuição muito restrita e a Qlg foi claramente identificada em apenas alguns afloramentos, onde ocorre sobre a Formação Rio Claro. Devido a isto, somente a Formação Rio Claro aparece representada no mapa geológico (Desenho 2). Depósitos de terraços fluviais desenvolvem-se, principalmente, em porções alargadas das planícies aluviais dos rios Atibaia e Jaguari.

7.5.1 Formação Rio Claro (Trc)

Na região, já haviam sido descritos depósitos considerados como correlacionáveis à Formação Rio Claro por Cavalcante *et al.* (1979), Basei *et al.* (1986) e Fernandes *et al.* (1994), devido a

semelhanças litológicas, de posição na morfologia e à distribuição geográfica. Melo (1995), através de estudos sedimentológicos e geomorfológicos mais detalhados, concluiu que estes depósitos, ocorrendo na borda leste da Depressão Periférica, bem como depósitos semelhantes de Vargem Grande do Sul, são englobáveis pela Formação Rio Claro. Todas se caracterizariam por terem se desenvolvido durante clima tropical e úmido em ambiente fluvial meandrante (Melo 1995).

Facies e ambientes

A Formação Rio Claro, na área estudada, pode ser subdividida nas seguintes facies:

Si - siltitos/arenitos muito finos/argilitos com laminação plano-paralela horizontal (Foto 7.2a). Contem raros seixos de arenitos. A cor de alteração varia de amarelo ocre a vermelho claro. As suas espessuras variam de decimétricas a alguns metros, ocasionalmente chegando a 10/15 m. Mais raramente contém camadas decimétricas de siltitos amarelo ocre, laminados e ricos em restos de vegetais. Estes fósseis, em variável grau de fragmentação, atingem dimensões centimétricas, podendo ser atribuídos, com dúvidas, às famílias *Cyperaceae* ou *Typhaceae*. Tais famílias, com representantes predominantemente paludículas ou lacustres, são muito comuns nas regiões tropicais e temperadas de todo o mundo. Provavelmente estes vegetais se desenvolveram em meandros abandonados, em condições de águas mais calmas, tendo se depositado sob a forma de fragmentos por ocasião das inundações (Fernandes *et al.* 1994).

Ar - Arenitos quartzosos, grossos ou médios a finos, às vezes conglomeráticos, mal ou medianamente selecionados, com grânulos e seixos de quartzo subangulosos ou subarredondados. Apresentam estratificação tabular de médio porte, por vezes acanalada (Foto 7.2b) ou cruzada de baixo ângulo, e granodecrescência normal ou inversa. Podem conter camadas centi a decimétricas de conglomerados e camadas centimétricas da facies Si (Foto 7.2c). As camadas são lenticulares (Foto 7.2c), por vezes com grande persistência lateral, com comprimento de dezenas de metros e espessuras de, no máximo, 4m, em média de 2m, situando-se, em geral, em meio à facies Si. Mais raramente ocorrem corpos de arenitos, de espessura ao redor de 1m e comprimento de alguns metros, de formatos sigmoidais em meio à facies Si. Conglomerados sustentados por matriz de areia grossa com seixos de quartzo, em camadas de até 1m de espessura, associam-se aos arenitos.

Ag - Argilitos siltosos esbranquiçados com laminação incipiente (Foto 7.2c), formando corpos tabulares extensos com até 2m de espessura. Ocasionalmente são explorados economicamente.

La - Lamitos argilosos até arenitos pelíticos, maciços, com esparsos grânulos e seixos de quartzo subarredondados ou subangulosos, cinzentos e com manchas vermelhas (Foto 7.2d).

Foto 7.2. Litofacies da Formação Rio Claro. **(A)** Facies Si - siltitos/arenitos finos com laminação horizontal, plano-paralela, contendo níveis mais escuros ferruginizados; **(B)** Facies Ar - arenitos grossos com esparsos grânulos de quartzo, mal selecionados, exibindo estratificação cruzada tabular (na base) e acanalada (no topo); **(C)** camadas lenticulares de arenitos grossos (Ar) contidos na facies Si, no topo, e argilitos róseos com laminação incipiente (facies Ag) intercalados com a facies Si. Notar os níveis ferruginizados desenvolvidos principalmente no contato da facies Ar com a Si (C). **(D)** Facies La - lamitos com grânulos e seixos de quartzo, maciços, apresentando fragmentos de quartzo alinhados e em continuidade com veio do mesmo material.. (A), (B) e (C) são do Ponto PP44 e D, do ponto PP97.

Podem ocorrer na base, ao lado ou no topo das demais facies. Correspondem a vários fluxos de detritos ou corridas de lama, ao todo com vários metros de espessura.

Dentro do ambiente fluvial meandrante, as facies Si e Ag representariam depósitos de planícies de inundação com formação de lagos em meandros abandonados onde se desenvolveram plantas aquáticas. A facies Ar corresponde a depósitos de canais do tipo barra de pontal (areias) e de fundo de canal (conglomerados). O formato sigmoidal de alguns corpos de arenitos, em meio à faceis Si, sugere que localmente tenham ocorrido processos de rompimento de diques marginais e deposição dos arenitos em lagos (possivelmente *oxbows*) por ocasião das inundações. A facies La foi formada por processos gravitacionais (corridas de lama e coluvionamentos).

Ocorrência e distribuição regional das facies

A maior área de ocorrência, em termos de espessura e extensão da Formação Rio Claro, encontra-se entre os rios Atibaia e Jaguari. Na região a norte do rio Jaguari (próximo a Holambra), encontram-se apenas resquícios da ocorrência desta unidade, por vezes em posição de topo de colinas pequenas, tendo sido, em parte, erodida. Em Paulínia, a facies Si é bastante espessa (com pelo menos 10 m), constituindo a base de quase todos os afloramentos, mostrando um desenvolvimento amplo das planícies de inundação (Fig.7.1). A espessura total parece não ultrapassar os 30 m.

Junto ao embasamento cristalino, na região de Jaguariúna, a facies La é bem mais frequente e espessa, predominando sobre as demais. Localmente pode apresentar mais de 10m de espessura, devendo tratar-se da superposição de vários fluxos de lama. Isto indica a presença de relevos mais acidentados e uma maior proximidade com relação à fonte de detritos nesta região, durante a época de deposição.

A natureza em parte coluvionar da facies La, em alguns casos, fica evidente quando, na porção basal dos lamitos, se observam blocos de gnaisses alterados idênticos à rocha sobre a qual repousam; ou fragmentos de veios de quartzo alinhados mostrando um transporte muito curto com relação a veios presentes em gnaisses sotopostos (Foto 7.2d). Nesta região, na facies La, são comuns esparsas intercalações lenticulares da facies Si e Ag (representando áreas alagadas), inclusive com presença de resquícios de fósseis vegetais.

Em apenas um afloramento a leste de Jaguariúna, os lamitos gerados por fluxos gravitacionais (PP146) situam-se a uma altitude de 720 m, no topo de morros dentro do Planalto Atlântico, sobre as rochas pré-cambrianas. Esta altitude corresponderia ao nível planáltico B definido por

Melo (1995). Trata-se de uma exceção, já que todas as demais ocorrências observadas, situam-se em altitudes entre 520 e 680 m, correspondentes ao nível planáltico Bd de Melo (1995).

Figura 7.1. Litofácies da Formação Rio Claro nas proximidades de Jaguariúna (I e II) e Paulínia (III e IV).

Na região do aeroporto de Viracopos, onde alguns afloramentos destes depósitos foram tomados anteriormente como do Itararé, nota-se também uma grande espessura, em alguns afloramentos, da facies La e de seu posicionamento lateral com os depósitos fluviais. Estes, inclusive, apresentam uma terminação em cunha que mostra a forma da planície aluvial interdigitada com os depósitos de encosta (Foto 7.3). Localmente a facies Ar pode chegar a espessuras de no mínimo 8 m, onde se observa a intercalação de camadas decimétricas e com grande persistência lateral da facies Ag.

Comumente, e principalmente na região a oeste de Jaguariúna e a norte de Paulínia, observam-se crostas limoníticas desenvolvidas principalmente no contato entre as camadas mais (facies Ar) e menos permeáveis (Si e Ag) (Foto 7.2c).

Idade e relações estratigráficas

A Formação Rio Claro assenta-se sobre rochas do Grupo Itararé, diabásios ou gnaisses e granitos do embasamento cristalino. Localmente é sobreposta, em contato erosivo, por depósitos de lamitos que apresentam pavimento de clastos na base (TQlg); ou por coberturas colúvio-eluviais. Os solos formados sobre a Formação Rio Claro, principalmente sobre a facies La, são bastante espessos de cor escura avermelhada, por vezes contendo grande quantidade de opacos e por isso assemelhando-se bastante aos solos dos diabásios. A ampla presença de opacos (provavelmente magnetita) nos lamitos que ocorrem no domínio da Bacia do Paraná, sugere grande contribuição de material de alteração de diabásios.

À Formação Rio Claro já foram atribuídas idades variando do Mioceno até o Holoceno com base em critérios geomorfológicos, fossilíferos (principalmente vegetais) e tectônicos. No entanto, nenhum destes critérios foi considerado definitivo. Melo (1995), no entanto, considera mais provável que a idade seja miocênica a pliocênica em função da formação se associar a níveis planálticos que constituem a Superfície Neogênica e que são correlacionáveis à primeira fase glacial global do Plioceno. Ela marcaria o início das fases glaciais e interglaciais do Quaternário, que teriam resultado de reorganizações tectônicas globais (Mörner 1993, *apud* Melo 1995).

7.5.2 Depósitos coluviais de topo e encosta (TQlc)

Depósitos coluviais foram observados a leste de Cosmópolis e apresentam grande semelhança textural com o Grupo Itararé subjacente. Trata-se de arenitos finos pelíticos, maciços e cinza-claros, podendo apresentar na base um pavimento de clastos pouco marcado constituído principalmente de seixos de quartzo. As maiores espessuras observadas são da ordem de 11 m. Dispõem-se em feições acanaladas de dimensões até decamétricas, que ocorrem em posição próxima ao topo e em meia encosta, e parecem não apresentar relação com as drenagens atuais.

Estes depósitos são atribuídos com dúvidas ao Terciário-Quaternário pois não se observaram relações estratigráficas diretas com as outras unidades cenozóicas, não se podendo descartar a possibilidade de ser quaternária.

Foto 7.3. (A) e (B) estão em continuidade e representam depósitos de fluxos gravitacionais (arenitos pelíticos, maciços e com grânulos e seixos (à esquerda na foto A) interdigitados com depósitos fluviais (à direita), ambos da Formação Rio Claro. (C) Detalhe dos arenitos pelíticos e maciços. (D) Detalhe dos depósitos fluviais onde se intercalam arenitos médios a finos (amarelados), com estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo ou acanalada, com argilitos maciços esbranquiçados (Ponto PP111).

7.5.3 Depósitos de fluxos gravitacionais de encosta (Qlg)

Correspondem a lamitos e arenitos pelíticos, maciços, com seixos e grânulos, e de cor acinzentada, gerados por fluxos gravitacionais (corridas de lama e/ou coluvionamento) e com espessura máximas observadas da ordem de 7 m. Sobrepõe-se à Formação Rio Claro segundo contato erosivo que trunca as camadas da formação sotoposta. Este contato é marcado por um pavimento de clastos bastante contínuo e expressivo.

O pavimento de clastos basal é composto por clastos de argilitos, siltitos, arenitos grossos e conglomerados, todos geralmente ferruginizados e por clastos de quartzo subangulosos a angulosos. Pode-se observar um predomínio dos clastos de siltitos e arenitos ferruginizados na base, sobreposto por um predomínio de clastos de quartzo (Ponto AM2) no topo do pavimento. A matriz é areno-pelítica, pobremente selecionada e com grânulos de quartzo. Os fragmentos de silito e arenitos ferruginizados parecem provir de porções encouraçadas da Formação Rio Claro, observadas em vários locais. As couraças teriam se formado possivelmente em clima tropical de condições contrastadas e desmanteladas sob clima tropical úmido ou árido (Tardy 1993, *apud* Melo 1995). Este desmantelamento pode ter sido anterior ou contemporâneo ao início da sedimentação dos depósitos Qlg. Melo (1995) descreve couraças presentes na Depressão Periférica, assim como outros autores por ele citados, e hoje em desmantelamento, que teriam idade terciária a quaternária.

O espessamento desta unidade em direção aos vales atuais, observado junto aos rios Atibaia e Pirapitingui (Pontos AM2 e PP166), aparentemente em continuidade com as atuais planícies aluviais, demonstra sua formação em paisagem muito próxima da atual. Por este motivo esta unidade foi atribuída ao Quaternário.

O material acima do pavimento de clastos encontra-se, algumas vezes, quase totalmente pedogeneizado, constituindo solo areno-argiloso, vermelho, com muitos e pequenos fragmentos de quartzo anguloso (Ponto AM2).

O material pedogeneizado que ocorre no topo destes depósitos, entre 1 e 2 m de profundidade, apresenta fragmentos de carvão coletados em duas localidades e que forneceram as seguintes idades: 7070 ± 190 (ponto CO128) e 6400 ± 160 (ponto AM2) anos AP. Estes dados estão no intervalo, de 6500 a 8500 anos AP, de tendência de concentração das idades obtidas por Melo (1995) em depósitos quaternários colúvio-eluviais (Qce) e em regolitos da Depressão Periférica. O autor considera que os fragmentos tenham sido enterrados por coluvionamento ou pelo remonte biológico (formigas, cupins, vermes) de materiais de horizontes inferiores do solo. Estes processos teriam ocorrido durante vigência de clima seco,

os quais permitiriam queimadas de extensão regional durante as quais teriam sido gerados os carvões.

É possível que estes regolitos, pelo seu posicionamento no topo do perfil de alteração e em encostas de colinas, já sejam produto de coluvionamentos posteriores aos depósitos Qlg e, portanto, seriam materiais mais jovens.

7.5.4 Depósitos de terraços (Qt)

A descrição destes depósitos foi baseada em Castro *et al.* (1995).

Existem três níveis de terraços que se desenvolveram em porções anormalmente largas das planícies fluviais (alvéolos) ao longo dos rios Atibaia e Jaguari. Eles foram denominados de T3, T2 e T1, do mais antigo para o mais jovem.

O nível T3 apresenta amplitudes de 10 a 20 m e cotas de topo de 555 a 565 m. Constitui-se de areias médias a grossas, com grânulos, mal selecionadas e esbranquiçadas, em pacotes de até 2m de espessura. Podem apresentar estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, ou estratificação horizontal plano-paralela. Mais raramente afloram depósitos de cascalhos.

Os níveis T2 e T1 apresentam amplitudes de 5 a 10 e 2 a 5 m, respectivamente e altitudes de 540 a 566 e 529 a 560 m. Constituem-se de pacotes métricos de areias finas siltosas a argilosas, micáceas e com laminações horizontais, com intercalações locais de lentes de areia média. Podem gradar para pacotes métricos de argilas siltosas, micáceas, cinzentas amareladas. O nível T1 apresenta meandros abandonados.

Os níveis T2 e T1 também ocorrem nas planícies dos rios Camanducaia, Camanducaia Mirim, Ribeirão Pirapitingui, e raramente do Ribeirão Quilombo.

As planícies de inundação são mais expressivas no Ribeirão Quilombo.

CAPÍTULO 8

TECTÔNICA CENOZÓICA DA REGIÃO DE ESTUDO

8.1 INTRODUÇÃO

Apesar do título deste capítulo se referir apenas à tectônica cenozóica, também são descritas estruturas rúpteis que aparentam ser anteriores, no entanto a ênfase é muito maior para o período Cenozóico.

Alguns tipos de estruturas, tais como conjuntos de fraturas de mergulhos médios e falhas de caráter rúptil-dúctil, com dobras de arrasto associadas ao movimento, foram observadas somente nas rochas pré-cambrianas e por isto foram consideradas pelo menos pré-eocretácicas (pré-diabásios). Não é possível dizer se elas são ou não anteriores ao Grupo Itararé. São ainda mais conspícuas falhas extensionais e de grandes rejeitos verticais que colocam lado a lado o Grupo Itararé e as rochas gnáissicas. Todas estas feições são descritas no item 8.2.

Foram determinados 5 eventos tectônicos posteriores aos diabásios, que são contemporâneos ao magmatismo básico da Formação Serra Geral. Com exceção do evento mais antigo, todos afetam a Formação Rio Claro. As principais estruturas por eles geradas correspondem a falhas transcorrentes, muitas vezes com componentes oblíquas. Falhas extensionais e compressivas (nesta ordem de abundância) também foram identificadas, no entanto são bastante subordinadas com relação às transcorrentes e, tanto os esforços a elas relacionados como a ordenação cronológica, sugerem que as falhas normais e inversas sejam estruturas mais localizadas relacionadas às falhas transcorrentes regionais.

Por uma questão de praticidade, convencionou-se denominar os eventos citados pela letra "T" (relativo a regime transcorrente), seguida do símbolo " σ_1 " (principal esforço compressivo) e da posição aproximada do esforço compressivo principal (p.ex., NW, EW, etc.). Quando o esforço apresenta direção NW-SE ou NE-SW adotou-se utilizar somente NW ou NE por uma questão de simplicidade, tanto ao longo do texto como na denominação dos eventos. Desta forma, os eventos apresentam a seguinte ordenação cronológica, do mais antigo para o mais recente: T σ_1 NE, T σ_1 EW, T σ_1 NW, T σ_1 NS, T σ_1 NNE.

Dentre eles, aquele com maior abundância de estruturas corresponde ao T σ_1 NW, tanto em termos de número de afloramentos onde foi detectado (30 de um total de 43), quanto à frequência de estruturas a ele relacionadas. Os outros eventos ocorrem em 19 (T σ_1 NNE, T σ_1 NS e T σ_1 NE), ou em 18 (T σ_1 EW) afloramentos.

A orientação dos esforços principais foi deduzida, para cada evento, a partir dos diagramas dos diedros retos (método de Angelier & Mechler 1977) e das relações angulares de fraturas conjugadas. Estas últimas, por se tratarem de fraturas neoformadas, são indicadores bastante confiáveis quando se quer determinar a direção dos esforços com mais acuidade (Angelier 1994). Para se conseguir o mesmo grau de precisão pelo método dos diedros retos, é necessário reunir uma gama de orientações de planos de falha bastante diversificada na qual se tenha segurança de que todos foram movimentados pelo mesmo evento. Isto, em geral, é muito difícil de ser comprovado. Por este motivo procurou-se determinar mais precisamente a orientação dos esforços através da identificação de fraturas conjugadas, onde, σ_1 bisecciona o ângulo agudo entre os pares conjugados, σ_3 o ângulo obtuso, e σ_2 corresponde à intersecção dos dois planos. Apesar disto, também é indicada a posição de σ_1 , para as falhas transcorrentes, como se pode observar nas tabelas 8.1 a 8.4, deduzidas a partir dos diagramas de diedros retos. No entanto, estes valores, que correspondem ao ângulo que bisecciona os diedros que contém σ_1 , constituem valores somente indicativos, pelo fato de muitas vezes não se saber se se trata de falhas neoformadas ou pré-existentes.

O termo junta não é aqui utilizado pois ele tem sido usado na literatura com significados diferentes. Hancock (1985), por exemplo, utiliza-o como termo de campo para descrever fraturas fechadas, sem deslocamento aparente. O autor distingue as juntas conjugadas, híbridas e de extensão. Pollard & Aydin (1988) e Engelder (1994), utilizam o termo apenas para descrever fraturas que foram formadas predominantemente pelo mecanismo de tração (ver item 3.1). Por este motivo, quando a descontinuidade, por si só, não apresenta feições indicativas do seu modo de formação, ela é aqui referida apenas como fratura.

Os eventos pós-cretácicos desenvolveram estruturas de características distintas em cada um dos grupos de tipos litológicos afetados. Nos depósitos cenozóicos o tipo de estrutura mais comumente encontrada são fraturas conjugadas de mergulhos elevados, em geral maiores que 70° . Falhas com estrias e sentido de movimento nítido são bastante escassas. As fraturas usualmente são regulares e lisas, por vezes rugosas, de comprimento métrico ou decimétrico e espaçamento desde centimétrico (em determinadas faixas) a decimétrico.

Os diabásios apresentam grande quantidade de fraturas, principalmente subverticais. Falhas, com estrias bem marcadas, e muitas vezes com indicadores do sentido de movimento, são bastante comuns. É neste tipo de rocha que os eventos tectônicos puderam ser melhor caracterizados. Tanto as fraturas como as falhas apresentam grande continuidade, sendo métricas a decamétricas, ou mesmo ultrapassando os limites de observação dentro dos afloramentos; as suas superfícies são bastante planas e em geral pouco rugosas. Os

espaçamentos são muito variáveis, desde centimétrico, em faixas mais estreitas de espessura decimétrica, a métrico.

No Grupo Itararé foram colhidos menos dados estruturais que nas demais litologias. Isto se deve em parte à qualidade dos afloramentos sendo que os melhores, entre eles, localizam-se imediatamente a oeste de Cosmópolis e são constituídos de diamictitos frescos onde se explora material de empréstimo,. Nestes, as fraturas podem se apresentar bastante contínuas, tendo extensões, no mínimo, métricas. Trata-se de fraturas e falhas que podem variar desde bastante planas até irregulares mas de baixa rugosidade. São exceção as fraturas geradas por tração, onde a rugosidade, além da falta de regularidade dos planos, é bastante pronunciada. Os espaçamentos, como nas demais litologias, são bastante variáveis.

As rochas pré-cambrianas são afetadas pelos mesmos eventos encontrados na Bacia do Paraná observando-se clara continuidade das estruturas quando se passa de um terreno para o outro, principalmente quando se trata das direções NW e EW. Isto será mais detalhadamente discutido no capítulo 9..

Muitas das fraturas de médio ângulo, pré-diabásios, presentes nos gnaisses e granitos, apresentam estrias sub-horizontais indicando movimento transcorrente. Esta movimentação é coerente com a de falhas subverticais cenozóicas presentes nas vizinhanças. Isto sugere que elas tenham sido reativadas pelos eventos posteriores ao magmatismo Serra Geral.

As fraturas e falhas presentes nos gnaisses e granitos apresentam características bastante variáveis quanto a espaçamento, dimensões e regularidade dos planos. O espaçamento, por exemplo, pode variar desde o centimétrico até mais de vários metros, dependendo do tipo litológico afetado. É muito comum que fraturas densamente distribuídas, em rochas graníticas de textura fina, não se propaguem para granitos grossos com os quais fazem contato. Falhas, cujas dimensões ultrapassam as dos afloramentos, de planos regulares e de baixa rugosidade, à semelhança dos diabásios, foram observadas em alguns casos. Afloramentos com grande densidade de fraturas (espaçamento decimétrico), praticamente por toda a sua extensão, ocorrem bastante ocasionalmente, e podem dar um aspecto brechado à rocha quando vistas em perfil.

8.2 DEFORMAÇÃO RÚPTIL PRÉ-CENOZÓICA

8.2.1 Falhas de carácter rúptil-dúctil

Falhas rúpteis-dúcteis truncam apenas rochas gnáissicas. As mais comuns são inversas e de direção NW (N30-60W) com mergulhos baixos, variando de 25 a 55° para NE ou SW. Também

apresentam estrias de atrito subparalelas ao rumo do mergulho dos planos. Suas dimensões são de decimétricas a métricas. O caráter rúptil-dúctil é marcado pela presença de dobras de arrasto que são os principais indicadores do movimento.

Mais restritamente, ocorrem falhas de direção NS-NNW e mergulhos médios para sul, com fortes dobras de arrasto e rejeitos normais, e falhas de direção ao redor de N70E, mergulhos médios (65°), estrias de atrito oblíquas e dobras de arrasto indicando movimento dextral. As falhas de caráter dúctil-rúptil estão reunidas na figura 8.1.

Figura 8.1. Falhas rúpteis-dúcteis, com dobras de arrasto, afetando gnaisses dos pontos CP8, CP394 e CP417. Projeção ciclográfica em diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Os círculos máximos representam falhas e os pontos, estrias. As setas representam o movimento relativo entre os blocos.

8.2.2 Fraturas de médio ângulo

As fraturas de médio ângulo, assim como as falhas rúpteis-dúcteis, seccionam apenas as rochas pré-cambrianas. Mesmo quando diabásios estão presentes no mesmo afloramento, estes não as contém, o que sugere que elas sejam pelo menos pré-cretácicas. Os mergulhos estão, em geral, ao redor de $60-65^\circ$ e as direções principais, em ordem decrescente de frequência, correspondem a: N35-85E (máximos em N50-60E), com mergulhos em geral para SE; N20-60W (máximo em N25-35W) mergulhando ora para NE, ora para SW; N75-90W com mergulhos para SSW; NNE (N5E) com mergulhos para ESE (Fig.8.2).

Também ocorrem fraturas de baixo ângulo de mergulho (30 a 50°) e de direções ao redor de N20E e N40W, aparentemente associadas às fraturas de médio ângulo, e frequentemente com uma lineação mineral, dada por sericita ou fibrolita, no rumo do mergulho da fratura (Fig.8.2).

Em alguns afloramentos combinações das direções NE-ENE com as NW (ambas de médio ângulo de mergulho) e as NNW (de baixo/médio ângulo) formam um padrão repetitivo de blocos poliédricos sugerindo que sejam contemporâneas (Foto 8.1).

Figura 8.2. (A) Projeção polar de fraturas de médio ângulo de mergulho. 203 dados, isolinhas de 0,49 a 9,6%. Pontos PP95, CP283, CP91, PP101, AM50 e VA65. (B) Fraturas de baixo ângulo de mergulho, com lineação mineral (sericita ou fibrolita), afetando os granitóides Morungaba. 30 dados, isolinhas de 3,3 a 23%, pontos VA63 e VA71.

A direção NE, que é a mais importante, pode apresentar preenchimento por fluorita (reconhecida a olho nu). A fluorita é possivelmente posterior e não relacionada ao magmatismo que gerou os granitóides Jaguariúna, já que tais mineralizações associam-se às fases hidrotermais de magmas mais diferenciados (V. Janasi, informação verbal). Por outro lado são conhecidas importantes mineralizações de fluorita que, no Morro da Fumaça (Santa Catarina), dispõem-se em filão que corta dique de diabásio contemporâneo à Formação Serra Geral (Willig *et al.* 1974). Amostra da encaixante, rica em sericita, no contato do filão com o diabásio, e relacionada à mineralização de fluorita, forneceu idade Rb-Sr de 113 Ma. Ambas foram interpretadas como manifestações associadas aos estágios finais do magmatismo Serra Geral (Cordani *et al.* 1974). Dados químicos de águas subterrâneas também sugerem mobilização de flúor associada ao tectonismo cretácico (Hirata, informação verbal). Estes fatos sugerem, especulativamente, que o preenchimento de fluorita seja posterior ao evento gerador da fratura. No entanto, são necessários estudos mais aprofundados a este respeito.

Foto 8.1. Padrão em blocos poliédricos formados por grupos de fraturas de mergulhos médios e de direções NE-ESE, NNW e WNW, afetando os granitóides Morungaba (Ponto VA71).

Foto 8.2. Falhas de mergulhos elevados a médios e de grande rejeito vertical, normal. **(A)** Falhas NE colocando em contato lamitos maciços do Grupo Itararé com gnaisses bandados do domínio da Nappe Socorro-Guaxupé (Ponto PP387). **(B)** Siltitos com laminação plano-paralela (na base) e arenitos finos (no topo) colocados em contato com os granitóides Jaguariúna (à direita) através de falha de direção EW-WNW (Ponto PP101).

8.2.3 Falhas de grande rejeito vertical

Falhas de grandes rejeitos, predominantemente verticais e normais, são relativamente comuns na borda da Bacia do Paraná e colocam lado a lado rochas do Grupo Itararé com as pré-cambrianas. Ocasionalmente formam *horsts* com as rochas gnáissicas em posição mais elevada. O acamamento do Grupo Itararé, junto às superfícies das falhas, apresenta suaves arqueamentos de arrasto. As suas direções são NE (N30-60E) ou EW-WNW (N85E a N70W), os mergulhos são médios a elevados (65° a verticais), e os rejeitos são de no mínimo 5 m, pois não se observa o seu limite inferior nos afloramentos (Foto 8.2). Foram observadas estrias de atrito com caimento no rumo do mergulho das falhas (Fig 8.3).

Figura 8.3. Falhas normais de rejeitos pelo menos métricos, que colocam lado a lado granitos e gnaisses da Nappe Socorro-Guaxupé com o Grupo Itararé. 11 dados, pontos PP101 e CP374.

Vários indícios sugerem que elas possam ser eocretácicas e contemporâneas à colocação dos diabásios. São eles:

- Elas são posteriores à sedimentação do Grupo Itararé, pois não foram observadas (junto às falhas) evidências de deposição contemporânea à sua movimentação para este grupo, tais como presença de facies grossas, imaturas, e com clastos angulosos do embasamento gnáissico.
- São mais antigas que os depósitos cenozóicos mapeados na área pois, além destes não desenvolverem facies associadas às falhas, o seu regime tectônico, claramente extensional, não está de acordo com os regimes transcorrentes dos eventos que afetam aqueles depósitos.
- Os perfis construídos a partir dos dados dos poços tubulares (Desenho 2) mostram que nos locais de ocorrência mais frequente e possante de diabásios (Fig.8.4), em subsuperfície, a topografia do embasamento cristalino é anormalmente irregular, com desníveis acentuados

Figura 8.4 Mapa esquemático de espessuras de diabásio elaborado com base em dados de poços tubulares de água subterrânea (modificado de Yoshinaga-Pereira 1996). As isolinhas apresentam equidistância de 20m.

Figura 8.5. Mapa de contorno estrutural do embasamento. Modificado de Yoshinaga-Pereira (1996).

(da ordem de mais de uma centena de metros) e muito próximos em termos das distâncias horizontais. Isto sugere a presença de falhas de grande rejeito vertical que poderiam estar relacionadas aos movimentos desenvolvidos para acomodar a intrusão de um grande volume de magma. Estas feições são mais importantes entre Paulínia e Hortolândia, onde os desníveis do topo do embasamento seriam explicados por falhas de direção NE ou WNW (Fig.8.5) e, portanto, concordando com as medidas nos afloramentos.

- O tectonismo característico do Eocretáceo e que acompanhou a colocação dos corpos de diabásio foi notadamente extensional (Macedo 1990, Milani 1994, entre outros), com extensão de direção NE-SW no Arco de Ponta Grossa e NW-SE no litoral paulista (Riccomini 1995) e, portanto está de acordo com as características destas falhas.

8.3 TRANSCORRÊNCIA EW SINISTRAL POSTERIOR AO MAGMATISMO SERRA GERAL

Dentre os cinco eventos de regime transcorrente que afetam os diabásios, este parece ser o mais antigo e foi denominado, como anteriormente descrito, de $T\sigma 1NE$.

Várias feições, em geral sob a forma de superposição de diferentes gerações de estrias em planos de falha, indicam que o evento $T\sigma 1NW$ é posterior tanto ao $T\sigma 1NE$ como $T\sigma 1EW$. Além disto há evidências de que o evento $T\sigma 1EW$ é contemporâneo à deposição da Formação Rio Claro. Estes fatores, aliados à ausência de estruturas do evento $T\sigma 1NE$ que afetem os depósitos cenozóicos, sugerem que este último é anterior à deposição da Formação Rio Claro.

Portanto, este evento parece ter atuado em algum período entre o término do magmatismo Serra Geral, cuja idade mais provável corresponderia ao período de 137 a 128 Ma (Turner *et al.* 1994), e o Neógeno. Ele é, possivelmente, contemporâneo à formação das Zonas de Transferência (Fig.8.6) descritas por Macedo (1990) que teriam se originado há 120 MA, durante a fase rifte do rompimento da Placa Sul-Americana. A região do presente estudo localiza-se na continuidade da Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de direção EW, que naquela ocasião teria se movimentado sinistralmente. A direção desta zona e o seu tipo de movimento estão de acordo com a transcorrência EW sinistral (evento $T\sigma 1NE$) aqui caracterizada.

As estruturas por ele geradas são descritas a seguir e separadamente para os diabásios, Grupo Itararé e rochas pré-cambrianas. Os campos de esforços são ilustrados, esquematicamente, na tabelas 8.2, 8.3 e 8.4 e figura 8.7. Esta última mostra os lineamentos regionais, extraídos de imagens TM Landsat e de radar, cuja discussão será apresentada em detalhe no capítulo 9.

Figura 8.6. Mapa de localização das zonas de transferência que teriam se originado há cerca de 120 Ma, durante a fase *rift* do rompimento da Placa Sul-Americana (Macedo 1990).

Tabela 8.1. Orientação dos esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a falhas normais, determinados para os eventos que afetam os depósitos cenozóicos.

Abreviações: f. falha, frat. fratura, frat. conj. fraturas conjugadas.

Afloramento	$T\sigma_1$ NNE	$T\sigma_1$ NS	$T\sigma_1$ NW	$T\sigma_1$ EW	unidade cortada
AM2	N30E (frat. conj.)	N15E, N15W (?) (frat. conj.)	N30W (frat. conj.) σ_3 = N30E (f. normais sinsedim.)		lamitos de fluxos gravitacionais (QLg)
			N35W, N20W (frat. conj.)	N75W (frat. conj.)	Formação Rio Claro
CP128	N30E (frat. conj.)		NW (frat. conj., poucos dados)		lamitos de fluxos gravitacionais (QLg)
			N50W (frat. conj.) N20W (frat. conj.)	EW-ENE (frat. conj.)	Formação Rio Claro
PP246	σ_3 = N60W (f. normais)	N5E (frat. conj. e f. NW dextral)	N40W, N30W (frat. conj.) !!		lamitos coluviais de encosta (TQLc)
PP44		N15W (frat. conj.)			Formação Rio Claro
PP146			σ_3 = N55E (f. normais)		Formação Rio Claro
PP14			N50W (frat. conj.)		
PP166	N40E (frat. conj.)	NS (frat. conj.)	N40W, N55W, N60W (frat. conj.)	EW-ENE (frat. conj.)	Formação Rio Claro
CP 275				σ_3 = NS/NNW (f. normais)	Formação Rio Claro
CP129				σ_3 = NS/NNE (f. normal sinsed.)	Formação Rio Claro
PP101				σ_3 = NS/NNW (f. normais)	Formação Rio Claro

TABELA 8.2. Orientação dos esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e inversas e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a fraturas trativas, determinados para os eventos que afetam os diabásios. Entre parênteses está mencionado o tipo de feição de onde foi deduzida a posição média de σ_1 . Onde a posição dos esforços foi deduzida a partir de diagramas do tipo diedros retos, o número de falhas com estrias e sentido de movimento estão mencionados entre parênteses à esquerda da direção do esforço σ_1 . O primeiro número refere-se ao número de falhas com estrias, e o segundo, àquelas com sentido de movimento. Abreviações: f. falha, frat. fratura, frat.conj. fratura conjugada, sin. sinistral, dex. dextral; frat.trat. = fraturas trativas.

Afloramento	$T\sigma_1$ NNE-NE	$T\sigma_1$ NS	$T\sigma_1$ NW	$T\sigma_1$ EW	$T\sigma_1$ NE
PP107	(3-1) N35E (f. EW sin.)	(7-4) NS (f. NW dex.) (10-5) N5E (f. NE sin.) N10W (frat.conj.)	(4-2) N30W (31-17) N45W (f. EW dex. e f. NS sin.) N55W (frat.conj.) σ_3 = N25E a N50E (frat. trat.)	(4-4) N85E (f. NW sin.) N70W (frat. conj.) σ_3 = N5E (frat. trat.)	(4-4) N45E (f. NS sin.) N45E (frat. conj.) σ_3 = N25W
PP191	(3-3) N55E (f. WNW)	(4-4) N10E (f. NW dex.) σ_3 = N80-70W (frat. trat.)	(7-1) N20W (f. WNW dex.) (1) N20W (f. NNE sin.) σ_3 = N45E a N70E (frat. trat.) σ_3 = N25E a N65E	σ_3 = NS (frat. trat.)	(7-4) N45E (f. EW sin.)
PP24	N50E (f. inversas NW)	N10W (f. de baixo ângulo)	N50W (frat.conj.)		N40E (frat.conj.)
PP376		(3-1) N20W (f. NNE sin.) (6-2) N15W (f. NW dex.) NS (frat. conj.)	(21-12) N55W (f. NS sin., f. EW-WNW dex.) N45W (frat.conj.)	(9-5) N70E (f. NNE sin.) (1) EW (f. NE sin.) N85E (frat.conj.)	(6-1) N65E (f. NNE dex.) N50E (frat. conj.)
PP219		(10-7) N10W (f. NNE sin.) N5W (frat.conj.)	(4-2) N55W (f. NS sin.) σ_3 =N35E (f. NW normal) σ_3 =N25E a N65E (frat. trat.)	(1) N85E (f. NW dex.)	
CP92	σ_3 = N75-65W (frat. trat.)	(6-4) NS NS (frat.conj.) σ_3 = EW (frat. trat.)	(5-1) N50W (f. EW dex.) (7-6) N55W (1) N25W (f. NS sin.) N40W (frat.conj.) σ_3 = N30E a N45E	(3-3) EW (f. NW dex.) EW (frat.conj.) σ_3 = N5E (frat.trat.)	
CP146	N15E (frat.conj.) σ_3 = N70W (frat. trat.)	(19-8) NS (f. NE sin.) σ_3 = EW (frat. trat.)	(11-2) N45W (f. NS sin.) N55W (frat.conj.) σ_3 = N70E (frat.trat.)	N85W (frat.conj.)	N40E (frat. conj.)
CP6		NS (frat.conj., f. NE sin.) NS (frat. de baixo ângulo) σ_3 = N40E (frat. trat.)	(1) N50W (f. NNW sin.) N55W (frat. de baixo ângulo)	EW (frat.conj.) σ_3 = N10W a N15E (frat.trat.)	N55E (frat.conj.)

TABELA 8.3. Orientação do esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e inversas e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a fraturas trativas, determinados para os eventos que afetam o Grupo Itararé. Entre parênteses está mencionado o tipo de feição de onde foi deduzida a posição média de σ_1 . Onde a posição dos esforços foi deduzida a partir de diagramas do tipo diedros retos, o número de falhas com estrias e sentido de movimento estão mencionados entre parênteses à esquerda da direção do esforço σ_1 . O primeiro número refere-se ao número de falhas com estrias, e o segundo, àquelas com sentido de movimento. Abreviações: f. falha, frat. fratura, sin. sinistral, dex. dextral, frat.conj. fraturas conjugadas.

Ponto	$T\sigma_1$ NE-NNE	$T\sigma_1$ NS	$T\sigma_1$ NW	$T\sigma_1$ EW	$T\sigma_1$ NE
PP93	N15-20E (frat.conj. e f. ENE sin.)	σ_3 = EW (frat. trativas) σ_3 = N75E (frat. trativas)	(5-5) N55W (f. EW dex.) (8-1) N40W (f. NS sin.) N55W (frat.conj. e frat. NE de baixo ângulo) N35W, N30W (frat. ENE de baixo ângulo)		(8-2) N45E (f. NS dex.) N40E (frat.conj. e f. NW inversas)
PP254	N30E (frat.conj. e f. ENE sin.)			N85W (frat.conj. e f. WNW normais e NNE inversas)	
PP233					N45E (frat.conj.)
PP91		NS (frat.conj.)	N55W (frat. conj., poucos dados)		N40E (frat. conj.,poucos dados)
PP322	N30E (frat. conj., poucos dados)		N50W (frat.conj. poucos dados)		

TABELA 8.4. Orientação dos esforços principais máximo σ_1 (em negrito), relacionado a falhas transcorrentes e fraturas conjugadas, e mínimo σ_3 , relacionado a fraturas trativas e falhas normais, determinados para os eventos que afetam as rochas pré-cambrianas. Onde a posição dos esforços foi deduzida a partir de diagramas do tipo diedros retos o número de falhas com estrias e com sentido de movimento, estão mencionadas entre parênteses à esquerda da direção do esforço σ_1 . Abreviações: f. falha, frat. fratura, frat.conj. fraturas conjugadas, sin. sinistral, dex. dextral. Frat. trat. = fraturas trativas)

Ponto	T σ_1 NNE	T σ_1 NS	T σ_1 NW	T σ_1 EW	T σ_1 NE
VA65	(14-4) N20E (f. ENE sin.) (9-4) N10E (f. NE sin.) (6-1) N35E (f. ENE sin.)	(13-2) NS (f. NE sin.) (9-1) NS (f. NE sin.) (4-1) σ_3 =N77E (f. NS normal)	(6-1) N20W (f. NNE sin.) N45W (f. NS sin.)	EW-WNW (f. de baixo ângulo)	
VA61		(5-5) NS !! (f. NW dex.) (1-1) NS (f. NE sin.) NS (frat.conj.)	N40W (frat.conj., poucos dados)		
VA62	(2-1) N15E e frat WNW de baixo ângulo		(8-1) N55-60W (f. NS sin.) N65W (frat. baixo ângulo)		
VA66	(4-3) N20E (5-2) N25E (f. NNW dex.) N20E (frat. de baixo ângulo) N15E (frat. conj.)	N5W (frat.conj.) NS (frat. de baixo ângulo)	N30W (frat.conj.) N25W (frat. de baixo ângulo)		
CP14		N5W (frat.conj.) ! (2-1) N5W (f. NE sin.)			(1-1) N60E (f. NE sin.)
AM58	(5-3) N30E (f. ENE sin.) N15E (frat. de baixo ângulo)				
AM49	(2-2) N35E (f. NNW dex.) (1-1) N15E (f. NE sin.)		N25W (frat. conj.)		
VA71		NS (f. de baixo ângulo)		N85E (frat. baixo ângulo)	(10-4) N45E (f. NS dex.) N45E (frat.conj.)
PP94			N20W (f. WNW dex., NNE sin. e frat.conj.)	EW (frat.conj.)	
PP95			(14-3) N55W (f. NE inversas) N35W (f. NW de médio ângulo)	(3-3) N80W (f. NE dex.) (1-1) EW (f. NNE dext. obíquas)	(2-2) N55E (f. NNE dex.) (2-1) N35E (f. NNE dex.)
CP16					N50E (frat.conj.)!
VA60			N55W (frat.conj.)! N60W (f. de baixo ângulo)		N60E (frat. de baixo ângulo)
VA69	N30E (frat.conj.)		N65W (frat.conj.)		N40E (frat. conj. de baixo ângulo)
VA72	N40E (frat. de baixo ângulo)		N55W (frat.conj.)!		
PP14	N15E, N20E, N30E (f. de mergulho médio)		σ_3 = N35E, N70E (frat. trat. com preenchimento)	σ_3 = N15E a NS (frat. trat. com preenchimento)	
CP417					N55E (f. inversas)
CP283					(5-2) N50E (f. NNE dex.)
VA 64			N30W (f. WNW dex.)		(1-1) N60E (f. NNE dex.)
PP123		(1-1) NS (f. NE sin.)			(3-1) N65E (f. WNW sin.)

Diabásios

Nos diabásios, o evento $T\sigma 1NE$ foi identificado através de pares de fraturas conjugadas (Foto 8.3), e de falhas NS a N15E, ocasionalmente ao redor de N10W, dextrais, e EW a N70E, sinistrais (Tab. 8.2, Fig.8.8). O σ_1 médio pode variar entre N40E e N60E. Foram observadas relações de superposição com o evento $T\sigma 1NW$ tais como duas gerações diferentes de estrias, com a mais antiga apresentando movimentação dextral ($T\sigma 1NE$) e a mais jovem sinistral ($T\sigma 1NW$) em falhas de direção NS; e relações de corte entre fraturas conjugadas.

Figura 8.8. Estruturas relacionadas ao evento $T\sigma 1NE$. (A) Falhas NS dextrais seccionando diabásios. 9 dados, ponto PP107. (C) Falhas EW sinistrais seccionando diabásios. 8 dados, ponto PP191. (B) e (D) Diagramas resultantes do tratamento dos dados de (A) e (C), respectivamente, pelo método gráfico dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977).

Grupo Itararé

No Grupo Itararé, as direções associadas a este evento correspondem a falhas EW a N70E, com máximo principal segundo N80E, sinistras, e falhas NS a N20E dextrais, cujos trends principais e movimentações indicam σ_1 médio N40-45E (Tab. 8.3). Durante o mesmo evento parecem ter sido geradas fraturas de baixo ângulo (mergulhos entre 5 e 30°) de direção ao redor de N45-70W, e de caráter compressivo. Padrão bem definido de fraturas conjugadas também foram observadas no afloramento PP233 (Fig. 8.9, Foto 8.4), onde as falhas EW, em alguns locais, mostram ser mais contínuas que as NS. Neste caso, observa-se que o ângulo agudo 2θ é um pouco maior que aquele onde ambas as fraturas são contínuas.

Figura 8.9. Fraturas conjugadas geradas pelo evento $T\sigma_1$ NE. (A) Grupo Itararé. 38 dados, isolinhas de 3 a 42%, ponto PP233. (B) Grupo Itararé. 31 dados, isolinhas de 2,6 a 30%, ponto PP93. (C) Rosácea dos dados de (A) em intervalos de 5°.

Foto 8.3. Fraturas EW-ENE (paralelas ao corte do afloramento) e NS-NNE (transversais) associadas em padrão regular e interpretadas como fraturas conjugadas geradas no evento $T_{\sigma 1NE}$. O afloramento é de diabásio (Ponto PP24).

Foto 8.4. (A) e (B) - Fraturas conjugadas de direção EW-ENE e NS-NNE do evento $T_{\sigma 1NE}$, afetando arenitos muito finos, laminados (facies D1), do Grupo Itararé (Ponto PP233). Em (B) as fraturas mais contínuas correspondem às fraturas EW-ENE e as mais curtas às NE-NNE. Notar que o ângulo 2θ é maior que em (A).

Rochas Pré-Cambrianas

As direções mais comumente associadas a este evento são falhas sinistrais, EW a N75E, e dextrais, NS a N15E (Fig.8.10). Ocasionalmente encontram-se fraturas ou falhas reversas associadas, ambas de baixos ângulos de mergulho.

8.4 EVENTOS TECTÔNICOS NEOGÊNICOS A QUATERNÁRIOS

Foram identificados 4 eventos de tectônica rígida que afetam a Formação Rio Claro e que foram denominados, do mais antigo para o mais jovem, de $T\sigma 1EW$, $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$ e $T\sigma 1NNE$, cujos campos de esforços, determinados em vários afloramentos, estão esquematizados no mapa de lineamentos regionais (Fig. 8.11 a 8.14) que será discutido no capítulo 9. Como já mencionado anteriormente, as estruturas por eles geradas consistem em falhas transcorrentes e fraturas de mergulhos elevados. Falhas reversas ou normais são subordinadas.

Em seguida os eventos mencionados são descritos do mais antigo para o mais recente. As principais estruturas relacionadas e a posição média dos principais esforços de cada evento são descritos separadamente para os depósitos cenozóicos, diabásios, Grupo Itararé e rochas pré-cambrianas.

8.4.1 Evento $T\sigma 1EW$

Depósitos cenozóicos

Dentre os depósitos cenozóicos identificados, foi observado que este evento afeta somente a Formação Rio Claro (Tab. 8.1).

Fraturas subverticais de direção NW e NE, truncam claramente as facies da Formação Rio Claro, na base dos afloramentos AM2 e CP128, mas não se propagam para os depósitos Qlg, que ocorrem no topo.

Falhas de rejeito normal e direção próxima a EW ocorrem nos afloramentos CP129, CP275 e PP101, e apresentam as seguintes características:

Ponto CP129. Trata-se de falhas de direção WNW, com mergulhos em torno de 60°, e estrias com caimento para S/SSW. Cortam camada argilosa intercalada em arenitos (facies Ag e Ar da Formação Rio Claro), provocando rejeito decimétrico, e não se propagam para o topo (Fig.8.15). Indicam atividade contemporânea à deposição da Formação Rio Claro.

Ponto CP275. Inúmeras falhas de direção ENE/EW cortam a base de depósitos semelhantes ao do afloramento CP129, e colocam-nos em contato lateral com o Grupo Itararé. O rejeito,

Figura 8.10. Estruturas relacionadas ao evento T σ 1NE e que afetam os granitóides Morungaba e gnaisses da Faixa Alto Rio Grande. (A) Falhas NS dextrais. 10 dados, ponto VA71. (C) Falhas NW inversas. 4 dados, ponto CP417. (E) Fraturas conjugadas. 25 dados, isolinhas de 4 a 28%. (B) e (D) Diagramas dos diedros retos dos dados de (A) e (C).

observado no contato entre o Grupo e a Formação Rio Claro, é aproximadamente de 1m e das demais falhas, decimétrico (20 cm em média) (Foto 8.5a, Fig.8.15). Estas falhas apresentam mergulhos variando de 62° a 87° e as estrias caem para S, N ou WSW. Os mergulhos elevados podem ser indícios de que elas tenham se iniciado como fraturas extensivas (Hancock 1985).

Figura 8.15. Falhas de direção próxima a EW, de caráter normal, relacionadas ao evento T σ 1EW, seccionando a Formação Rio Claro. 9 dados, pontos CP275 e CP129. (A) Projeção ciclográfica, (B) diagrama dos diedros retos.

Ponto PP101. Falhas ENE (N70E) normais cortam pavimento de clastos basal de depósitos cenozóicos. As falhas apresentam mergulhos moderados, ao redor de 60°, e rejeitos de no máximo 1,5m. O espessamento do pavimento de clastos, na posição do pequeno *graben* formado pelas falhas, sugere que estas sejam sin-deposicionais (Fotos 8.5b-c).

As feições descritas acima sugerem que o evento T σ 1EW tenha sido contemporâneo à sedimentação da Formação Rio Claro.

As fraturas subverticais conjugadas indicam σ_1 ao redor de WNW, EW ou ENE e as falhas normais, indicam σ_3 em torno de NS, NNW ou NNE (Tab. 8.1, Fig.8.11).

Diabásios

Os corpos de diabásio são seccionados por estruturas relacionadas a este evento representadas por falhas sinistrais de direção N45-65W (com máximo em N50W), e falhas NE dextrais N45-65E (máximo aproximadamente em N50E) do evento T σ 1EW (Fig.8.16). O esforço máximo compressivo σ_1 , indicado por fraturas conjugadas, apresenta direção média ao redor de EW, variando de N70W a N85E (Tab. 8.2, Fig.8.11).

Foto 8.5. (A) Falhas ENE a EW normais e de rejeitos decimétricos do evento $T_{\sigma 1EW}$ seccionando camada argilosa (na base) e arenitos conglomeráticos (no topo) da Formação Rio Claro (Ponto CP275). Falha de mesma direção e rejeito métrico colocados lado a lado com lamitos estratificados (facies A2) do Grupo Itararé. (B) Pavimento de clastos na base de lamitos maciços com seixos esparsos, da Formação Rio Claro, sendo seccionado por falhas normais de direção EW do evento $T_{\sigma 1EW}$ (Ponto PP101). Notar o espessamento do pavimento no pequeno *graben* sugerindo que as falhas EW foram contemporâneas à deposição da Formação Rio Claro. (C) Detalhe da porção mais espessada do pavimento de clastos.

Figura 8.16. Falhas NW sinistras geradas pelo evento $T\sigma_1EW$ afetando diabásios. 4 dados, ponto PP107. (A) Projeção ciclográfica, (B) diagrama dos diedros retos.

Grupo Itararé

O evento $T\sigma_1EW$ é representado claramente, no Grupo Itararé, somente no afloramento PP254 por fraturas conjugadas de direções N60W e N65E. A elas parecem se associar fraturas de baixo e médio ângulo de direções médias N20E e N80W, respectivamente, possivelmente correspondendo a estruturas de compressão e extensão geradas em momentos distintos de atividade de $T\sigma_1EW$. Estas estruturas são truncadas pelas falhas ENE sinistras do evento $T\sigma_1NNE$.

Rochas Pré-Cambrianas

Nas rochas pré-cambrianas este também é o evento menos expressivo, em termos de abundância de estruturas. As estruturas mais comumente a ele associadas correspondem a fraturas ou falhas de mergulhos elevados e de direções ao redor de N60-65E e N60W, dextrais e sinistras respectivamente. Falhas ou fraturas de baixo ângulo estão ocasionalmente presentes. Mais raramente, observaram-se fraturas, de direção N75W a EW, que aparentam ser de natureza extensional por apresentarem preenchimento de material branco argiloso.

A posição de σ_1 para este evento está ao redor de EW, N80W ou N75-85E (Tab. 8.4).

8.4.2 Evento $T\sigma 1NW$

Depósitos cenozóicos

Ao evento $T\sigma 1NW$ estão associadas falhas de direções EW-WNW e NS-NNW. Ele é o que parece ter atuado mais intensamente, tendo gerado a maior quantidade de estruturas presentes nos depósitos cenozóicos. Foi identificado em oito afloramentos, dentre 10 onde maior quantidade de dados estruturais foram coletados.

O evento está melhor representado sob a forma de fraturas conjugadas de mergulhos elevados a subverticais e, subordinadamente, por falhas normais. A posição de $\sigma 1$ foi determinada através da observação de fraturas conjugadas, formando ângulos de 70 a 90° entre si (Foto 8.6a, Fig.8.17). Na tabela 8.1 estão relacionadas as posições médias do esforço compressivo principal $\sigma 1$ que pode variar de N15W até N60W, notando-se, por vezes, posições diferentes dentro de um mesmo afloramento. O afloramento PP246, onde as direções dos pares de fraturas conjugadas apresentam mais uniformidade, mostrou $\sigma 1$ ao redor de N40W, e secundariamente N30W. Isto sugere que o evento $T\sigma 1NW$ apresentou vários pulsos de movimentações com alguma rotação de esforços de um para o outro pulso.

Falhas normais de direção NW, provavelmente relacionadas a este evento, cortam lamitos de fluxos gravitacionais da Formação Rio Claro, e indicam que $\sigma 3$ está ao redor de N55E (Fig.8.18).

Este evento parece ser em parte contemporâneo ao início da sedimentação dos depósitos Qlg, pois pequenas falhas normais de direção ao redor de N50-65W, e rejeitos da ordem de 40 cm truncam o pavimento de clastos da base destes depósitos mas não se propagam para o topo. No entanto fraturas subverticais, relativamente planas, de extensão decimétrica a até de poucos metros, de direções WNW e NNE, indicando $\sigma 1$ ao redor de N30W, ocorrem para o topo destes depósitos (Fig.8.19).

Os dados do afloramento AM2 sugerem rotação de $\sigma 1$ de posições próximas a N60W (como indicado por falhas normais de direção N50-60W deslocando somente a base dos depósitos Qlg) para posições próximas a N30W (fraturas conjugadas subverticais seccionando da base ao topo dos depósitos Qlg). Isto também sugere uma mudança gradativa dos campos de esforços do evento $T\sigma 1NW$ para o evento $T\sigma 1NS$.

Diabásios

Estruturas associadas ao $T\sigma 1NW$ foram identificadas em todos os melhores afloramentos de diabásio (Tab. 8.2).

Foto 8.6. Estruturas geradas pelo evento $T_{\sigma 1NW}$. **(A)** Fraturas EW e NNW, conjugadas, afetando os depósitos TQlc (Ponto PP246). **(B)** Padrão regular de fraturas EW e NS-NNW, interpretadas como conjugadas, afetando os diabásios (Ponto PP107). **(C)** Fraturas NNW-NW com superfícies apresentando feições que se assemelham à estrutura do tipo "costela" (*rib*) indicando que tenham sido geradas por tração (Ponto PP93). **(D)** Fraturas NW com grandes estruturas plumosas, seccionando diabásios. Notar o aspecto retilíneo, regular e contínuo das fraturas transversais ao corte (Ponto PP107).

Figura 8.17. Fraturas conjugadas geradas no evento $T\sigma_1NW$, afetando depósitos cenozóicos. (A) Depósitos coluviais (TQlc). 53 dados, isolinhas de 2 a 19%, ponto PP246. (B) Rosácea dos dados de (A). (C) Formação Rio Claro (Trc). 84 dados, isolinhas de 1,2 a 19%, ponto PP166.

Figura 8.18. Falhas NW de caráter normal relacionadas ao evento $T\sigma 1NW$ e seccionando lamitos maciços da Formação Rio Claro. 10 dados, ponto PP146.

Figura 8.19. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma 1NW$, seccionando depósitos de fluxos gravitacionais de encosta (Qlg). 37 dados, isolinhas de 2,7 a 19%, ponto AM2.

As estruturas a ele relacionadas são tipicamente falhas transcorrentes dextrais EW a N75W, ou EW até N80E, às quais se associam falhas transcorrentes sinistrais N10-25W a NS-N5E (Fig.8.20). A posição média de σ_1 , determinada a partir das fraturas conjugadas está ao redor de N40-55W (Fig.8.21, Foto 8.6b). Grupos de estrias superpostas com caimentos e orientações distintas, mas indicando movimentação coerente dextral para as falhas EW, e sinistral, para as NS, sugerem vários pulsos de atividade deste evento, com alguma rotação dos esforços principais.

Além das falhas e fraturas conjugadas também foram observadas fraturas NW com grandes feições plumosas provavelmente representando estruturas de tração associadas ao evento $T\sigma 1NW$ (Foto 8.6c).

Figura 8.20. Falhas NS sinistras e EW dextrais, do evento $T\sigma_1NW$, afetando diabásios. (A) 21 dados. Ponto PP376. (C) 32 dados, ponto PP107. (E) 11 dados, ponto CP146. (B), (D) e (F) correspondem aos diagramas de diedros retos de (A), (B) e (C), respectivamente.

Figura 8.21. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma_{1NW}$ afetando diabásios. 96 dados, isolinhas de 1 a 23%, ponto PP107.

No afloramento PP107 observou-se a superposição de estrias sobre estruturas plumosas (*plume*) em fraturas EW. Estas estruturas indicam que as fraturas se formaram por tração, provavelmente durante o evento $T\sigma_{1EW}$. Este, portanto, seria anterior ao $T\sigma_{1NW}$. Em falhas NS foram observados dois grupos de estrias, um mais antigo e com movimento dextral e um mais recente com movimento sinistral, indicando que o evento $T\sigma_{1NE}$ é anterior ao $T\sigma_{1NW}$. No afloramento PP24 observaram-se fraturas de direção NNW, provavelmente geradas no evento $T\sigma_{1NW}$, truncando as fraturas NS-NNE do evento $T\sigma_{1NE}$. Estas últimas, junto com fraturas EW, formam fraturas conjugadas do evento $T\sigma_{1NE}$.

Grupo Itararé

Também no Grupo Itararé o evento $T\sigma_{1NW}$ foi identificado como o mais conspícuo tendo gerado as seguintes estruturas: (1) falhas EW-N70W dextrais (Fig.8.22); (2) falhas NS a N15W sinistrais; (3) fraturas de baixo ângulo de mergulho (entre 20 e 45°) de direção ao redor de N60E; e (4) fraturas de mergulhos elevados ao redor de N35W (e secundariamente N15W) com feições indicativas de tração (estruturas plumoso e do tipo "costela" -*rib*) (Foto 8.6a). As estruturas indicam σ_1 médio variando de N55W (fraturas conjugadas) a N30W (fraturas de tração).

Durante este evento foram reativadas as falhas EW-ENE, geradas no evento mais antigo $T\sigma_{1NE}$. Isto é sugerido por feições indicativas tanto de movimentos sinistrais como dextrais nas mesmas superfícies de falha.

O afloramento PP93, onde estas estruturas se manifestam mais intensamente, posiciona-se na continuidade de importante estrutura EW, que mais a leste trunca diabásios (Ponto PP24).

Figura 8.22. Falhas EW dextrais do evento $T\sigma_1NW$, seccionando o Grupo Itararé. 8 dados, ponto PP93. (A) Projeção ciclográfica, (B) Diagrama dos diedros retos.

Rochas Pré-Cambrianas

Este evento gerou e/ou reativou falhas dextrais de direção preferencial EW a N75W (secundariamente N70E a EW), e falhas sinistrais de direção NS, NS a N30W, e ocasionalmente NNEE, (Fig.8.23 e 8.24), além de fraturas conjugadas, que interceptam as rochas pré-cambrianas. Também foram identificadas fraturas NE de baixo ângulo e NW, de médio, que podem representar estruturas compressivas e extensivas, respectivamente.

A posição média do esforço principal máximo σ_1 apresenta distribuição bimodal, ora ao redor de N20-35W, ora N55-60W (Tab. 8.4, Fig.8.11).

8.4.3 Evento $T\sigma_1NS$

Depósitos cenozóicos

O evento $T\sigma_1NS$ afeta todos os depósitos cenozóicos e também é representado principalmente por dois sistemas de fraturas conjugadas de direção N40-50W (secundariamente N25-35W) e N40-50E (secundariamente N25-40E) (Fig.8.25). Mais raramente observaram-se falhas de direção N40-50W, subverticais, e com pequenos degraus transversais a estrias oblíquas indicando sentido de movimento dextral e σ_1 NS (Fig.8.25).

O ângulo 2θ entre os pares conjugados está ao redor de 80° , e a posição de σ_1 foi mais claramente identificada nos afloramentos PP246 e PP166, onde está em torno de NS a N5E

Figura 8.23. Estruturas geradas no evento $T\sigma_1NW$, afetando os granitóides Morungaba. (A e B) e quartzitos da Nappe Socorro-Guaxupé (C). (A) e (B) Falhas NS sinistrais. 7 dados, ponto VA65. (C) Fraturas conjugadas. 82 dados, isolinhas de 1,2 a 16%, ponto VA 60.

Figura 8.24. Falhas EW a ENE, reativadas pelo evento $T\sigma_1NW$, de caráter dextral com componente reversa, afetando os granitóides Jaguariúna. 7 dados, ponto PP95.

(Tab. 8.1). No ponto AM2, σ_1 , também para fraturas conjugadas, parece estar em torno de N15W e N15E, aparentemente representando posições intermediárias entre os eventos $T\sigma_1$ NW e $T\sigma_1$ NS, e os eventos $T\sigma_1$ NS e $T\sigma_1$ NNE, respectivamente.

Figura 8.25. Estruturas relacionadas ao evento $T\sigma_1$ NS seccionando depósitos coluviais (TQlc). (A) Fraturas conjugadas. 50 dados, isolinhas de 2 a 32%. (B) Rosácea dos dados de A. (C) Falhas NW dextrais. 2 dados, ponto PP246.

Diabásios

Este evento foi identificado em todos os afloramentos descritos na tabela 8.2. A ele estão relacionadas falhas transcorrentes dextrais N35-50W e sinistrais N30-50E (Fig.8.26). Pares de fraturas conjugadas indicam σ_1 de direção NS a N10W (Foto 8.7a). Os dados de diagramas de diedros retos sugerem posição média de N20W até N10E (Tab. 8.2)..

Além das transcorrências, também foram identificadas fraturas de direção aproximadamente EW, de baixo ângulo de mergulho (menor que 45°), que aparentemente se tratam de estruturas compressivas.

Figura 8.26. Falhas NW dextrais e NE sinistras do evento T_σ1NS, afetando diabásios. (A) e (B) 16 dados, ponto PP107. (C) e (D) 10 dados, ponto PP219. (E) e (F) 18 dados, ponto CP146.

Grupo Itararé

Como evidências da atuação do evento $T\sigma_1NS$ tem-se a presença de fraturas conjugadas com *trends* principais de direção N30W e N30E, além de fraturas com feições trativas de direção NS a N5W (Tab. 8.3).

Rochas Pré-Cambrianas

Os *trends* de falhas transcorrentes relacionadas ao evento $T\sigma_1NS$ correspondem a N25-50E (com máximo principal em N30-40E), sinistrais, e N35-45W, dextrais (Fig.8.27). Ocasionalmente associam-se fraturas, de direção próxima a EW, de baixo ângulo de mergulho, provavelmente compressivas, sugerindo σ_1 de direção NS.

O esforço σ_1 posiciona-se consistentemente segundo a direção NS, tanto para as fraturas conjugadas (Foto 8.7b) como para os diagramas de diedros retos (Tab. 8.4).

No afloramento VA65 estão presentes falhas muito contínuas e de planos regulares, relacionáveis a este evento, com presença de farinha de falha esverdeada de espessura milimétrica, cuja densidade dá à rocha um padrão anastomosado a brechado. Neste mesmo afloramento foi observada a superposição de $T\sigma_1NS$ por $T\sigma_1NNE$. No afloramento VA61 observou-se quartzo que foi cristalizado contemporaneamente à movimentação dextral de falhas NW (Foto 8.7c).

Falhas NS de mergulhos médios apresentam evidências de superposição do evento $T\sigma_1NW$ pelo $T\sigma_1NS$. Estas evidências correspondem à superposição de estrias de baixo mergulho geradas em movimento sinistral, por estrias que indicam movimentação normal. Estas últimas indicam esforço mínimo principal σ_3 de direção EW.

8.4.4 Evento $T\sigma_1NNE$

Depósitos cenozóicos

Este evento afeta a Formação Rio Claro e as unidades TQlc e Qlg.

As estruturas identificadas correspondem a fraturas subverticais, de extensão decimétrica a métrica (2 a 3 m), relativamente planas e regulares, e de direções ENE e NNW que, por se associarem regularmente foram interpretadas como conjugadas. O ângulo agudo 2θ , entre estas fraturas, está ao redor de 80° , por vezes aproximando-se do ortogonal (Fig.8.28) e indica σ_1 ao redor de N30E (Tab. 8.1).

Figura 8.27. Falhas NE sinistrais e NW dextrais, do evento $T\sigma 1NS$, afetando os granitóides Morungaba. (A) e (B) 18 dados, ponto VA65. (C) e (D) 6 dados, ponto VA65. (E) e (F) 5 dados, ponto VA61.

Foto 8.7. Estruturas geradas pelo evento $T_{\sigma 1NS}$. (A) Padrão regular de fraturas NW e NE, interpretadas como conjugadas, seccionando diabásios (Ponto PP107). (B) Padrão regular de fraturas NW e NE, afetando os granitóides Morungaba e interpretadas como conjugadas (Ponto VA61). (C) Falhas de direção N40W cujo movimento dextral é indicado por "degraus", transversais às estrias de atrito, formados por quartzo cristalizado sintectonicamente (Ponto VA61).

Figura 8.28. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma_1NNE$ afetando depósitos de fluxos gravitacionais (Qlg). (A) 25 dados, isolinhas de 3,5 a 24%. (B) rosácea dos dados de A.

Falhas normais, posteriores aos eventos $T\sigma_1NW$ e $T\sigma_1NS$, cortam os depósitos TQlc (Fig.8.29, Foto 8.8a). As suas direções estão entre N65E e N15E, com estrias mergulhando preferencialmente para ESE-SE, as superfícies são bastante polidas, com "degraus" (formados pela quebra da ponta dos diedros dos planos de cisalhamento) perpendiculares às estrias mostrando movimento normal. São de extensão pelo menos decimétrica, espaçamento centimétrico a decimétrico, e concentram-se em uma faixa de poucos metros no afloramento. A posição média de σ_3 para estas falhas está ao redor de N60W. As fraturas conjugadas associadas aos eventos $T\sigma_1NW$ e $T\sigma_1NS$, no mesmo afloramento, apresentam movimentação vertical, atestada por pequenas estrias de atrito subverticais. Isto sugere que a movimentação vertical provocada pelas falhas normais, tenha se superposto à geração das fraturas conjugadas.

Diabásios

Este evento manifesta-se nos diabásios principalmente como reativação sinistral de falhas EW, anteriormente dextrais (evento $T\sigma_1NW$) (Fig.8.30). As estrias de atrito geradas apresentam caimentos desde baixos até de mais de 70°.

Fraturas conjugadas de baixo ângulo de mergulho e de direção N40W, que podem representar estruturas compressivas relacionadas ao $T\sigma_1NNE$, truncam falhas EW e NS do evento anterior $T\sigma_1NW$ no afloramento PP24. Este é constituído de uma escarpa assimétrica, de direção EW seccionando uma colina constituída de diabásio. A forma desta escarpa indica que o bloco a sul se deslocou para leste, e portanto sinistralmente, provocando a assimetria (Foto 8.8b). Isto é compatível com uma reativação sinistral da descontinuidade EW, originalmente do evento

$T\sigma 1NE$ e reativada pelo $T\sigma 1NW$, pelo evento $T\sigma 1NNE$. As dimensões e preservação da escarpa corroboram a atividade mais recente do evento $T\sigma 1NNE$ e também a sua maior intensidade naquele local, como foi atestado em afloramentos vizinhos (PP93, PP246, PP254).

Figura 8.29. Falhas NE, de caráter normal, seccionando os depósitos Qlg. 11 dados, ponto PP246. (A) Projeção ciclográfica, (B) Diagrama dos diedros retos.

As relações de superposição verificadas nos afloramentos de diabásio indicam que, na maior parte dos casos, o evento $t\sigma 1NNE$ reativou planos de falha gerados em eventos anteriores. Por este motivo os diagramas de diedros retos sugerem campos de esforços desviados para NE, quando comparados com locais onde σ_1 e σ_3 foram determinados a partir de relações angulares entre fraturas conjugadas.

Grupo Itararé

A este evento estão relacionadas falhas ENE (N50-65E) claramente sinistrais, que cortam e deslocam seixos (Fotos 8.8c-d) às quais se associam falhas conjugadas NNW (Fig.8.31). O esforço máximo principal σ_1 apresenta posição média variando entre N20E e N30E (Tab. 8.3).

Rochas Pré-Cambrianas

As estruturas principais relacionadas a este evento são falhas N50-70E sinistrais e N10-20W, dextrais (Fig.8.32), sendo também relativamente comuns fraturas de baixo ângulo de mergulho, possivelmente compressivas, de direção WNW, e secundariamente fraturas de mergulho médio, possivelmente extensionais, de direção NNE.

O σ_1 posiciona-se entre N10E e N35E, Estas orientações foram deduzidas a partir de diagramas de diedros retos, sendo que fraturas conjugadas são muito ocasionais (Tab.8.4). Há evidências

de superposição do evento $T\sigma 1NS$ pelo $T\sigma 1NNE$, tais como falhas NNW com duas movimentações superpostas de caráter dextral. Além disto a reativação de caráter normal de falhas NS, anteriormente sinistras, também sugere a superposição do evento $T\sigma 1NW$ pelo $T\sigma 1NNE$.

Figura 8.30. Falhas de direção ao redor de EW, de caráter sinistral com componente reversa, reativadas durante o evento $T\sigma 1NNE$ e afetando diabásios. (A) e (B) 3 dados, ponto PP107 (C) e (D) 10 dados, ponto PP191.

Foto 8.8. Estruturas geradas pelo evento $T_{\sigma 1NNE}$. **(A)** Falhas NNE-NE normais (notar os pequenos "degraus" formados transversalmente às estrias de atrito) seccionando arenitos pelíticos maciços (depósitos TQlc, Ponto PP246). **(B)** Escarpa em diabásio, de direção EW, provavelmente formada pela reativação sinistral de falhas EW durante o evento $T_{\sigma 1NNE}$. **(C)** e **(D)** Falhas ENE sinistrais truncando seixos de lamitos maciços do Grupo Itararé (facies A1, Ponto PP254). Notar o pequeno rejeito sinistral deslocando o seixo em (D).

Figura 8.31. Fraturas conjugadas do evento $T\sigma_{1NNE}$ afetando o Grupo Itararé. A rosácea (B) foi elaborada com os dados de (A). 23 dados, isolinhas de 4 a 44%, ponto PP254.

8.5 OS EVENTOS TECTÔNICOS E A DEPOSIÇÃO CENOZÓICA

O evento transcorrente mais antigo, $T\sigma_{1NE}$, secciona os diabásios, no entanto parece não afetar nenhum dos depósitos cenozóicos descritos. Ele pode ser correlacionável tanto à atuação, durante o Cretáceo, da Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de direção EW e caráter sinistral, definida por Macedo (1990), como a transcorrências EW sinistrais do Paleógeno e da transição deste para o Neógeno, como indicado por outros autores (Riccomini 1995).

O evento posterior, $T\sigma_{1EW}$, parece ser contemporâneo à deposição da Formação Rio Claro, atribuída ao Neógeno por Melo (1995). Esta contemporaneidade é evidenciada por falhas normais de direção aproximadamente EW, sin-deposicionais correlacionáveis ao evento $T\sigma_{1EW}$. A ele também se associam fraturas conjugadas que, dentre os depósitos cenozóicos, seccionam apenas a Formação Rio Claro. Além disto, a distribuição dos depósitos cenozóicos aparentemente é controlada por lineamentos cujas direções, ao redor de N45-50E e N50W, sugerem atuação do mesmo evento, como será melhor exposto no próximo capítulo.

Os três últimos eventos, $T\sigma_{1NW}$, $T\sigma_{1NS}$ e $T\sigma_{1NNE}$, atuaram no Quaternário, já que truncam tanto os depósitos coluviais TQlc como os de fluxos gravitacionais, Qlg. O primeiro deles, $T\sigma_{1NW}$, parece ter sido contemporâneo à sedimentação dos depósitos Qlg. Isto é sugerido pela presença de falhas normais NW que interceptam apenas o conglomerado basal daquele depósito, não se propagando para o topo. O evento $T\sigma_{1NW}$ teria ainda continuado em atividade até o final da deposição dos sedimentos Qlg pois fraturas conjugadas,

provavelmente a ele relacionadas, cortam as porções de topo destes depósitos. No entanto a orientação do esforço máximo compressivo σ_1 , para estas estruturas, apresenta orientação NNW sugerindo migração da direção de σ_1 de NW para NNW.

Figura 8.32. Falhas NS dextrais (A e B) e ENE sinistrais (C e D) do evento T σ_1 NNE afetando os granitóides Morungaba. (A) e (B) 12 dados, ponto VA66. (C) e (D) 13 dados, ponto VA65.

8.6 RELAÇÕES ENTRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA LOCAL E AS DE OUTRAS PORÇÕES DO ESTADO

8.6.1 Estruturas pré-cretácicas

As estruturas mais provavelmente associadas a eventos anteriores ao magmatismo básico da Formação Serra Geral correspondem a fraturas de médios ângulos de mergulho cujas direções principais correspondem a N50-75E e N30-50W. Vários autores (Soares 1982, Fúlfaro 1982,

Cordani *et al.* 1984, Zalan *et al.* 1991) consideram que estruturas paralelas àquelas direções constituem as principais zonas de fraqueza do embasamento da Bacia do Paraná, as quais teriam sofrido movimentos recorrentes que controlaram a sua sedimentação.

Ainda dentro do conjunto das fraturas de médio ângulo, foram identificadas, subordinadamente, as direções N75-85W e N10-15E. Falhas rúpteis-dúcteis, de direção NW (inversas), ou NS-NNW (normais) ou ENE (dextrais), com deslocamentos marcados por dobras de arrasto, são também, possivelmente, pré-cretácicas.

8.6.2 Estruturas eocretácicas

As falhas de grandes rejeitos verticais e normais, observadas na região de contato entre o embasamento cristalino e a Bacia do Paraná, foram interpretadas como provavelmente geradas durante a tectônica de caráter essencialmente extensivo que vigorou durante a colocação dos corpos de diabásio (item 8.2.3).

A direção principal destas falhas está ao redor de N30-60E e seria paralela aos diques básicos, presentes junto ao litoral paulista (Damasceno 1966, Basei & Vlach 1981), que indicam esforços extensionais de direção NW. Riccomini (1995) também considera que regime trativo de direção NW-SE já teria vigorado no Permo-Triássico.

A direção EW-WNW é de menor importância e sugere esforços extensionais de direção NNE, no entanto, estudo mais detalhados sobre estas falhas ainda são necessários.

8.6.3 Eventos posteriores à Formação Serra Geral

Transcorrência EW sinistral

Posteriormente ao magmatismo básico houve a implantação de regime transcorrente que gerou falhas EW sinistrais. Isto é concordante com o modelo proposto por Macedo (1990) segundo o qual, para acomodar a maior taxa de estiramento da área continental sob a Bacia de Santos, teriam se instalado duas faixas principais de transferência de direção EW: uma a norte da bacia, denominada de Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de caráter sinistral; e outra delimitando a bacia a sul, denominada de Zona de Transferência de Florianópolis, de caráter dextral. Estas faixas teriam iniciado sua atividade há cerca de 120 Ma.

Este modelo explica tanto a presença de falhamentos transcorrentes EW sinistrais, relacionados ao evento T_σ1NE, na área de estudo, que se localiza no prolongamento continental da Z.T. do Rio de Janeiro, como o binário EW dextral proposto por Riccomini (1995), para o Neo-Aptiano (119 a 113 Ma). Este binário acomodaria movimentos diferenciais devidos ao diacronismo da criação de assoalho oceânico a norte e a sul da Cadeia São Paulo-Walvis (Chang & Kowsman

1991). Esta, por sua vez, localiza-se na mesma latitude que a Zona de Transferência de Florianópolis de Macedo (1990).

As transcorrências EW sinistrais parecem ter continuado em importante atividade durante o paleógeno e também na passagem deste para o Neógeno (Riccomini 1989, Riccomini & Vassiliou 1993, Salvador 1994, Riccomini 1995). Próximo à costa, o paleógeno foi caracterizado por regime extensivo NNW que originou a depressão original do Rift Continental do Sudeste (Riccomini 1989). No Maciço de Cananéia (87 a 83 Ma) são descritas falhas ENE e WNW sinistrais interpretadas como do Paleoceno-Eoceno (Riccomini 1995).

Deste modo, os dados disponíveis não permitem definir um período mais específico de atuação do evento $T\sigma 1NE$, sendo possível que campos de esforços semelhantes tenham atuado em diferentes episódios do Cretáceo, Paleógeno e mesmo na transição deste para o Neógeno.

Transcorrências NE dextral e NW sinistral do evento $T\sigma 1EW$

O evento $T\sigma 1EW$, provavelmente contemporâneo à deposição da Formação Rio Claro, do Neógeno, não foi caracterizado em nenhuma outra região, segundo os trabalhos disponíveis. Riccomini (1995), no entanto, menciona a presença de falhas de direções NW e NE, que indicam a presença de dois regimes transcorrentes, um mais antigo com esforço máximo $\sigma 1$ de orientação EW, e uma mais novo com $\sigma 1$ de direção NS. Na área de estudo foram identificadas as mesmas relações de superposição que indicam que o evento $T\sigma 1EW$ é anterior ao $T\sigma 1NS$.

O anticlinal de Pitanga de direção próxima a N10E, cuja origem Riccomini (1995) relaciona à formação de dobras *en-echelon* associadas a falhas NNW sinistrais, também seria compatível com o evento $T\sigma 1EW$, pois o esforço $\sigma 1$ para formá-lo estaria ao redor de N80W. É interessante notar que a Formação Rio Claro, junto à cidade homônima, ocorre somente a norte da estrutura de Pitanga e é delimitada por falhas NW e NE (Fig.9.16, ver capítulo 9) que sugerem atuação do evento $T\sigma 1EW$. Estes fatos corroboram as evidências encontradas na presente região de estudo que indicam que a deposição da Formação Rio Claro é contemporânea a este evento.

Eventos transcorrentes quaternários

Na região estudada foram determinados três eventos de provável idade quaternária e denominados, do mais antigo para o mais jovem, de $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$ e $T\sigma 1NNE$. Salvador (1994) também caracterizou três eventos quaternários na região do Vale do Paraíba do Sul. O mais antigo apresenta campo de esforços e regime tectônico semelhante ao evento $T\sigma 1NW$. O segundo mais jovem é de regime extensional com esforço mínimo principal subparalelo ao $\sigma 3$ do evento $T\sigma 1NS$. O evento mais jovem, considerado atual, no entanto, apresenta tanto

regime tectônico como orientação de esforços completamente distintos daqueles do evento $T\sigma 1NNE$. Isto poderia ser explicado pelo fato das duas regiões se localizarem em regiões geográficas e de relevo distintos. Nota-se que, na região entre a Bacia de Taubaté e o litoral norte, os campos de esforços indicados por dados geológicos, mecanismos focais e de fraturamento hidráulico apresentam orientação bastante dispersa (Assumpção *et al.* 1996) (Fig.5.10). Lima *et al.* (1996) considera que nas margens continentais fontes locais são os fatores determinantes dos esforços.

No interior do Estado de São Paulo, região de Marília, pavimentos de clastos de depósitos de provável idade quaternária apresentam-se seccionados por falhas normais de direção N20-27E, falhas NNW dextrais e falhas NE sinistrais (Riccomini 1995). Todas estas estruturas são compatíveis com o evento $T\sigma 1NNE$ aqui caracterizado.

8.7 O ÚLTIMO EVENTO $T\sigma 1NNE$ E O CAMPO DE ESFORÇOS ATUAL

A atuação de regimes tectônicos transcorrentes durante o Cenozóico está de acordo com o deduzido por modelos de distribuição de esforços para a América do Sul (Meijer 1995 e Coblenz & Richardson 1996, *apud* Assumpção 1997). Estes modelos preveem regimes compressivos na litosfera oceânica e transcorrentes na parte continental da Placa. Os resultados de inversões de mecanismos focais a partir de dados de terremotos também confirmam a presença de regimes transcorrentes em regiões distantes da costa (Assumpção 1997).

Dados de *breakouts* de seis poços, localizados mais para o interior da Bacia do Paraná (a cerca de 200 km a oeste da área estudada), indicam que o $SH_{m\acute{a}x}$ (esforço horizontal máximo) atual apresenta duas direções bastante discrepantes mesmo em locais próximos. Uma destas direções está ao redor de EW e a outra, NNE (N10-30E) (Lima *et al.* 1997). Os autores consideram que esta variação na orientação do campo de esforços atual é devida a efeitos locais que se superimpõem àqueles gerados pela migração da Placa Sul Americana para oeste.

A direção NNE, para uma parte dos SH_{max} determinados, corrobora o campo de esforços do evento mais recente $T\sigma 1NNE$ e sugere que ele também possa constituir o campo de esforços atual na região onde a presente área de estudo está inserida.

8.8 EVENTOS NEOTECTÔNICOS

O termo neotectônica se refere à qualquer tipo de deformação que teve início no passado e que tem vínculo com o regime tectônico e as deformações que ocorrem no presente e cujo limite inferior varia em função da evolução tectônica de cada local (ver capítulo 4). Para o Estado de São Paulo, tem sido proposto o Mioceno Superior, mais precisamente 10 Ma, como limite cronológico inferior (Salvador 1994, Hasui *et al.* 1995). Salvador (1994) considera que os três últimos eventos tectônicos que atuaram na região do vale do Paraíba do Sul, seriam de idade quaternária e neotectônicos. Anteriormente teria se depositado a Formação Pindamonhangaba, de idade provavelmente neogênica (Mancini 1995), durante calmaria tectônica. Hasui *et al.* (1995) consideram que a neotectônica teve início quando houve mudança de regime francamente extensivo para transcorrente, atualmente em vigor. Esta mudança foi tentativamente fixada pelos autores no Mioceno em função das últimas manifestações alcalinas (12 Ma), da história deposicional das bacias costeiras e da última manifestação diastrófica nos Andes.

Na região de estudo há sugestões de que os quatro últimos eventos tectônicos, de idade neogênica ($T\sigma 1EW$) e quaternária ($T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$ e $T\sigma 1NNE$) fazem parte de uma deformação progressiva vinculada à mesma causa motora, provavelmente relacionada à somatória de esforços gerados pela migração da Placa Sul America para oeste e esforços de origem local. Esta deformação progressiva é sugerida pelo seguintes fatos:

- Indo do evento mais antigo para o mais jovem observa-se que houve uma rotação horária do esforço máximo principal $\sigma 1$ que migrou de EW, para NW, NS e finalmente NNE.
- Dados coletados em alguns afloramentos também sugerem pulsos de atividade tectônica cujos campos de esforços apresentariam posições intermediárias com relação aos de eventos consecutivos. Isto foi melhor caracterizado para o evento $T\sigma 1NW$, como descrito no item 8.4.2.

Deste modo, a maior parte das estruturas teriam sido geradas durante momentos em que as tensões acumuladas ultrapassassem o limite de resistência das rochas e que corresponderiam aproximadamente à posição dos campos de esforços determinados para cada evento. Com base nesta deformação, possivelmente contínua, e na idade dos eventos, os quatro últimos eventos determinados são, tentativamente, considerados como neotectônicos.

CAPÍTULO 9

ANÁLISE DE LINEAMENTOS E DE ELEMENTOS DA GEOMORFOLOGIA

9.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são analisados os mapas de lineamentos elaborados, mapa de superfícies de base e mapa geomorfológico (este último de Pires Neto 1996). O objetivo é determinar as correlações existentes entre as direções estruturais cenozóicas, a evolução e distribuição do relevo, e a ocorrência da Formação Rio Claro.

9.2 PRINCIPAIS DIREÇÕES ESTRUTURAIS E SUA DISTRIBUIÇÃO

Com base nos mapas de lineamentos (regionais e de detalhe, Fig.9.1,9.2) foram determinadas as direções estruturais principais da região. Elas seriam, grosso modo, divididas em 4 grandes grupos, onde os vários *trends* são mencionados em ordem decrescente de importância:

- **EW** Na Bacia do Paraná e nas rochas pré-cambrianas: N75-90W, N80-90E.
- **NW** No Pré-Cambriano: N35-55W, com máximo em N40-50W. Na Bacia: N40-50W, com um pico secundário a N15-30W que foi identificado somente no mapa de lineamentos regionais.
- **NE** No Pré-Cambriano: N20-35E. Na Bacia: N25-40E.
- **NS** No Pré-Cambriano: NS a N10E. Na Bacia não é tão importante e está ao redor de NS a N5E no mapa de lineamentos regionais ou entre N5W e N5E, no de detalhe.

Os lineamentos são mais evidentes na área onde afloram as rochas pré-cambrianas, mas as feições principais passam claramente para a bacia mantendo o *trend* direcional. Os máximos ao redor de N20-25E, para os lineamentos NE, e os máximos N5E e N10E, para aqueles do grupo NS, são muito mais importantes no Pré-Cambriano do que na Bacia do Paraná, onde eles são secundários. Isto se deve ao fato da foliação gnáissica e milonítica (zonas de cisalhamento Campinas, Valinhos e outras menos proeminentes) serem paralelas a estas direções. Supõe-se que muitos dos planos paralelos àquelas foliações devam ter sido reativados nos eventos rúpteis subsequentes.

Apesar da grande extensão dos lineamentos, principalmente dos EW, eles parecem ser formados por faixas de fraturas pouco extensas e de rejeitos também curtos (como verificado em campo), possivelmente refletindo estruturas mais contínuas em profundidade.

Como foi visto no capítulo anterior, os dados de campo mostram que estas direções representam, principalmente, falhas transcorrentes onde, de modo geral, fraturas EW se

associam às NS e as NW às NE, constituindo, grosso modo, dois grandes grupos de pares conjugados. Além disto, todas estas direções foram ativas após o magmatismo da Formação Serra Geral uma vez que os eventos que as geraram, T_1 NE (mais antigo) a T_1 NNE (mais jovem), cortam os diabásios. Os quatro últimos eventos também foram ativos a partir do Neógeno e seccionam a Formação Rio Claro. A associação mencionada, entre as várias direções de lineamentos, forma padrões regulares e pode ser observada em alguns poucos locais do mapa de lineamentos regionais, como, por exemplo, a norte de Cosmópolis (direções NW e NE) e a oeste da mesma cidade (NS e EW-WNW). Em geral os padrões são obscurecidos pela superposição dos vários eventos, pelo menos na escala do mapa de lineamentos. Quando se desce ao nível da escala das fotos aéreas, principalmente a 1:25.000, é muito mais comum identificar os padrões de lineamentos característicos de cada um dos eventos tectônicos. A forma mais frequente deles se manifestarem é ao longo de drenagens.

Durante a elaboração do mapa de lineamentos de detalhe, estes foram subdivididos em vários grupos, cada um deles correspondendo a um intervalo de direções (Fig.9.3-9.8). Estes intervalos foram estabelecidos com base nas principais direções identificadas no campo de cada um dos eventos tectônicos pós-Formação Serra Geral. Os mapas que exibem estes intervalos separadamente mostram que:

- Todas as direções se distribuem por toda a área e passam do Pré-Cambriano para a Bacia sem alterações. Isto é particularmente notável para as direções NW e EW-WNW (Fig.9.3, 9.5), onde as faixas de maior continuidade são realçadas.
- A direção que apresenta maior densidade de lineamentos corresponde à NW (Fig.9.4), tanto na Bacia como no Pré-Cambriano. Em seguida vem a NE e a EW (Fig.9.4,9.5). É possível que isto se dê em função do azimute de iluminação solar das imagens Landsat, que está ao redor de 50°, provocando um realce da direção NW. Além disto, da imagem de radar foram traçados apenas lineamentos de direção NE e NW o que, somando-se àqueles das imagens Landsat, faria sobressair estas duas direções. Pelos dados de campo seria de se esperar que a direção mais frequente fosse a EW e NS, pois o evento mais expressivo da região consiste no T_1 NW.
- As direções ENE-EW e NS-NNW (Fig.9.6,9.7) são as únicas que apresentam densidades semelhantes de traços na Bacia e no Pré-Cambriano, sendo que a primeira chega a ocorrer com mais frequência na Bacia. As demais sempre são mais densas no Pré-Cambriano. A baixa densidade da direção NS-NNW no Pré-Cambriano poderia ser explicada pela tendência a reativar a direção NS-NNE (Fig.9.8), gerada previamente no evento T_1 NE, e subparalela à foliação gnáissica e milonítica, em alguns locais. Uma vez que a direção NNE é

Figura 9.4 Lineamentos de direcção NE (N20-60E) do mapa de lineamentos de detalhe.

Figura 9.5 Lineamentos de direcção EW-WNW (N70-90W) do mapa de lineamentos de detalhe.

Figura 9.8 Lineamentos de direcção NS-NNE (N5-20E) do mapa de lineamentos de detalhe.

próxima à NNW, previamente à geração de novas estruturas, grande parte da deformação seria acumulado por aqueles planos pré-existentes antes de serem geradas novas falhas.

O mapa de lineamentos de detalhe foi tratado pelo programa FRATURA, de Amaral (1996), onde a área foi subdividida em 110 células. Para cada uma delas foram calculadas: frequência, número, comprimento total e densidade de lineamentos, além da quantidade de intersecções entre os mesmos.

Os mapas resultantes (Fig.9.9-9.11), que são estreitamente correlacionáveis entre si, mostram que:

- A área pode ser subdividida em porções, com diferentes densidades de lineamentos, delimitadas por grandes linhas de direção WNW e NNE, sendo que os dois núcleos de densidades mais elevadas tem *trends* nitidamente NS.
- A superposição destes mapas com o de lineamentos regionais (Fig.9.1) mostra que os limites entre as áreas coincidem com grandes lineamentos, ou conjuntos de lineamentos, de direção Principalmente WNW. As áreas de densidade mais elevada, e que apresentam direção NS, correlacionam-se muito bem com os importantes lineamentos de mesma direção que ocorrem na região onde afloram as rochas pré-cambrianas.
- Os núcleos de direção NS, presentes no embasamento, são delimitados pelos grandes alinhamentos WNW. Esta configuração sugere a atuação do evento T₁1NW, onde aquelas duas direções correspondem a falhas dextrais (WNW) e sinistrais (NS). Isto corrobora os dados de campo onde se identificou que este evento, dentre os cenozóicos, foi o de atividade mais intensa.
- O limite NNE (aproximadamente N10-15E), entre as porções oriental e ocidental, corresponde, grosso modo, ao contato da Bacia do Paraná com o embasamento cristalino, e é uma somatória das direções NS, NNE, NE e NNW. As inflexões de direção NE são mais importantes na porção sudeste, e coincidem com a área de ocorrência das zonas de cisalhamento Campinas e Valinhos, de direção também NE.
- Parte das curvas de distribuição de densidades, na região da Bacia do Paraná, correlacionam-se a importantes lineamentos de direção NE. Isto ocorre nas porções oeste-setentrional e central da área.

9.3 AS PRINCIPAIS DIREÇÕES E OS TIPOS DE RELEVO

Mapas geomorfológicos foram elaborados, para a área de estudo, nas escalas 1:50.000, por Pires Neto *et al.* (1993) e Castro *et al.* (1995), e 1:250:000 por Pires Neto (1996) (Fig.9.12). Este

Figura 9.9. Mapa de isolinhas de número de lineamentos por célula elaborado com base no mapa de lineamentos de detalhe (figura 9.2). A área foi subdividida por 10 colunas e 11 linhas, gerando 110 células. Notar que o padrão das curvas indica discontinuidades coincidentes, em grande parte, com os lineamentos mais expressivos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.

Figura 9.10. Mapa de isolinhas de comprimento de lineamentos (km/célula) elaborado com base no mapa de lineamentos de detalhe (figura 9.2). A área foi subdividida por 10 colunas e 11 linhas gerando 110 células. Notar que o padrão das curvas indica discontinuidades coincidentes, em grande parte, com os lineamentos mais expressivos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.

Figura 9.11. Mapa de isolinhas de número de intersecções de lineamentos por célula elaborado com base no mapa de lineamentos de detalhe (figura 9.2). A área foi subdividida por 10 colunas e 11 linhas gerando 110 células. Notar que o padrão das curvas indica discontinuidades, em grande parte, coincidentes com os lineamentos mais expressivos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.

Mapa Geomorfológico

último é aqui utilizado para se avaliar a relação entre os elementos geomorfológicos e as principais direções estruturais identificadas.

A região é constituída das seguintes principais divisões de relevo: Serrania de Lindóia, dentro do Planalto Atlântico, Relevos Remanescentes e zonas de Contato e de Dissecação, dentro da Depressão Periférica (Tab. 9.1). Os relevos do Planalto Atlântico são predominantemente erosivos, onde a tendência ascensional parece ter predominado desde o Eocretáceo e com sedimentação terciária e quaternária subordinada (Pires Neto 1996).

Tabela 9.1. As principais divisões e os tipos de relevo para a área de estudo, segundo Pires Neto (1996).

Divisão do relevo	Tipos de relevo	Interpretação
Serrania de Lindóia	Morros e Montanhas, Morrotes e Morros	São resultado de profunda dissecação que ocorreu nos blocos com maior taxa de soerguimento relativo
	Morrotes de cimeira	Constituem remanescentes da superfície erosiva paleogênica
	Escarpas	São resultado da dissecação de antigas linhas de falha
Zona de Contato	Colinas e Morrotes, Morrotes, Morrotes dissecados, Morrotes paralelos e Morrotes pequenos	Associam-se ao evento erosivo que elaborou a superfície neogênica pois apresentam-se subniveados e desenvolvem-se ao longo dos principais rios, por vezes formando alvéolos. Trata-se de uma superfície erosiva remontante nos relevos mais elevados.
Relevos Remanescentes	Colinas amplas de topos sub-horizontais e colinas amplas	Com ou sem cobertura de depósitos cenozóicos, são remanescentes mais preservados da superfície erosiva que outrora subniveou a Zona do Médio Tietê, considerada de idade neogênica
	Colinas médias e amplas, colinas médias, colinas médias e pequenas	Podem representar remanescentes da superfície erosiva neogênica ou estágios iniciais de sua dissecação
Zona de Dissecação	Colinas pequenas e Colinas médias	Constituem relevos mais recentes resultantes de dissecação e destruição da superfície erosiva neogênica

Parte dos lineamentos de maior continuidade associam-se a várias feições geomorfológicas que seriam, principalmente: limites entre tipos de relevo, limites entre as divisões maiores de relevo, e alongamento ou orientação de faixas de distribuição de determinados tipos de relevo (Tab. 9.2 a,b).

Os lineamentos EW-ENE, na porção meridional da área são bastante longos e estão em continuidade com lineamentos de mesma direção do Pré-Cambriano, onde se paralelizam a

parte do relevo de Escarpas. Parecem controlar, junto com os de direção WNW e NS, a frente de dissecação do Rio Capivari.

Dentro da Zona de Contato, os relevos mais acidentados (Morros e morrotes e Colinas e morrotes, a sul de Jaguariúna e Pedreira) coincidem com uma faixa de maior densidade de lineamentos de direção N40W e também de lineamentos EW (WNW).

Tabela 9.2. Associação entre direções de lineamentos e feições geomorfológicas.

a. No Planalto Atlântico

Direção do lineamento	Feições geomorfológicas associadas
NS a NS/NNE	Relevo de Escarpas alongado segundo a direção NS Contato entre tipos de relevo: MMT e Mp, Mp e Md, MT e Ca, Mc e Ca (NS/NNW)
NNE	Contato entre Planalto Atlântico e o Zona de Transição (porção central) e, em parte, desta com a Depressão Periférica Alongamento do relevo Mp que coincide com a ZCValinhos
NE	Limite entre Planalto Atlântico e Zona de Transição (porção setentrional) Contato entre os relevos MMTp e CMT, Ed e MT, Md e CMT
NW (N30-40W)	Contato entre os relevos Mß e Cma, MMT e CMT

b. Na Depressão Periférica

Direção do lineamento	Feições geomorfológicas associadas
EW	Alongamento e limite da Zona de Dissecação com a Zona de Relevos Remanescentes (ou de preservação da superfície neogênica)
ENE	Limite norte entre os relevos Cm e Cp da Zona de Dissecação do Rio Capivari
NE (N30-40E)	Distribuição do relevo de colinas pequenas, na porção ocidental, segundo uma faixa que vai de um extremo ao outro da área, desde a oeste de Hortolândia até leste de Artur Nogueira
WNW	Limite e alongamento de colinas pequenas Limite norte da porção alargada da planície fluvial (alvéolo) do Rio Atibaia Configuração, junto com os lineamentos NS, da Zona de Dissecação de Cosmópolis
NW	Alongamento e limites das colinas pequenas a norte e a sul da represa de Salto Grande, a norte do Rio Jaguari e de Hortolândia Contato entre os relevos Mß e Cath
NS-NNW	Limite ocidental (jusante) dos alvéolos dos rios Atibaia e Jaguari Limite ocidental das colinas médias da Zona de Dissecação do Rio Capivari
NNW	Alongamento das colinas médias e pequenas de Holambra

MMT. Morros e morrotes, Mp. Morros paralelos, Md. Morros dissecados, MT. Morrotes, MMTp. Morros e Morrotes paralelos, Ed. Escarpas dissecadas, CMT. Colinas e Morrotes, Mß. Morros colinosos, Ca. Colinas amplas, Cath. Colinas amplas de topos horizontais, Cma. Colinas médias a amplas, Cm. Colinas médias, Cp. Colinas pequenas.

Perto do limite ocidental da Zona de Contato, os contatos das colinas médias e amplas com as colinas amplas e, mais a norte, das colinas amplas com as colinas de topos horizontalizados constituem um alinhamento de direção aproximadamente NS. No entanto, não foi

identificado, nenhum lineamento, ou grupo de lineamentos, desta direção que esteja próximo a esta feição.

Os lineamentos NS parecem ser bem mais importantes na área onde afloram as rochas pré-cambrianas, associando-se claramente aos relevos de escarpas na porção meridional. Pires Neto (1996) considera que este tipo de relevo seria resultado de dissecação ao longo de antigas linhas de falha (Tab. 9.1), no entanto várias evidências sugerem que estas linhas tenham sido ativas durante o Cenozóico. São elas: (1) as direções NS e EW, paralelas às escarpas, constituem direções geradas/reactivadas no evento T₀INW que teve marcante atuação durante o Cenozóico; e (2) os lineamentos NS, em continuidade com as escarpas, coincidem com grandes descontinuidades do mapa de superfícies de base, como será visto a seguir.

9.4 RELAÇÕES ENTRE O MAPA DE SUPERFÍCIES DE BASE, GEOMORFOLOGIA E LINEAMENTOS

O mapa de superfícies de base foi subdividido em três domínios (Fig.9.13).

O domínio sudeste, que se localiza em grande parte na Serrania de Lindóia (Planalto Atlântico) e parcialmente na Zona de Contato (Fig.9.12), apresenta isolinhas próximas entre si e com valores que variam de 660 a 860 m. O domínio centro-norte abrange a porção norte da Serrania de Lindóia, parte da Zona de Contato e faixa adjacente dos Relevos Remanescentes e, também, parte da Zona de Dissecação do Rio Capivari. As isolinhas são medianamente espaçadas e variam de 600 a 680 m. O domínio ocidental abrange principalmente os Relevos Remanescentes e parte das Zonas de Dissecação do Rio Capivari e de Cosmópolis. O limite com o domínio centro-norte é dado pela isolinha de 600 m. As isolinhas apresentam grande espaçamento e variam de 560 a 600 m.

A distribuição das curvas indica descontinuidades fortemente correlacionáveis aos grandes lineamentos. Aqueles de direção NS são mais expressivos nos domínios sudeste e centro-norte, onde afloram as rochas pré-cambrianas. Os de direção EW-WNW atravessam todos os domínios e mostram-se bastante contínuos, assim como parte dos NW. Os de direção NE são mais importantes na porção oriental da área, onde a foliação gnáissica e milonítica lhe são subparalelas.

Figura 9.13 Mapa de superfícies de base sugerindo descontinuidades fortemente correlacionáveis aos grandes lineamentos (traços pretos). Os eixos horizontal e vertical mostram as coordenadas UTM. A escala vertical corresponde às altitudes das curvas.

9.5 GEOMORFOLOGIA, LINEAMENTOS E OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO RIO CLARO

Os depósitos da Formação Rio Claro associam-se principalmente a colinas amplas, colinas de topos sub-horizontais e colinas médias e amplas dos Relevos Remanescentes, mapeados por Pires Neto (1996) dentro da Depressão Periférica, em altitudes que correspondem ao nível planáltico Bd de Melo (1995) (Fig.9.14). Muito subordinadamente, e sob a forma de pequenos corpos, aquela formação também ocorre nos relevos de colinas e morrotes e de morrotes e morros da Zona de Contato, de Pires Neto (1996), e cujas altitudes os situam no nível Planáltico B (Melo 1995). Para os autores citados estes relevos e níveis planálticos representam a Superfície Neogênica.

Dentro do nível planáltico Bd (onde ocorrem as colinas amplas e colinas de topos sub-horizontais) a Formação Rio Claro restringe-se a uma faixa alongada de direção N45-50E, à qual se subparalelizam alguns dos lineamentos mais contínuos (Fig.9.15). Além disto, esta faixa é segmentada por porções alongadas, de direção N50-55W, marcadas ocasionalmente por lineamentos subparalelos, onde os depósitos da formação se ausentam. Esta forma de ocorrência sugere que a deposição, durante o Neógeno, tenha sido controlada por estruturas NE e, possivelmente, NW, cujos *trends* sugerem que se relacionem ao evento T₀1EW. Isto corrobora os dados de campo que indicam que estruturas geradas neste evento são contemporâneas à sedimentação da formação.

É interessante notar que nas proximidades da cidade de Rio Claro, a área de ocorrência da formação é delimitada a sul por lineamentos N45E e N55W (Melo 1995) (Fig.9.16), sugerindo as mesmas relações tectônicas aqui identificadas. Além disto, Melo (1995) menciona que os depósitos situam-se em bloco rebaixado e que as falhas que o delimitam teriam sofrido possíveis movimentações verticais no Neógeno. Este bloco coincide com o diedro em expansão para o evento T₀1EW, o que estaria de acordo com o seu campo de esforços.

Figura 9.15. Ocorrência da Formação Rio Claro na área de estudo, segundo uma faixa alongada de direção ao redor de N45-50E, à qual se subparalelizam importantes lineamentos (em vermelho). Esta faixa é segmentada por porções, onde a formação se ausenta, grosseiramente paralelas a lineamentos de direção N50-55W.

CAPÍTULO 10

ANÁLISE DA PRODUÇÃO DOS POÇOS DA ÁREA DE ESTUDO

10.1 A ÁREA DE ESTUDO E OS DADOS DISPONÍVEIS

A presente análise foi realizada para 434 poços localizados no município de Campinas e áreas adjacentes dos municípios de Hortolândia e Paulínia (Desenho 3).

Os dados utilizados foram coletados durante extensivo cadastramento de poços tubulares profundos pela equipe de hidrogeologia do Instituto Geológico-SMA nos municípios de Campinas, Jaguariúna, Holambra, Cosmópolis, Americana, Nova Odessa, Sumaré, Hortolândia, e Paulínia. O cadastro pode ser encontrado em Hassuda *et al.* (1993) e Oda *et al.* (1995). Junto com outras informações, tais como mapas topográficos, geológicos e de lineamentos estruturais, Hassuda *et al.* (1993) e Oda *et al.* (1995) caracterizaram a geometria dos sistemas aquíferos e o fluxo das águas subterrâneas; delimitaram áreas mais vulneráveis à contaminação; diagnosticaram os aspectos construtivos dos poços e os principais tipos de uso da água subterrânea; e também analisaram a disponibilidade deste recurso e a forma mais adequada de explorá-lo. Mais recentemente, estes aspectos foram sintetizados por Yoshinaga (1996) para a região da Grande Campinas.

No cadastro constam cerca de 1400 poços, dos quais 1110 possuem descrição da seção geológica. Do montante total, aproximadamente 490 atravessam rochas cristalinas (granitos, gnaisses e diabásio) e 530, rochas sedimentares. Muitos exploram tanto rochas cristalinas como sedimentares.

Durante o cadastramento, os poços foram locados em folhas 1:10.000 e em seguida transferidos para um mapa final 1:50.000. Os dados, que geralmente acompanham as suas descrições e que estão registrados em fichas padrão e em arquivo dBase (criado pelo geólogo Geraldo Oda), são: nível d'água, vazão, capacidade específica, perfil geológico, aspectos construtivos (profundidade, tubo de revestimento, filtros, equipamento de bombeamento e proteção sanitária), uso a que se destina e tempo de funcionamento.

Os valores de produção de água subterrânea na área, de um modo geral, são baixos variando de 0,0009 a 16 m³/h/m, com mediana de 0,12 m³/h/m. No entanto, o amplo predomínio de rochas com baixa porosidade primária efetiva (rochas sedimentares preferencialmente de granulação fina e pobremente selecionadas, diabásios, granitos e gnaisses), é favorável para se testar a influência do cenário tectônico na produção dos poços de água subterrânea na área, o que constitui um dos principais objetivos desta pesquisa.

Apesar de serem disponíveis dados para cerca de 1400 poços, optou-se por analisar somente 434 pois foram selecionadas áreas onde o fator "fraturas" é potencialmente o principal controlador da circulação de água subterrânea. Estas áreas correspondem a: (1) regiões onde afloram as rochas pré-cambrianas, bem como à borda da Bacia do Paraná, onde a espessura de rochas sedimentares é menor; (2) porções de ocorrência de diabásios; e (3) regiões onde predominam rochas de textura fina do Grupo Itararé. Além disto o parâmetro de produção utilizado, capacidade específica (Q/s), é disponível apenas para cerca da metade dos poços. A distribuição dos poços analisados, bem como a variação de Q/s, podem ser observados na figura 10.1.

Como já foi visto no item 6.2.3, os fatores que tem sido tradicionalmente considerados como os principais controladores da variabilidade da produção de poços em aquíferos fraturados são: proximidade a lineamentos, litologia explorada, espessura de manto inconsolidado saturado, compartimento topográfico, e aspectos construtivos dos poços tais como a profundidade.

Em algumas regiões, onde a evapotranspiração supera a precipitação, o clima pode constituir um fator limitante da disponibilidade de água, pois existe baixa recarga. A área analisada, ao contrário de parte da região nordeste do Brasil, não apresenta este problema. Por este motivo, e também por não se pretender avaliar as reservas ou recursos exploráveis de água subterrânea, a questão climática não foi aqui considerada.

No presente estudo a análise efetuada utilizou duas abordagens. Uma tradicional, onde os fatores considerados acima são avaliados de uma forma regional para a área como um todo; e outra, inédita, onde se consideram pequenas áreas e os eventos tectônicos rúpteis mais atuantes nas mesmas e que foi denominada de análise de domínios tectônicos.

Nos próximos itens apresenta-se o significado e vantagens de se utilizar o parâmetro capacidade específica na análise, e em seguida os resultados obtidos na abordagem tradicional e na de domínios tectônicos.

10.2 PARÂMETRO DE PRODUÇÃO UTILIZADO NA ANÁLISE

O parâmetro utilizado para avaliar a produção dos poços, com relação aos fatores controladores descritos no item 6.3, foi a capacidade específica (Q/s), que corresponde à vazão explorável dividida pelo rebaixamento provocado. Para um meio de porosidade primária, a relação entre a capacidade específica de um poço e a transmissividade local é descrita pela equação de Theis, segundo unidades americanas (galões por minuto e pés):

$$\frac{Q}{s} = \frac{T}{264 \log(Tt / 1,87 r_w^2 S) - 65,5} \quad (\text{eq. 9.1})$$

Figura 10.1 Localização dos poços analisados e sua classificação segundo intervalos distintos de capacidade específica (Q/s). Os eixos horizontal e vertical representam as coordenadas UTM.

Capacidade específica
($m^3/h/m$)

- 0.00 to 0.03
- 0.03 to 0.10
- 0.10 to 0.50
- 0.50 to 16.00

Onde T é transmissividade, S coeficiente de armazenamento, t a duração do bombeamento e r_w o raio efetivo do poço.

A equação de Theis foi desenvolvida para as condições onde o poço é totalmente penetrante em aquífero confinado, lateralmente infinito e constituído por um meio poroso isotrópico e homogêneo. Estas condições obviamente não são satisfeitas em aquíferos fraturados, mas a equação está sendo utilizada como uma referência, onde se assume o equivalente poroso de um meio fraturado.

Assim sendo, nota-se que o parâmetro que exerce controle maior sobre o valor da capacidade específica é a transmissividade. Esta, por sua vez, em aquíferos fraturados, pode ser dada pela seguinte fórmula, já citada no item 6.3.1 (Novakowski 1995):

$$T = \frac{\rho \cdot g}{12\mu} (2b)^3 \quad (\text{Eq. 6.2})$$

onde ρ e μ são a densidade e viscosidade da água, g a aceleração da gravidade e $2b$ é a somatória das aberturas das fraturas individuais atravessadas por um poço.

Assim, Q/s , em aquíferos fraturados, é controlada principalmente pela abertura total de fraturas atravessadas pelo poço. Desta forma a litologia vai exercer apenas papel indireto, no sentido de que suas propriedades reológicas exercem influência sobre a geometria e densidade do fraturamento. Os outros parâmetros, tais como tempo de bombeamento, raio do poço e coeficiente de armazenamento, exercem influência menor (pelo fato da equação utilizar o logaritmo dos valores dos mesmos) e inversamente proporcional.

Além das imprecisões introduzidas pela heterogeneidade e penetração parcial no aquífero, o parâmetro Q/s ainda é susceptível a fenômenos de perda de carga do poço e do aquífero e ao equipamento e tempo de bombeamento. Devido a estes fatores, as transmissividades calculadas a partir da capacidade específica representam valores pessimistas de ordens de grandeza (Silva 1984).

Também tem sido observada uma tendência à redução de Q/s com a profundidade, sendo que os maiores valores concentram-se numa faixa entre 40 e 90m. Isto está de acordo com a constatação feita em vários estudos de que as fraturas mais produtoras, ou entradas de água, tendem a se localizar mais próximo à superfície.

Apesar das fontes de erro na sua determinação, este parâmetro tem sido largamente utilizado, quando disponível, (Parizek & Siddiqui 1971, Costa 1986, Bertachini 1987, Menegasse 1991, Knopman & Hollyday 1993, Chilton & Foster 1995) e é considerado indicador mais seguro da produção potencial de um poço quando comparado com a vazão.

Silva (1984), bem como outros autores, utiliza como parâmetro de avaliação Q/s /penetração útil (espessura saturada penetrada pelo poço) para que os dados reflitam o efeito de

penetração parcial do poço no aquífero. Este parâmetro seria da mesma ordem de grandeza que a permeabilidade (Custódio & Llamas 1981). Costa (1986), por outro lado considera que esta relação varia muito com a profundidade, sendo direta até acima da entrada de água principal. A partir daí passa a ser constante e depois inversa. Por este motivo a utilização daquela relação seria mais adequada para aquíferos porosos, para os quais foi originalmente definida.

Neste estudo optou-se por não utilizar a capacidade específica/espessura de aquífero saturado penetrado pois, como exposto acima, as imprecisões introduzidas seriam ainda maiores que as já existentes para a Q/s em si.

A unidade utilizada é " $m^3/h/m$ " pois, apesar de não corresponder ao Sistema Internacional de unidades, é a mais comumente utilizada pelos hidrogeólogos brasileiros.

10.3 ANÁLISE DA PRODUÇÃO: ABORDAGEM REGIONAL

Esta abordagem é semelhante às encontradas na literatura disponível e analisada no capítulo 6, onde, para regiões relativamente grandes, estudam-se conjuntos de poços sem se considerar a evolução tectônica local.

Os fatores aqui avaliados correspondem a: proximidade a lineamentos, tipos litológicos, espessura de manto inconsolidado saturado, compartimento topográfico e aspectos construtivos, tais como profundidade. Os fatores foram avaliados com a elaboração de gráficos que relacionam capacidade específica Q/s com categorias diferentes de poços classificados de acordo com o fator que está sendo analisado.

10.3.1 Lineamentos

A questão da correspondência entre lineamentos e fraturas

Devido aos custos e dificuldades envolvidos na avaliação da influência que as fraturas exercem sobre a circulação de água, as análises regionais tem se valido da interpretação de lineamentos, em fotos aéreas e imagens, e do posicionamento dos poços com relação aos mesmos. Neste estudo, os poços foram divididos em duas categorias: aqueles a uma distância menor que 70 m da feição, mais provavelmente sob a influência das estruturas representadas pelos lineamentos; e aqueles a uma distância maior que a citada e, presumivelmente, sob menor influência das estruturas de subsuperfície. Isto foi estabelecido com base nos dados de campo onde se observou que faixas intensamente fraturadas podem chegar a ter mais de 50 m de largura. Este fato também foi observado, em diversos tipos de rochas, por outros autores (Tab. 6.3).

Esta avaliação envolve duas questões principais: se existe correspondência entre lineamentos e fraturas, e se o poço realmente está explorando a estrutura refletida pelo lineamento na superfície.

Pode-se assumir, a princípio, que os lineamentos identificados em fotos e imagens correspondam a algum tipo de estrutura: fraturas no caso de diabásios, rochas sedimentares e granitos maciços; e fraturas ou foliações no caso de rochas gnáissicas. No caso de fraturas, espera-se que em subsuperfície ocorra uma faixa de descontinuidades cuja densidade é maior que nas vizinhanças (Fig.6.4). Traços retilíneos e mais contínuos tendem a corresponder a falhas ou faixas de adensamento de fraturas, uma vez que foliações apresentam traçados mais curvos ou em dobras. Na região de estudo, os principais eventos tectônicos pós-diabásios, tem caráter transcorrente. Devido a isto, a maior parte das fraturas associadas apresenta mergulhos elevados (70 a 90°), podendo-se esperar que elas se manifestem como traços retos na superfície. De fato, observou-se uma correlação muito estreita entre os principais *trends* de fraturas medidas no campo, relativos aos eventos posteriores ao magmatismo Serra Geral, e os de lineamentos, como descritos no capítulo 8 e 9. Os mergulhos elevados também fazem com que a melhor forma de local poços seja exatamente sobre o lineamento, já que obras de captação a distâncias relativamente pequenas podem acabar não interceptando as fraturas.

Assim sendo os poços locados em lineamentos, ou imediatamente nas proximidades, podem estar em duas situações:

(1) O perfil do poço atravessa a estrutura que se manifesta sob a forma de lineamento na superfície. No caso de se tratar de uma zona de fratura, as características que controlam a maior ou menor circulação de água são a sua abertura, densidade e conectividade. A abertura das fraturas é determinada pelo mecanismo de formação, cisalhamento ou tração, intensidade dos esforços associados ao evento tectônico gerador e superposição dos eventos. Este aspecto é discutido mais à frente, no item 10.4.1.

A densidade e, em parte, conectividade das fraturas vão depender da intensidade com que os eventos atuaram e das características reológicas dos tipos litológicos afetados.

(2) Na segunda situação, poços junto a lineamentos podem não explorar fraturas pelo fato da zona fraturada ser estreita e o poço estar locado fora dela apesar de próximo ao lineamento. Neste caso a produção vai estar condicionada a: (1) presença de camadas permeáveis e saturadas no manto inconsolidado; (2) compartimento topográfico, que exerce controle sobre a disponibilidade de água; (3) porosidade primária efetiva, no caso de rochas sedimentares, e (4) fraturas de baixo ângulo ou contatos litológicos permeáveis. Esta situação é muito difícil de ser avaliada regionalmente e por isto será considerada no próximo item (10.4.3) onde se analisam as características de cada poço em pequenas áreas selecionadas.

Os poços locados fora de lineamentos podem estar em duas situações:

(1) Não exploram fraturas.

(2) Exploram fraturas, no entanto alguns fatores, tais como cobertura superficial e relevos planos, não permitem a sua manifestação na forma de lineamentos. É possível ainda que explorem fraturas, ou outras descontinuidades, tais como contatos litológicos, de baixo a médio ângulo de mergulho, que são de difícil identificação em superfície.

Lineamentos e variação da capacidade específica

As figuras 10.2, 10.3 e 10.4 mostram que:

- Os poços locados em lineamentos, independentemente do aquífero explorado, tendem a ser mais produtivos (Fig.10.2). No entanto o intervalo de variação da produção é amplo e inclui baixíssimos valores de capacidade específica (Q/s). Os valores mais baixos podem ser devidos ao fato de parte dos poços explorarem fraturas de cisalhamento, de pouca abertura e baixa densidade e conectividade. Também existe a possibilidade do poço não atravessar fraturas e estar explorando apenas a água do manto. Para os poços locados em lineamentos, nota-se que existem dois pequenos "saltos" na curva de Q/s . Um está ao redor de $0,2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ e outro a $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, sendo particularmente visível a mudança na inclinação da curva a partir do valor de $1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Isto ocorre tanto no Planalto Atlântico como na Depressão Periférica (Fig.10.3, 10.4). Variações súbitas de condutividade hidráulica, em rochas de porosidade secundária, estão comumente associadas à presença e a mudanças nas características das fraturas, tais como densidade e abertura. Como é demonstrado pela lei cúbica (equação 6.3), é possível que a variação da abertura seja um fator preponderante no controle das mudanças mais rápidas de Q/s ("saltos") nas curvas dos gráficos das figuras 10.2, 10.3 e 10.4.
- A capacidade específica dos poços não associados a lineamentos da Depressão Periférica podem alcançar valores mais elevados que os do Planalto Atlântico (Fig.10.3, 10.4). Isto se deve ao fato de na Depressão Periférica estarem presentes rochas sedimentares, do Grupo Itararé, com intercalação de pacotes arenosos. Além disto, devido aos relevos mais suaves, é provável que parte das fraturas não se manifestem em superfície como lineamentos, obscurecendo assim a relação dos poços com as estruturas.
- Para os valores mais baixos de produção, a diferença entre poços associados a lineamentos e os não associados não é tão acentuada. Isto é particularmente marcado para aqueles localizados no Planalto Atlântico (Fig.10.4). A diferença começa a ficar mais acentuada a partir do valor de $0,2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, acima do qual se encontram cerca de 40% dos poços associados a lineamentos (Fig.10.2).

Figura 10.2. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para poços próximos ou distantes de lineamentos.

Características de lineamentos tais como comprimento, grau de definição (bem e mal definidos) e direção também foram considerados. O comprimento e grau de definição foram estudados apenas para os poços associados a apenas um lineamento, para evitar influências exercidas pela associação a mais de uma feição.

Lineamentos bem definidos são aqueles constituídos por traços retos de elementos de relevo bem marcados, tais como linhas de drenagem, escarpas e cristas, ao passo que os mal definidos, em geral, correspondem a traços mais tênues de drenagens ou sulcos pouco marcados e/ou de suaves variações tonais.

Nota-se que poços associados a lineamentos maiores que 250 m e bem definidos são ligeiramente mais produtivos que aqueles junto a lineamentos menores e mal definidos (Fig.10.5, 10.6). Observa-se que isto ocorre somente para o intervalo de Q/s maior que $0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. No entanto, a figura 10.7 mostra que praticamente não existe correlação entre comprimento e definição de lineamentos, por um lado, e Q/s , por outro.

Quanto à direção de lineamentos, também é bastante evidente que não existe correlação clara entre este fator e Q/s (Fig.10.8), quando se analisa a área como um todo.

Figura 10.3. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica para poços localizados na Depressão Periférica e classificados em distantes ou próximos a lineamentos.

Figura 10.4. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica para poços localizados no Planalto Atlântico e classificados em distantes ou próximos a lineamentos.

Figura 10.5. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para os poços associados a lineamentos menores ou maiores que 250 m.

Figura 10.6. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica para poços associados a lineamento mal ou bem definido. Foram considerados somente os poços associados a um único lineamento.

Figura 10.7. Relação entre capacidade específica e o comprimento dos lineamentos aos quais os poços se associam. Foram considerados apenas os poços associados a um único lineamento, o qual foi classificado em bem ou mal definido.

Figura 10.8. Relação entre a capacidade específica dos poços e o azimute dos lineamentos aos quais estes se associam. No caso do poço estar associado a mais de um lineamento foi considerada somente a direção daquele mais próximo.

Um fator que parece ser mais efetivo no controle da produção é o número de lineamentos aos quais o poço está próximo (Fig. 10.8, 10.9). Existe uma diferença bastante significativa entre os poços associados a 1 ou 2 lineamentos e aqueles associados a 3 lineamentos, quando se consideram todos os poços da área (Fig.10.9). A produção para poços junto a 3 lineamentos varia de 0,02 a 16 m³/h/m, com mediana de 0,45 m³/h/m, enquanto para os demais casos a variação vai de 0,001 a 10 m³/h/m, com uma mediana ao redor de 0,15 m³/h/m. Quando se analisam somente gnaisses e granitos nota-se que os poços em 2 lineamentos, apesar de terem produções bastante variáveis, apresentam diferença um pouco mais pronunciada com relação aos poços em um único lineamento (Fig.10.10).

Apesar das diferenças ressaltadas acima, é importante verificar que a quantidade de poços em 3 lineamentos é bem mais reduzida, e portanto, estatisticamente, esta avaliação não é tão segura.

10.3.2 Tipos litológicos

A área é constituída por uma grande variedade de tipos litológicos que vão desde rochas pré-cambrianas até depósitos cenozóicos como já foi descrito no capítulo 7.

Em função do tipo de descrição disponível para os perfis litológicos dos poços, as rochas foram agrupadas, para efeito desta análise, da seguinte forma: (1) gnaisses e granitos pré-cambrianos; (2) rochas texturalmente finas ou imaturas do Grupo Itararé; (3) rochas de textura arenosa, fina, média ou grossa e conglomerados do Grupo Itararé; e (4) diabásios.

As rochas pré-cambrianas foram agrupadas em uma única categoria pois, além de apenas uma pequena minoria das descrições dos perfis dos poços permitir distinção entre os tipos litológicos, existem poucas diferenças entre eles quanto às características condutoras.

As rochas sedimentares texturalmente finas ou imaturas, do Grupo Itararé, são descritas, pelos perfis dos poços, como lamito arenoso, arenito lamítico/argiloso, argilito ou siltito e correspondem, pelo menos em parte, aos lamitos com seixos, ritmitos e arenitos muito finos que afloram na área.

Dentre os depósitos cenozóicos mapeados, os únicos que apresentam importância hidrogeológica são a Formação Rio Claro e os aluviões. A partir das descrições litológicas disponíveis para os poços, não é possível distinguir entre estes depósitos e o Grupo Itararé ou seus produtos de alteração. No que diz respeito à Formação Rio Claro, esta distinção tem sido tentativamente feita através da consideração do mapa geológico e da descrição dos afloramentos. Considerando-se a variação dos níveis estáticos e as espessuras desta formação, que não ultrapassam os 40 m, deduz-se que boa parte destes depósitos está na porção não

Figura 10.9. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços situados junto a um, dois ou três lineamentos. Foram considerados todos os poços da área que se situam próximos a lineamentos.

Figura 10.10. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços situados junto a um, dois ou três lineamentos. Foram considerados apenas os poços que exploram gnaisses e granitos.

saturada, como se observa em vários afloramentos. Além disto, na região de Paulínia, onde ocorrem suas maiores espessuras e continuidade lateral, a porção basal, mais frequentemente saturada, é constituída de materiais argilosos e de baixa permeabilidade. Conclui-se, portanto, que esta unidade pode apresentar importância apenas localizada como aquífero. Apesar disto, as porções arenosas e mais permeáveis de todos os depósitos cenozóicos desempenham papel importante na recarga das unidades subjacentes, pois podem incrementar a infiltração da água pluvial.

Os poços que exploram uma combinação de rochas pré-cambrianas e/ou sedimentares e/ou diabásios, cerca de 19% do total, foram denominados de mistos.

As figuras 10.11 a 10.17 mostram que:

- A associação a lineamentos, é mais efetiva no controle da produção de rochas mais rúpteis, p.ex. diabásios e gnaisses, e menos efetiva para as rochas sedimentares (Fig.10.11 a 10.16). Estas últimas devem suas características mais condutoras às camadas arenosas e, possivelmente, à circulação de água segundo os planos de acamamento. Devido a isto os valores de Q/s para o intervalo inferior de produção mantem-se sempre mais elevados que para as rochas cristalinas, onde a condutividade hidráulica, depende quase exclusivamente da presença de fraturas transmissoras de água.
- Quando se consideram os poços distantes de lineamentos (Fig.10.11), os que exploram o Grupo Itararé apresentam maiores produções, uma amplitude de variação menor, e medianas maiores. No caso dos poços próximos a lineamentos (Fig.10.12), nota-se que o Grupo Itararé não apresenta valores de Q/s menores que $0,015 \text{ m}^3/\text{h/m}$, enquanto que as rochas cristalinas chegam a atingir valores inferiores a $0,001 \text{ m}^3/\text{h/m}$.
- Poços que exploram apenas diabásios (Fig.10.12, 10.15), quando próximos a lineamentos, são os que apresentam os valores mais extremados de produção, ou seja, ou muito baixos ou os mais elevados. Quando distantes de lineamentos (Graf 10.11, 10.15), são os menos produtivos. Isto deve resultar do fato dos diabásios não fraturados serem as rochas mais compactas da região pois não apresentam nenhum tipo de descontinuidade, tais como contatos litológicos, foliações ou bandamentos. Por outro lado, quando deformados suas características reológicas induzem à formação de fraturas de superfícies planas, pouco rugosas e de grande continuidade permitindo uma boa circulação de água. Estas características foram observadas em afloramentos (Foto 10.1).

Figura 10.11. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços distantes de lineamentos e classificados de acordo com o perfil litológico.

Figura 10.12. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços próximos a lineamentos e classificados de acordo com o perfil litológico.

Figuras 10.13 a 10.16. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para poços que exploram gnaisses e granitos (10.13), o Grupo Itararé (10.14), diabásios (10.15) ou uma combinação dos anteriores (poços mistos, 10.16). Em todos os gráficos os poços foram classificados em próximos e distantes de lineamentos (em e fora de lineamentos, respectivamente).

- Os poços mistos (Fig.10.16), quando distantes de lineamentos, comportam-se de modo semelhante aos gnaisses (Fig.10.11), ou ainda menos produtivos na parte inferior do intervalo de variação da produção. Quando junto a lineamentos apresentam essencialmente a mesma variabilidade que os gnaisses/granitos e diabásios. Estes dois fatos sugerem que os contatos litológicos sub-horizontais ou inclinados, e que em geral não ocorrem na superfície como lineamentos, não constituem fator por si só importante para a circulação de água.
- Em poços que exploram somente o Grupo Itararé, não existe correlação entre quantidade de arenito no perfil litológico do poço e a sua produção (Fig.10.17). Isto pode ser atribuído a variabilidades texturais nos arenitos que não constam das descrições dos perfis litológicos dos poços. Em afloramentos observou-se que os arenitos apresentam quantidades muito variáveis de matriz argilosa. Adicionalmente, devem exercer influência a continuidade lateral e vertical e a associação tridimensional das suas facies. Nota-se ainda que, dentre os sete poços com Q/s acima de $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, seis estão localizados em lineamentos. Isto sugere que a variação de $0,15$ a $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, seja devida à variação na condutividade hidráulica das diferentes facies litológicas do Grupo Itararé, enquanto que valores mais elevados estariam associados mais provavelmente a fraturas mais condutoras.

Figura 10.17. Relação entre a espessura total de arenitos explorados (porções do perfis dos poços sem revestimento ou com filtros e abaixo do nível d'água) e a capacidade específica (Q/s).

10.3.3 Manto inconsolidado

Uma vez que a distinção entre materiais de intemperismo *in situ*, por um lado, e materiais sedimentares pedogeneizados e/ou de coluvionamento, que recobrem as rochas do embasamento pré-cambriano, Grupo Itararé ou diabásios, por outro, é, muitas vezes, difícil de ser feita, foi adotado aqui, o termo manto inconsolidado, por ser mais genérico, em oposição a manto de intemperismo, como já citado no item 6.3.2.

O manto inconsolidado é analisado apenas para os poços que captam água de rochas cristalinas pois, no caso da exploração de rochas sedimentares, seria muito difícil separar a contribuição destas daquela relacionada ao manto. Além disto, este é mais frequentemente explorado por poços que atravessam rochas cristalinas (gnáisses, granitos e diabásios). Nos poços do Grupo Itararé a porção de materiais superficiais encontra-se, em geral, revestida por tubo liso. Isto deve decorrer do fato de as companhias perfuradoras, ao encontrarem produções adequadas, preferirem não explorar os materiais mais superficiais. Esta prática é realizada no sentido de evitar problemas de contaminação.

O fator aqui analisado corresponde à espessura de manto inconsolidado saturado explorado, que foi determinado a partir dos dados de nível estático e de descrição dos perfis litológico e construtivo (tubos de revestimento), do cadastro de poços. Estes dados, em conjunto, são disponíveis para 149 poços que atravessam as rochas cristalinas. Dentre eles 87 poços não exploram manto inconsolidado, e 62 o exploram.

A porção mais captada do manto corresponde à rocha alterada ou semi-alterada, com 73% dos casos, a qual constitui a porção mais permeável do manto de alteração. Em segundo lugar, com 15%, vem as camadas pouco espessas de arenitos do Grupo Itararé, que recobrem as rochas gnáissicas ou diabásios, principalmente nas porções limítrofes entre a área de afloramento das rochas gnáissicas e das rochas da Bacia do Paraná.

A figura 10.18 mostra que a amplitude de variação de Q/s para os poços que exploram o manto de alteração é um pouco menor que para aqueles que não o exploram. As diferenças encontram-se na metade inferior do intervalo de valores de Q/s , sendo que os poços que exploram o manto tendem a apresentar produções menos baixas que os que não os exploram.

Quando se considera a proximidade com relação a lineamentos, nota-se que os poços mais produtivos são aqueles que reúnem as características de estarem próximos a lineamentos e de explorarem o manto (Fig.10.19). Ao mesmo tempo fica bem caracterizado que as curvas de Q/s , para os poços que exploram os materiais inconsolidados, apresentam inclinações mais suaves e que os maiores valores de Q/s (maior que $0,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$) ainda estão associados com a proximidade a lineamentos.

Figura 10.18. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços que exploram ou não o manto inconsolidado.

Figura 10.19. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços divididos em duas classes: aqueles que exploram o manto inconsolidado e aqueles que não o exploram. Cada uma das duas classes foi subdividida em poços próximos ou distantes de lineamentos.

A espessura de manto saturado explorado parece não ser, por si só, um importante fator controlador das produções a ele relacionadas (Fig.10.20). Isto corrobora os estudos encontrados na literatura (UNESCO 1984, Chilton & Foster 1995, Briz-Kishore 1996, entre outros) onde foi constatado que tanto a espessura como os perfis de alteração, junto com as características texturais das facies presentes no manto, mesmo para um único tipo de rocha subjacente, variam muito, tanto lateral como verticalmente, ocasionando uma grande dispersão nos valores de condutividade hidráulica.

Conclui-se que o manto inconsolidado tem um papel similar, ainda que em menor escala, ao das rochas sedimentares, ou seja de diminuição dos contrastes de produção. Ele se comporta, portanto, mais como um aquífero poroso onde as variações na condutividade hidráulica são menos abruptas do que num aquífero onde a circulação de água se dá exclusivamente por fraturas.

10.3.4 Compartimento topográfico

A classificação dos poços segundo diferentes compartimentos, topo, vertente e vale, foi feita em cartas topográficas 1:10.000. As drenagens de primeira ordem também foram incluídas na categoria vale. Ressalte-se que estas drenagens, para os relevos mais acentuados de morros e morrotes do Planalto Atlântico, situam-se quase sempre próximas ao topo, em geral no terço superior de vertentes.

O compartimento topográfico vale se destaca, com relação aos topos e vertentes, pelos níveis estáticos mais superficiais e pela associação mais frequente a lineamentos (Tab.10.1)

Como foi anteriormente considerado, a água subterrânea, em aquíferos de baixa condutividade hidráulica primária, apresenta circulação mais rápida tanto nas camadas mais permeáveis do manto inconsolidado (que corresponde à transição saprolito-rocha fresca) como nas fraturas mais abertas.

A princípio poderia se explicar a tendência de produções um pouco maiores nos vales pelo fato dos níveis estáticos mais elevados propiciarem maiores espessuras de manto inconsolidado saturado. No entanto, a figura 10.21 mostra que, aparentemente, não existem diferenças significativas de espessura de manto saturado explorado entre os poços localizados nos vários compartimentos. A isso some-se o fato de que não existe correlação entre a espessura do manto saturado e Q/s (Fig.10.20). Por outro lado, dos poços que estão distantes de lineamentos, somente 3% associam-se à posição vale. Os restantes localizam-se em topos e vertentes.

Figura 10.20. Relação entre capacidade específica (Q/s) e a espessura de manto inconsolidado saturado explorado.

Figura 10.21. Relação entre compartimento topográfico (vale, encosta, topo) e espessura de manto inconsolidado saturado explorado.

Assim sendo, estes indícios levam a crer que a tendência de maiores produções nos vales (Fig. 10.22) deve refletir o fato deste setor ser caracterizado pela frequente associação a lineamentos, e consequentemente a fraturas e outras discontinuidades. Além disso, pelo fato dos vales serem área de descarga, existe maior disponibilidade de água e o fluxo é mais rápido. Os níveis estáticos sendo mais rasos, também vão propiciar que as fraturas, que tendem a ser mais abertas próximo à superfície (ver item 6.3.5), estejam totalmente saturadas.

Figura 10.22. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para os poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados. Foram considerados todos os poços.

Com o intuito de identificar o efeito dos diferentes tipos de relevo nas produções associadas aos setores topo, vertente e vale, os poços localizados nos relevos mais acentuados do Planalto Atlântico (Fig.10.23) foram analisados em separado dos da Depressão Periférica (Fig.10.24). As diferenças entre o compartimento vale e os demais são um pouco mais acentuadas no Planalto Atlântico.

Tabela 10.1. Relação entre compartimento topográfico e ocorrência de lineamentos.

COMPARTIMENTO TOPOGRÁFICO	Nº DE POÇOS JUNTO A LINEAMENTO(S)		Nº DE POÇOS FORA DE LINEAMENTO(S)	
topo	36	19%	48	38%
vertente	91	47%	73	59%
vale	68	34%	4	3%
total	195	100%	125	100%

Figura 10.23. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para os poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados. Foram considerados apenas os poços localizados nos relevos do Planalto Atlântico e Zona de Transição (ver capítulo 9).

Figura 10.24. Distribuição acumulada de valores de capacidade específica (Q/s) para os poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados. Foram considerados apenas os poços localizados nos relevos colinosos da Depressão Periférica.

Conclui-se que o compartimento topográfico não é um fator que garanta maior ou menor produção, pois nos três compartimentos analisados observa-se o mesmo intervalo de variação de Q/s , ou seja de 4 ordens de grandeza.

Uma relação sucinta dos intervalos de valores de Q/s , associados aos vários fatores acima analisados, encontra-se na tabela 10.2.

10.3.5 Aspectos construtivos

Perdas de carga devidas ao poço ocorrem em função dos revestimentos. No caso de rochas cristalinas, estes são instalados, em geral, apenas na parte superior correspondente ao solo e rocha alterada e semi-alterada. Portanto, as perdas de carga da fratura para o poço vão ocorrer somente quando os gradientes hidráulicos forem muito elevados, o que ocasiona fluxo turbulento na interface fenda-poço.

Para os poços construídos no Grupo Itararé, aqueles que são revestidos vão apresentar maiores ou menores perdas em função do tipo de filtro instalado, no entanto, uma vez que as permeabilidades do próprio aquífero já são relativamente baixas, a redução adicional causada pelo tipo de revestimento não será tão significativa. Por estes motivos, o aspecto revestimento não foi considerado na análise.

Quanto à profundidade, observou-se que existe uma correlação negativa desta com Q/s (Fig.10.25). Isto ocorre pois quando a produção desejada é obtida a perfuração é interrompida.

10.3.6 Fatores mais efetivos no controle da produção de poços com base na abordagem regional

As principais conclusões advindas da análise regional dos fatores controladores da circulação de água em meios fraturados são:

1. A correspondência entre lineamentos e faixas mais intensamente fraturadas em subsuperfície é sugerida pelos seguintes fatores: (1) poços associados a estas feições, principalmente no caso das rochas cristalinas, são mais produtivos, sendo que os valores mais elevados (maiores que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, e que totalizam apenas 20% dos casos) estão sempre (salvo raras exceções) vinculados à proximidade de lineamentos; (2) a produção aumenta significativamente quando o poço se encontra junto a 3 lineamentos, sugerindo que eles reflitam a intersecção (conectividade) de maior quantidade de fraturas.

2. A exploração de meios porosos mais permeáveis, tais como arenitos do Grupo Itararé e rocha alterada a semi-alterada do manto inconsolidado, reduzem os contrastes de produção. Isto se explica pelo fato destes meios caracterizam-se por variações menos abruptas na condutividade hidráulica quando comparados aos meios onde a circulação de água se dá essencialmente por fraturas.
 3. A associação a lineamentos, dentre os fatores analisados, parece ser o principal responsável pelas produções mais elevadas. No entanto, a presença dos mesmos não é garantia de produções elevadas já que em 40% dos casos Q/s é menor que $0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Isto sugere que existam diferentes classes de fraturas no que diz respeito à quantidade de água que nelas circula.
 4. Dentre as características dos lineamentos, ou seja, comprimento, grau de definição, direção e número de lineamentos, este mostrou ser o mais importante. Para poços locados na intersecção de três lineamentos, por exemplo, os valores de Q/s são sempre maiores que $0,01 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.
 5. As produções ligeiramente maiores associadas aos vales, parecem ser devidas ao fato deste setor ser altamente correlacionável à presença de lineamentos e, por conseguinte a fraturas e outras discontinuidades. Além disto, neste compartimento os níveis estáticos são mais elevados e as fraturas, porventura presentes, encontram-se completamente saturadas.
 6. Os contatos litológicos entre rochas reologicamente bastante distintas parecem não ser, por si sós, um fator importante para o aumento de Q/s , pois os poços mistos comportam-se de forma muito semelhante aos gnaisses e granitos, em termos de variação da produção.
 7. A presença de fraturas nos diabásios, mais do que em qualquer outro tipo litológico da área, provoca aumento significativo de Q/s em função das suas características reológicas condicionarem a formação de fraturas de grande continuidade, planas e pouco rugosas.
 8. Do ponto de vista da análise regional, para valores de Q/s menores que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ não é possível deduzir qual é o fator controlador principal da produção, de manto inconsolidado, camadas sedimentares mais permeáveis ou fraturas. Somente valores acima deste patamar parecem estar mais estreitamente vinculados à proximidade a lineamentos.
- Acredita-se que a relação aparentemente caótica de Q/s com as diferentes direções de lineamentos deve-se ao fato da análise regional não ser suficiente para associá-las a fraturas geradas por mecanismos distintos, ou seja, de cisalhamento ou de tração. Esta questão será considerada no próximo item.

Tabela 10.2. Intervalos de capacidade específica para poços classificados em várias categorias segundo a sua proximidade a lineamentos e características destes (definição e comprimento), perfil litológico, exploração de manto inconsolidado e compartimento topográfico.

	CATEGORIA	INTERVALO DE PRODUÇÃO (m ³ /h/m)				MEDIANA (m ³ /h/m)	No. DE POÇOS
Associação a lineamentos	Em lineamento	0,0000	0,055	0,444	16,6	0,13	254
	Fora de lineamento	0,0000	0,032	0,194	1,55	0,089	180
Comprimento de lineamentos	< 250 m	0,0021	0,038	0,323	1,739	0,103	45
	> 250 m	0,0000	0,043	0,44	8,00	0,075	60
Definição de lineamentos	Bem definido	0,0000	0,04	0,375	5,71	0,112	114
	Mai definido	0,0000	0,037	0,22	9,60	0,098	59
Interseção de lineamentos	1	0,0000	0,04	0,416	9,60	0,115	187
	2	0,0000	0,067	0,416	6,09	0,51	53
	3	0,0031	0,14	1,0	16,6	0,5	21
TIPOS LITOLÓGICOS	Gnaiss/Granito Em lineamento	0,0000	0,051	0,428	8,00	0,129	128
	Gnaiss/Granito Fora de lineamento	0,0030	0,035	0,145	0,51	0,079	53
	Grupo Itararé Em lineamento	0,0018	0,084	0,53	3,86	0,122	60
		0,0000	0,067	0,283	1,548	0,139	74
	Diabásio Em lineamento	0,0000	0,0030	1,1	9,60	0,0938	19
		0,0000	0,006	0,13	0,5	0,022	16
	Poços Mistos Em lineamento	0,0000	0,044	0,41	16,6	0,148	47
		0,0021	0,02	0,145	0,35	0,048	37
	Manto Inconsolidado Não explora	0,0000	0,02	0,32	9,60	0,102	87
		0,0065	0,04	0,3	5,71	0,124	62
Não Explora Manto Inconsolidado	Em lineamento	0,0000	0,03	0,43	9,60	0,108	60
	Fora de lineamento	0,0050	0,02	0,15	0,50	0,056	27
Explora Manto Inconsolidado	Em lineamento	0,0070	0,05	0,33	5,71	0,14	44
	Fora de lineamento	0,0080	0,03	0,13	3,50	0,079	18
Comportimento Topográfico	Topo	0,0021	0,027	0,154	8,00	0,081	104
	Vertente	0,0000	0,035	0,248	9,60	0,088	205
	Vale	0,0027	0,046	0,425	5,71	0,123	76
		0%	25%	75%	100%		

Foram considerados poços "em lineamentos" quando a distância do poço ao lineamento fosse menor que 70m, e "fora de lineamentos" para distâncias maiores. Os 4 valores do intervalo de produções representam 0, 25, 75 e 100% dos poços estudados para cada categoria.

10.4 ANÁLISE LOCAL: ABORDAGEM DOS DOMÍNIOS TECTÔNICOS

A análise anterior fornece vários indícios de que as maiores produções estão condicionadas à presença de fraturas que ocorrem na superfície sob a forma de lineamentos.

A abordagem apresentada no item anterior, apesar de mostrar a importância dos lineamentos, não permite distinguir entre classes de fraturas mais ou menos condutoras, pois a simples análise da distribuição de produções por diferentes direções de lineamentos, para a área como um todo, mostrou-se inadequada para aquele fim. Isto já era esperado, tendo em vista a complexidade da evolução tectônica regional durante o período cenozóico.

Desta forma propõe-se aqui a análise de domínios tectônicos, cujo método é descrito no item 2.3, sendo que o seu objetivo principal é determinar áreas homogêneas onde houve predomínio de um único evento tectônico cenozóico. A partir disto seria possível sugerir quais direções de lineamentos correspondem a fraturas abertas e quais, a fechadas.

O caráter inédito do método proposto deve-se a algumas diferenças fundamentais, com relação a abordagens anteriores onde os lineamentos foram classificados de acordo com um determinado modelo de evolução tectônica (Costa 1986, Bertachini 1987, Menegasse 1991). As diferenças são:

- O método aqui desenvolvido tem como suporte um conhecimento detalhado da tectônica mais recente, fundamentalmente cenozóica, em contraposição a trabalhos anteriores que se basearam em dados disponíveis regionalmente e que tratavam apenas elementos da tectônica pré-cambriana e do início do paleozóico. A tectônica cenozóica, por ser essencialmente rúptil, pode ser considerada como uma das principais fases geradoras/reativadoras de fraturas para todos os tipos litológicos encontrados na área. Além disto, devido à sua intensidade e à ocorrência de vários eventos com campos de esforços bastante distintos e principalmente compressivos, é muito provável que ela condicione a abertura atual das fraturas geradas anteriormente (do Paleozóico ao Mesozóico). Esta abertura depende da orientação das fraturas mais antigas com relação aos esforços dos eventos cenozóicos.
- A análise de lineamentos, aos quais se associam os poços, é feita em pequenas áreas, chamadas de domínios tectônicos, onde existe relativa homogeneidade quanto ao evento tectônico cenozóico mais atuante. Isto é feito em oposição a um tratamento mais regional caracterizado por tratar conjuntamente áreas com padrões de lineamentos completamente distintos e portanto heterogêneas do ponto de vista tectônico.

Esta análise parte do pressuposto que existe uma partição da deformação com geração de estruturas rúpteis, descontínuas e discretas, que não se distribuem homogeneamente pela

área como um todo, gerando domínios tectônicos. Em escalas de maior detalhe esta partição da deformação fica bastante evidente, como vai ser exposto mais à frente.

10.4.1 Os eventos tectônicos e as estruturas favoráveis à maior circulação de água

Sabe-se que a área foi submetida a 4 eventos tectônicos claramente cenozóicos e um evento anterior, possivelmente cretácico, todos de regime transcorrente (ver capítulo 8). O esforço máximo principal σ_1 , orientou-se segundo as direções NE, EW, NW, NS e NNE, indo do evento mais antigo para o mais recente. Um esquema simplificado, com a orientação dos esforços principais e das fraturas de cisalhamento e de tração, para cada um deles, é mostrado na figura 10.25.

Como anteriormente descrito no item 3.1, as fraturas podem ser geradas por 2 mecanismos: cisalhamento, que produz fraturas de pouca abertura; e tração, que tende a gerar fraturas com maior abertura. Em regime transcorrente, tanto as falhas (fraturas geradas por cisalhamento), como as fraturas abertas, geradas por tração, apresentam mergulhos bastante elevados (entre 70 e 90°). As fraturas de tração paralelizam-se ao esforço compressivo principal σ_1 de um dado evento (Fig.10.25). Por isto, seria de se esperar que lineamentos paralelos à direção de σ_1 , do principal evento atuante em uma determinada área, representassem fraturas geradas por tração, e com maior circulação de água. Por outro lado, as falhas, geradas por cisalhamento, seriam fechadas, e os lineamentos paralelos às mesmas estariam refletindo em superfície, descontinuidades com baixa circulação de água. Para a área de estudo a direção NW, por exemplo, pode representar tanto fraturas de tração, como de cisalhamento, dependendo se o evento mais atuante, na área em questão, foi o $T\sigma_1NW$ ou $T\sigma_1NS$, respectivamente (Fig.10.25).

Além de se considerar os eventos tectônicos individualmente, é necessário também conhecer como eles se superpõem no tempo, ou seja a evolução tectônica. Isto vai controlar quais fraturas, atualmente, tendem a ser de tração (paralelas ao σ_1 do último evento de grande atuação); de cisalhamento (superfícies oblíquas ao σ_1 do último evento); ou mesmo fechadas (perpendiculares ao σ_1 do último evento).

Idealmente, existem algumas características geométricas que podem ser úteis na diferenciação entre falhas e fraturas de tração em termos de interpretação de lineamentos. Estruturas de cisalhamento importantes são longas em termos dos traços individuais, e distribuem-se em faixas de grande extensão paralelamente à sua direção. Estruturas de tração tendem a ser

Figura 10.25. Esquema simplificado das estruturas associadas a cada um dos eventos tectônicos posteriores ao magmatismo Serra Geral.

Idade	Padrões típicos de lineamentos	Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração	Direção das fraturas de cisalhamento	Direção das fraturas abertas	Evento tectônico
Quaternário			N20-30W e N50-60E	N10-30E	T σ 1NNE
	N30-50W e N30-50E	NS	T σ 1NS
	WNW e NNW-NS	N30-60W	T σ 1NW
Neógeno			N45-65W e N45-65E	EW	T σ 1EW
Paleógeno Cretáceo			EW-ENE e NNE-NS	NE	T σ 1NE

curtas e não formam faixas longas. Sua ocorrência tende a estar condicionada às faixas de cisalhamento a que estão relacionadas, pois o seu mecanismo de formação está ligado à propagação do cisalhamento (Wilcox *et al.* 1973). Este critério, em função do exposto acima, deve ser utilizado com cuidado e, principalmente, em casos mais simples, onde se observa a atuação de um único evento.

Outra questão importante é se os regimes tectônicos transcorrentes dos cinco eventos determinados teriam propiciado a geração de estruturas de tração. Os dados de campo indicam que estas estruturas foram geradas pois:

- Parte das fraturas observadas em afloramentos apresenta feições plumosas (*plume*) e do tipo "costela" (*rib*) indicando que tenham sido geradas por tração. Nos diabásios elas podem atingir dimensões métricas. As direções destas superfícies correspondem a NW (N40-60W), EW (N74-90W), NNW (N5-25W) e NNE (N10-25E), sendo subparalelas à posição de σ_1 para os eventos tectônicos neogênicos e quaternários (Fig.10.1).
- Localmente observam-se falhas normais, associadas aos eventos transcorrentes, indicando que, em áreas mais restritas, o regime tectônico deve ter sido transtrativo ou trativo. Estas falhas normais apresentam as seguintes direções: N50-30W, EW e N20-30E.

Além disto, na literatura, é considerado que um dos mecanismos mais importantes, responsáveis pela geração de estruturas trativas, é o de concentração de esforços de extensão nas extremidades de descontinuidades pré-existentes, devido à ação da pressão de fluidos (Ramsay & Huber 1987, Pollard & Aydin 1988). Esta concentração faria com que os esforços necessários à propagação das fraturas, fossem atingidos mesmo sob regimes compressivos. Um pré-requisito para que isto aconteça é que as descontinuidades pré-existentes se orientem perpendicularmente ao σ_3 do evento em questão. Na área de estudo este processo pode ter ocorrido, por exemplo, com fraturas NW, originalmente geradas como falhas sinistrais no evento T σ_1 EW, e reativadas como fraturas de tração, no T σ_1 NW.

10.4.2 Abertura e densidade de fraturas

A abertura das fraturas, que é controlada pelo seu mecanismo de formação, é um fator mais efetivo que a densidade de fraturas, para a circulação de água. No item 6.3.1.1 são apresentadas algumas equações de fluxo que mostram que a variação de uma ordem de grandeza na abertura da fratura resulta em variação de três ordens de grandeza na condutividade hidráulica K. Por outro lado, K tem variação linear com relação à densidade de fraturas. Vários autores demonstraram a validade da lei cúbica em situações onde o efeito da

pressão de fluidos não é importante (Huitt 1956, Gale 1975, Witherspoon et al. 1980, apud Domenico & Schwarz 1990).

Com a finalidade de verificar o efeito da abertura e do número de fraturas atravessadas por um poço sobre valores reais de Q/s fez-se uma adaptação da equação 6.3 (item 6.3.1.1), obtendo-se:

$$\frac{Q}{s} = \frac{\rho \cdot g b^2}{12\mu} \cdot \frac{bw}{\Delta l}$$

onde "s" é equivalente a Δh (rebaixamento do poço), ρ e μ são a densidade e viscosidade da água, b a abertura da fratura, " $b.w$ " a área da fratura perpendicular ao fluxo e Δl o raio do cone de rebaixamento do poço.

Esta equação foi utilizada em vários cenários, passíveis de ocorrência na natureza, onde as variáveis correspondem a b e Δl . O gradiente hidráulico criado pelo bombeamento do poço é muito maior que o gradiente natural, e por isto este último não foi considerado nos cálculos.

Com o objetivo de estimar as ordens de grandeza de Δl , foram realizados cálculos com vários valores de Δh (rebaixamento) e de Q (vazão), comumente observados para os poços da área, e também de K (condutividade hidráulica). Os valores atribuídos a esta última correspondem aos apresentados em Freeze & Cherry (1979, Fig.10.26) para rochas fraturadas, onde é assumido que o meio fraturado se comporta como um meio poroso equivalente. Estas estimativas, feitas com o programa FLOWPATH (Frantz & Guiguer 1990), forneceram valores de Δl entre 6 e 600m.

Domenico & Schwarz (1990), citando Van Golf Rach (1982), fornecem os valores de abertura de fraturas mais comumente encontrados na natureza (Fig.10.27). Em rochas cristalinas dos estados do Rio Grande do Norte, Bahia e Ceará, Manoel Filho (1996) identificou aberturas médias de fraturas entre 0,1 e 0,7 mm, compatíveis com os valores da figura 10.27. A partir destes dados, a área da fratura interceptada pelo poço (bw) foi calculada multiplicando o perímetro da elipse (w), formada pela intersecção da fratura com um poço perfeitamente vertical de 6" de diâmetro, por b . O perímetro da elipse foi calculado para duas situações distintas de mergulhos de fraturas. Estes mergulhos correspondem a 70 e 80°, já que são os mais comumente encontrados na área de estudo.

As aberturas das fraturas de cisalhamento provavelmente correspondem aos menores valores encontrados na natureza, podendo, em termos práticos, ser consideradas fechadas. As fraturas de tração, por outro lado, seriam aquelas cujas aberturas podem chegar a ser da ordem ou maiores que 1 mm, neste caso representando fraturas abertas.

FIGURA 10.26. Intervalo de valores de condutividade hidráulica (K) e de permeabilidade (k) (Freeze & Cherry, 1979).

Figura 10.27. Curva da frequência dos valores de abertura de fraturas (Van Golf Racht 1982, *apud* Domenico & Schwarz 1990).

Quanto ao fator densidade, ao invés de assumir um determinado número de fraturas por metro, considerou-se mais conveniente, do ponto de vista dos cálculos, assumir que o poço atravessa uma dada quantidade de fraturas variando de 1 a 1000.

Tomando-se um poço de 150 m, que corresponde à profundidade média dos poços da região, e um nível estático médio de 15m, tem-se 135 m de rocha fraturada saturada.

A tabela 10.3 mostra, para números variados de fraturas atravessando um poço vertical com 135 m de rocha saturada, qual seria o espaçamento perpendicular às fraturas e, também, a espessura da zona fraturada em superfície. Para o caso de 1000 fraturas, o espaçamento é de 2 ou 4 cm, para mergulhos de 80 e 70°, respectivamente, e a zona fraturada teria 21 ou 44 m

de largura em superfície. Os dados de campo sugerem que espaçamentos centimétricos são localizados e estão em torno de 10 a 5 cm (Foto 10.1a). Espaçamentos decimétricos a métricos são bem mais comuns (10.1b-c). O afloramento PP24, por exemplo, que coincide com a presença de lineamentos EW (que fazem parte de uma faixa de lineamentos contínua e de mesma direção) e NS, apresenta fraturas com espaçamento variando aproximadamente de 10 a 30 cm (Foto 10.1b). Estes dois casos ilustram as características de espaçamento das fraturas de diabásios. As outras rochas, como lamitos com seixos do Grupo Itararé e os granitóides Morungaba, são ilustrados nas fotos 10.1d a f, onde se nota predomínio de espaçamento decimétrico ou métrico. Isto sugere que os casos em que o poço chega a atravessar aproximadamente 1.000 fraturas devem ser raros.

Tabela 10.3 . Espaçamentos reais entre fraturas, cujos ângulos de mergulho são de 70 ou 80°, atravessando um poço com 135 m na porção saturada.

mergulho da fratura	Nº de fraturas atravessando o poço			largura da zona fraturada em superfície (m)
	10	100	1000	
	espaçamento real (cm)			
70°	410	41	4,1	44
80°	210	21	2,1	21

A figura 10.28 e as tabelas 10.4 e 10.5 mostram a variação de Q/s em função dos raios de influência do poço e dos possíveis valores de abertura e densidade de fraturas. Tomando-se como base os valores de Q/s encontrados na região de estudo, percebe-se que os maiores, ou seja, aqueles acima de $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, serão mais provavelmente obtidos no caso do poço atravessar fraturas abertas. Quando são atravessadas somente fraturas fechadas, aqueles valores seriam atingidos apenas para gradientes hidráulicos mais elevados, ou raios de cones de rebaixamento (Δl) pequenos, e em casos extremos de densidade de fraturas que, como já foi discutido, são situações de difícil ocorrência. O valor de $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ também parece constituir um patamar acima do qual o poço deve estar junto a lineamentos para que produções maiores sejam passíveis de ser obtidas. Acima deste valor também se observa que os valores de Q/s aumentam mais rapidamente, produzindo curvas com gradientes mais elevados nos gráficos, sugerindo que este fenômeno ocorra mais provavelmente em função de variações na abertura de fraturas. A menor ocorrência dos valores mais elevados de Q/s deve ser um reflexo da frequência muito mais baixa de ocorrência de fraturas com maior abertura (Fig. 10.26).

Observa-se ainda, nas tabelas 10.4 e 10.5, que valores extremamente elevados e irrealistas de Q/s , seriam gerados por fraturas abertas com padrão denso de distribuição. No entanto, as

Foto 10.1. Espaços centimétricos, decimétricos e métricos/decimétricos de fraturas seccionando os diabásios (A, B e C, respectivamente) (Pontos PP107 e PP24). Notar a continuidade e aspecto retilíneo das fraturas.

Foto 10.2. Fraturas subverticais com espaçamentos desde centimétricos, em faixas mais restritas (à direita na foto A), até métricos/decimétricos (B) truncando lamitos maciços do Grupo Itararé (Pontos PP254 e PP93). (C) Padrão denso e anastomosado de fraturas seccionando os granitóides Morungaba (Ponto VA65).

Figura 10.28a. Variação da capacidade específica em função da abertura (b) e da densidade de fraturas. Fraturas com mergulho de 80°. Os raios dos cones de rebaixamento são de 6, 60 e 600 m para os gráficos (A), (B) e (C), respectivamente.

Figura 10.28b. Variação da capacidade específica em função da abertura (b) e da densidade de fraturas. Fraturas com mergulho de 70° . Os raios dos cones de rebaixamento são de 6, 60 e 600 m para os gráficos (A), (B) e (C), respectivamente.

Tabela 10.4 . Valores de Q/s para fraturas de cisalhamento e de tração onde se consideram vários raios de cone de rebaixamento e diferentes densidades e aberturas de fraturas. Ângulo de mergulho das fraturas = 80°. Os valores de Q/s em negrito correspondem àqueles normalmente encontrados na região.

FRATURAS FECHADAS

A. DI = 6m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
0,01	8,1x10 ⁻⁷	8,1x10 ⁻⁶	8,1x10 ⁻⁵	8,1x10 ⁻⁴
0,1	8,1x10 ⁻⁴	0,0081	0,081	0,81

B. DI = 60m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
0,01	8,1x10 ⁻⁸	8,1x10 ⁻⁷	8,1x10 ⁻⁶	8,1x10 ⁻⁵
0,1	8,1x10 ⁻⁵	8,1x10 ⁻⁴	0,0081	0,081

C. DI = 600m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
0,01	8,1x10 ⁻⁹	8,1x10 ⁻⁸	8,1x10 ⁻⁷	8,1x10 ⁻⁶
0,1	8,1x10 ⁻⁶	8,1x10 ⁻⁵	8,1x10 ⁻⁴	0,0081

FRATURAS ABERTAS

A. DI = 6m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
1	0,81	8,1	81	810
10	810	8100	81x10 ³	81x10 ⁴

B. DI = 60m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
1	0,081	0,81	8,1	81
10	81	810	8100	81x10 ³

C. DI = 600m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
1	0,0081	0,081	081	8,1
10	8,1	81	810	8100

Tabela 10.5 . Valores de Q/s para fraturas de cisalhamento e de tração onde se consideram vários cenários de densidade e abertura de fraturas. Ângulo de mergulho das fraturas = 70°. Os valores de Q/s em negrito correspondem àqueles normalmente encontrados na região.

FRATURAS FECHADAS

A. DI = 6m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
0,01	4,7x10 ⁻⁷	4,7x10 ⁻⁶	4,7x10 ⁻⁵	4,7x10 ⁻⁴
0,1	4,7x10 ⁻⁴	0,0047	0,047	0,47

B. DI = 60m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
0,01	4,7x10 ⁻⁸	4,7x10 ⁻⁷	4,7x10 ⁻⁶	4,7x10 ⁻⁵
0,1	4,7x10 ⁻⁵	4,7x10 ⁻⁴	0,0047	0,047

C. DI = 600m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
0,01	4,7x10 ⁻⁹	4,7x10 ⁻⁸	4,7x10 ⁻⁷	4,7x10 ⁻⁶
0,1	4,7x10 ⁻⁶	4,7x10 ⁻⁵	4,7x10 ⁻⁴	0,0047

FRATURAS ABERTAS

A. DI = 6m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
1	0,47	4,7	47	470
10	470	4700	47x10 ³	47x10 ⁴

B. DI = 60m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
1	0,047	0,47	4,7	47
10	47	470	4700	47x10 ³

C. DI = 600m (raio do cone de rebaixamento)

Abertura da(s) fratura(s) (mm)	Nº de fraturas atravessadas pelo poço (densidade)			
	1	10	100	1000
	Q/s (m ³ /h/m)			
1	0,0047	0,047	047	4,7
10	4,7	47	470	4700

descrições que existem a respeito de números de entradas de água em poços (mudança perceptível do nível d'água ao perfurar determinado trecho do poço), como na região adjacente ao limite meridional da área, estudada por Bertachini (1987), sugerem que os poços sejam alimentados apenas por algumas fraturas abertas. Outros estudos de campo e de modelos numéricos mostram que as entradas de água em poços e em galerias ou túneis são controladas apenas por algumas fraturas (Carrera et al. 1990, Banks *et al.* 1994).

Como já afirmado no item 6.3.1, as fraturas encontradas na natureza não são perfeitamente lisas e regulares como a lei cúbica originalmente pressupõe, e os valores citados acima podem sofrer reduções em função da variação da abertura e da rugosidade das superfícies das fraturas. Além disto, no caso de fraturas de grande abertura, o fluxo passa a ser turbulento e há sensíveis perdas de carga. Neste caso a lei cúbica não se aplica pois ela pressupõe fluxo laminar.

Finalizando, a intersecção de fraturas age de duas formas sobre a geometria das mesmas: ela aumenta tanto a densidade como a conectividade. Esta última provoca um aumento na disponibilidade de água, já que existe afluxo que provem de uma maior quantidade de descontinuidades, evitando que as fraturas atravessadas pelo poço se tornem rapidamente exauridas. No entanto, o exposto acima indica que, mesmo com densidade de fraturamento muito elevado, é mais provável que a água seja transmitida ao poço, em maiores quantidades, se fraturas com suficiente abertura forem atravessadas. Complementarmente, quando se tem intersecção de fraturas de direções variadas a possibilidade de uma delas ser de tração, e provavelmente de maior abertura, é bem maior que quando o poço intercepta uma única direção.

10.4.3 Domínios tectônicos e direções preferenciais de fraturas condutoras

Para realizar a análise dos domínios tectônicos, foram selecionadas seis áreas com densidade relativamente grande de poços e, também, com grande variabilidade de Q/s, cuja localização se encontra no desenho 3.

Para cada área selecionada foi feita uma interpretação de lineamentos em fotos 1:25.000 e 1:60.000, como descrito no item 2.5. As áreas para as quais foi possível identificar um padrão de lineamentos bem definido e onde um dado evento tectônico foi claramente preponderante foram consideradas domínios tectônicos homogêneos. A partir disto avaliou-se a produção dos poços com relação às diferentes direções de lineamentos.

A seguir, as áreas são descritas com relação a: (1) litologias e suas relações; (2) estruturas antigas, tais como foliações; (3) análise dos lineamentos; (4) análise da produção dos poços em

função das direções dos lineamentos; e (5), em alguns casos, onde o número de poços e de dados o permite, também se considera a influência das litologias, compartimento topográfico e espessura de manto saturado explorado.

ÁREA A

Esta área está localizada a leste da cidade de Campinas e é constituída por gnaisses bandados, gnaisses peraluminosos e granada-biotita-plagioclásio gnaisses pertencentes à *Nappe* Socorro-Guaxupé. A foliação gnáissica apresenta direção NNE com mergulhos elevados para NW.

Através da análise dos lineamentos e levando-se em conta a evolução tectônica da área, nota-se que:

- A rosácea apresenta quatro *trends* de lineamentos bem definidos: EW (N75-90W e N80-90E), NNE (N25-25E), NNW (N10-15W) e NW (N55-60W) (Fig.10.29). O trend NNE é paralelo à foliação gnáissica. As direções NNW, NW e EW devem corresponder a fraturas.
- As direções NNW e EW constituem lineamentos mais longos cujo padrão se assemelha às direções do evento $T\sigma_1NW$, indicando que este provavelmente seja o mais atuante nesta área. Desta forma, as direções EW e NNW corresponderiam a falhas.
- A direção NW constitui-se de lineamentos predominantemente mais curtos, aproximadamente paralelos ao σ_1 do evento $T\sigma_1NW$ e por isto corresponderiam potencialmente a fraturas trativas geradas ou reativadas neste evento.
- O padrão bem definido de lineamentos, e sua correlação com um dos eventos cenozóicos, mostram que a área é homogênea e que pode ser referida como um domínio tectônico.

A área contém 13 poços onde:

- Os valores de Q/s variam de $0,02 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ a $8 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, sendo que a mediana é de $0,15 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (Tab.10.6).
- Valores anormalmente altos, $8 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, para o poço 531, e $1,32 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, para o poço 419, estão associados a lineamentos de drenagens de primeira ordem de direção NW (N30-56W) e na posição de topo.
- Os demais poços, com Q/s entre $0,06$ e $0,4 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ apresentam-se locados em lineamentos EW/NNW, ENE e NNE. As produções de poços associadas aos lineamentos N70-85W e N5-20E está ao redor de $0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, e aos lineamentos NE varia de $0,08$ a $0,4 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.

A

- ◆ Poços com Q/s maior que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$
- ✦ Poços com Q/s menor que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$
- ✦ Poços
- Lineamentos de fotos 1:25.000
- Lineamentos de fotos 1:50.000
- Curvas de nível
- Drenagens

B

C

ROSACEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

ROSACEA - NUMERO DE LINEAMENTOS

INTERVALO ANGULAR = 5 graus

COMPRIMENTO TOTAL = 42.739 m

FREQ. MAXIMA (COMPRIMENTO) = 3.549 m (8.3%)

NLINEAMENTOS = 173

FREQ. MAXIMA (EM NUMERO) = 12 (6.9%)

Figura 10.29. Área e domínio tectônico homogêneo A. A- Lineamentos traçados na área e localização dos poços. B - Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento T₁NW. C- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam e suas respectivas produções (Q/s). Notar a semelhança entre o padrão de lineamentos e das estruturas geradas/reativadas pelo evento T₁NW. O trend NNE corresponde à foliação gnáissica.

Tabela 10.6. Variação de Q/s em função do domínio tectônico e da direção dos lineamentos aos quais os poços estão associados.

ÁREA/ DOMÍNIO	nº de poços	litologias exploradas	estruturas prévias	Q/s mediana (m³/h/m)	valores mínimos e máximos de Q/s (m³/h/m)	eventos tectônicos dominantes	Q/s dos poços em lineamentos subparalelos a σ_1 (do evento dominante)	Q/s de poços em lineamentos de outras direções	Observações
A / A	14 (em lin. 1 (fora de lineamentos)	Gnaisses	foliação gnáissica NNE	0,15	0,02 a 8	T σ_1 NW σ_1 ~ N30-60W	m = 2,5 M = 0,92 (8/1,32/0,51/0,02)	m = 0,19 M = 0,13 (de 0,06 a 0,48)	Neste domínio 2 poços estão em 2 ou 3 lineamentos. O poço 446 está em 3 lineamentos e tem Q/s = 0,24
B / B	15	Gnaisses	foliação gnáissica NS a N20E	0,37	0,07 a 1,92	T σ_1 NW σ_1 ~ N30-60W	m = 0,68 M = 0,5 (1,92/0,88/0,67/0,56/0,43 /0,42/0,32/0,25)	m = 0,15 M = 0,14 (de 0,07 a 0,25)	Localmente domina o T σ_1 EW 1 poço em lineamento EW com Q/s = 0,52.
C / C1	14 (em lineamentos) 20 (fora de lineamentos)	Gnaisses Grupo Itararé Diabásio	foliação gnáissica ENE, WNW, EW	0,12 0,32 (em lin.) 0,04 (fora lin.)	0,003 a 0,38 (em lin.) 0,04 a 5,7 (fora lin.)	T σ_1 NNE σ_1 ~ NS a N30E	m = 2,0 M = 0,8 (5,7/3,0/2,0/0,8/0,3/0,26)	m = 0,38 M = 0,24 (0,06 a 0,44, inclui um anômalo de 1,6)	A espessura de sedimentos (Itararé ou Formação Rio Claro é de no máximo 45 m)
D / D1	9	Gnaisses	foliação gnáissica NS a NNE	0,1	0,03 a 0,94	T σ_1 NW σ_1 ~ N30-60W	m = 0,56 M = 0,43 (0,94/0,43/0,3)	m = 0,12 M = 0,06 (de 0,03 a 0,4)	
D / D2	1			0,125		T σ_1 NNE a T σ_1 NS	0,92		
D / D3	5			0,06	0,05 a 1,19	T σ_1 EW	nenhum	M = 0,06	O poço mais produtivo associa-se a lineamento de direção N29E
E	41 (em lin.) 36 (fora de lin.)	Grupo Itararé Diabásio e Gnaisses subordinados		0,13 (em lin.) 0,12 (fora lin.)	0,038 a 3,86 (em lin.) 0 a 1,55 (fora lin.)	T σ_1 NNE (máximos pouco definidos) σ_1 ~ NS a N30E	m = 0,53 M = 0,14 (de 0,12 a 1,68)	m = 0,45 M = 0,13 (de 0,004 a 3,86)	
F	24 (em lin.) 10 (fora de lin.)	Grupo Itararé Diabásio e Gnaisses		0,26 (em lin.) 0,042 (fora de lin.)	0,001 a 16,6 (em lin.) 0 a 0,14 (fora de lin.)	Evento dominante não definido: T σ_1 EW, T σ_1 NS, T σ_1 NW	N40-60W M = 0,53 N25-40W M = 0,15 N30-60E M = 0,14	(10 poços) (2 poços) (10 poços)	N40-60W é subparalela a σ_1 de T σ_1 NW; N25-40W é subparalela a falhas dextrais do evento T σ_1 NS

m = média, M = mediana. Entre parênteses vem os valores de capacidade específica de cada poço. Todos os poços que tem pelo menos um dos lineamentos subparalelos ao σ_1 do evento principal da área específica entraram na categoria de poços em lineamentos subparalelos ao σ_1 .

- Os dados disponíveis na maior parte dos casos não permitem saber se os poços exploram ou não o manto inconsolidado, no entanto, um dos poços mais produtivos, com Q/s de 1,32 m³/h/m não o explora, sugerindo que a água provem somente de fraturas.

O exposto acima sugere que o fator controlador das produções anormalmente altas devam ser a maior abertura das fraturas NW por estas serem paralelas ao σ_1 do principal evento cenozóico que atua no domínio A.

ÁREA B

Os 15 poços desta área perfuram principalmente a unidade de granada-biotita-plagioclásio gnaisses e secundariamente as unidades de gnaisses peraluminosos e de gnaisses bandados, todas pertencentes ao Domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé. A foliação gnáissica varia de NS a N20E, com mergulhos elevados para NW.

Observam-se trends de lineamentos muito bem definidos principalmente quando se leva em consideração os comprimentos acumulados (Fig.10.30). Os mais importantes deles, e que apresentam os traços mais longos, correspondem a N80-90W e N10-25E; as direções N45-50W e N5-10W constituem os máximos secundários. O trend NW representa um grande número de lineamentos bastante curtos e com orientações mais dispersas. A direção N10-25E provavelmente associa-se à foliação gnáissica principal e os demais a fraturas. Assim como na área A, o padrão de lineamentos indica um nítido predomínio do evento $T\sigma_1$ NW, possibilitando defini-la, também, como um domínio tectônico homogêneo.

A produção dos poços deste domínio é mais elevada que para a região como um todo. Os valores de Q/s estão entre 0,13 e 1,92 m³/h/m, com exceção apenas do poço 486, com 0,07 m³/h/m. A mediana é de 0,37 m³/h/m e, portanto, superior à mediana geral da região (0,12 m³/h/m) (Tab.10.2) e à dos outros domínios.

Oito poços estão junto a lineamentos noroeste (N45-60W), com produção variando de 0,32 a 1,92 m³/h/m; seis, junto a lineamentos norte-nordeste (N10-33E), com produções significativamente mais baixas, variando de 0,08 a 0,26 m³/h/m; e um junto a lineamento EW-ENE, com produção de 0,52 m³/h/m (Fig.10.30).

Nota-se que as produções mais elevadas estão associadas a lineamentos NW, vindo em segundo lugar a direção EW-ENE. As mais baixas estão associadas à direção NNE. Isto corrobora a atuação mais intensa do evento $T\sigma_1$ NW, que teria gerado fraturas NW abertas ou reativado fraturas pré-existent de mesma direção, possivelmente geradas no evento $T\sigma_1$ EW.

A

- ♦ Poços com Q/s maior que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$
- + Poços com Q/s menor que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$
- Poços
- Lineamentos de fotos 1:25.000
- Lineamentos de fotos 1:50.000
- Curvas de nível
- Drenagens

0 1000 2000m

B

C

ROSACEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

COMPRIMENTO TOTAL = 92.339 m
FREQ. MAXIMA (COMPRIMENTO) = 10.769 m (11.6%)

ROSACEA - NUMERO DE LINEAMENTOS

NLINEAMENTOS = 348
FREQ. MAXIMA (EM NUMERO) = 30 (8.6%)

INTERVALO ANGULAR = 5 graus

Figura 10.30. Área e domínio tectônico homogêneo B. A— Lineamentos traçados na área e localização dos poços. B— Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento T₁NW. C— Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam e suas respectivas produções (Q/s). Notar a semelhança entre o padrão de lineamentos e das estruturas geradas/reactivadas pelo evento T₁NW. O trend NNE corresponde à foliação gnáissica.

Quanto às produções relativamente elevadas associadas aos lineamentos EW-ENE, nota-se que os dois poços nesta situação estão em locais onde se associam lineamentos ao redor de N50-60W e N50-60E, sugerindo atuação localizada do evento T σ 1EW. Os lineamentos EW, aos quais os poços se associam, biseccionam o ângulo agudo entre os de direção NW e NE (Fig.10.30).

O poço mais produtivo (1,92 m³/h/m), além de se localizar junto a lineamento de direção N50W (em pequeno local onde lineamentos EW e NNW estão claramente associados) reúne mais dois fatores que podem estar atuando conjuntamente para a melhor circulação de água que são: está próximo a três lineamentos e posiciona-se em vale. Apesar de estar situado no setor vale, ele não explora diretamente o manto inconsolidado pois apresenta tubo liso nesta porção. No entanto, o fato dos níveis estático e dinâmico, estarem situados acima do final do tubo liso, mostra que ou existe conexão com o manto inconsolidado através de fraturas relativamente abertas, ou o nível piezométrico do aquífero fraturado é elevado.

O segundo poço mais produtivo (0,87 m³/h/m) está situado na posição vertente, apresenta filtro de 4 m em arenito saturado imediatamente acima do contato com a rocha cristalina, situa-se próximo a dois lineamentos, N48W e N11E, e o domínio tectônico mais localizado é nitidamente do evento T σ 1NW.

Aparentemente não existe nenhum contraste na produção relacionado aos diferentes tipos litológicos. A produção mediana mais elevada para este domínio pode ser explicada conjuntamente pelos seguintes fatores: a maioria dos poços está associada a lineamentos suparalelos ao σ 1 do evento mais atuante na área; e 8 poços, entre 15, estão localizados em mais de um lineamento.

ÁREA C

Esta área é constituída principalmente por litologias da Bacia do Paraná que seriam: lamitos e arenitos do Grupo Itararé, e diabásios. Subordinadamente, nas porções oriental e sul-ocidental, ocorrem gnaisses bandados e granitóides Jaguariúna do domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé. A foliação gnáissica, nesta área, apresenta direções variáveis predominando a ENE, ocasionalmente WNW a EW. No extremo leste da área, a foliação passa a orientar-se segundo a direção NE a NNE. Os relevos são colinosos e a área insere-se na Depressão Periférica.

Em termos do padrão de lineamentos, foram distinguidas duas porções: uma ocidental, C1, e outra oriental, C2.

A porção C1 apresenta máximos de lineamentos ao redor de N25-35W e N55-65E (Fig.10.31). Apesar da ocorrência de outros máximos secundários (N50-55W, N15-20W, N15-20E e EW), o

Figura 10.31. Área C subdividida em domínio tectônico C1 e área C2. A - Lineamentos traçados na área e localização dos poços. B- Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para o evento T_{NNE} . C- Rosáceas ilustrando a localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais estão associados e suas respectivas produções. Notar a semelhança do padrão de lineamentos do domínio C1 e das estruturas geradas/reactivadas pelo evento T_{NNE} .

padrão conjunto dos lineamentos sugere predomínio do evento $T\sigma 1NNE$ (ver principais direções associadas a este evento na figura 10.25), o que permite considerar a porção ocidental como um domínio tectônico relativamente homogêneo.

A porção oriental apresenta um máximo principal de direção N50-60W e secundários, N25-30W, N5-10W e EW. O máximo principal sugere atuação importante do evento $T\sigma 1EW$, no entanto, a presença dos vários máximos secundários, bem como certo grau de dispersão das direções, dificulta a determinação mais acurada do(s) evento(s) mais atuante(s). Desta forma, não é possível considerar esta parte da área como um domínio homogêneo.

Dos 34 poços do domínio C1, 23 tem cobertura sedimentar, constituída de lamitos e arenitos do Grupo Itararé, com espessura variando de 3 a 90m, sobreposta a diabásio ou gnaisses. Dez poços são mistos e atravessam, principalmente, uma combinação de diabásio com gnaiss/granito ou de rocha sedimentar com gnaiss/granito. A mediana de Q/s dos 34 poços corresponde a $0,12 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Os poços em diabásio (5) apresentam-se bem mais produtivos, com mediana de $2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Para os demais a mediana é próxima da do domínio.

Existe um bom contraste de produção para poços associados a lineamentos e poços distantes de lineamentos, com medianas de $0,32$ e $0,05 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ respectivamente (Fig.10.32). Quanto ao fator compartimento topográfico, nota-se também contraste significativo de produção entre os setores topo e vertente, com capacidade específica mediana de $0,06$, e o setor vale, com $0,37 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (Fig.10.33). No entanto, é necessário observar que todos os poços situados em vales também estão locados em lineamentos.

Dos 34 poços deste domínio os dados permitem deduzir se há exploração de manto ou não para 25 deles. Não existe contraste entre os poços que exploram manto (12) e os que não exploram (13). As medianas são de $0,11 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, para os primeiros e $0,12 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, para os segundos.

Os maiores contrastes de produção são observados quando se analisam as diferentes direções de lineamentos aos quais os poços estão associados. Dos 14 poços próximos a lineamentos, aqueles associados à direção N10E a N25E (com um poço em N39E), apresentam capacidade específica mediana de $1,6 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, enquanto às demais direções, apenas $0,15 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (Fig.10.31, Tab.10.6). Este é um forte indício de que o evento cenozóico mais atuante no domínio C1 ($T\sigma 1NNE$), e também o mais recente dentro da evolução tectônica cenozóica, gerou fraturas NNE de maiores aberturas (ou abriu as pré-existent) às quais estão associadas as maiores produções do domínio.

Figura 10.32. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços distantes ou próximos a lineamentos (domínio C1).

Figura 10.33. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços classificados de acordo com o compartimento topográfico em que estão situados (domínio C1).

Nota-se, portanto, que, apesar do relevo colinoso mais suave não ser o mais adequado para se avaliar padrões de lineamentos em um nível detalhado, os resultados indicam que nesta área o método de análise de domínios tectônicos pode ser adequado à locação de poços.

A porção ocidental da área C, por não constituir um domínio tectônico bem definido e por apresentar baixa densidade de poços, não se adequa ao tipo de análise aqui aplicado.

ÁREA D

Esta área é constituída por gnaisses bandados, granada-biotita-plagioclásio gnaisses e gnaisses miloníticos da zona de cisalhamento Campinas do domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé. Na porção oeste deste domínio, os gnaisses são superpostos por lamitos do Grupo Itararé e, subordinadamente, por depósitos da Formação Rio Claro. Dos 16 poços desta área, 9 apresentam cobertura sedimentar, em geral de textura fina (lamitos), cuja espessura varia de 20 a 45m.

Tanto a foliação milonítica como a foliação principal dos gnaisses apresentam direção aproximadamente NS a NNE.

Esta área, quando analisada como um todo, não apresenta máximos de lineamentos muito bem definidos, indicando a atuação de vários eventos tectônicos. Por este motivo ela foi subdividida em três áreas menores, onde se identificaram direções predominantes de lineamentos, que podem ser consideradas como domínios tectônicos relativamente homogêneos.

Na área norte, domínio D1, é mais evidente a atuação do evento $T\sigma 1NW$, com máximos principais de lineamentos ao redor de N5-10W e EW. Há, também dois máximos secundários de direção N40-45E e N45-50W (Fig.10.34).

Na área sudoeste, domínio D2, as direções N25-35W, N40-45E e N55-65E correspondem aos principais máximos de lineamentos, que indicam a atuação mais forte dos eventos $T\sigma 1NS$ e $T\sigma 1NNE$. O máximo principal, de direção NS-N10E deve corresponder, pelo menos em parte, à foliação gnáissica e milonítica.

Na área sudeste, domínio D3, predominam as direções N65-75W e N70-75E, sugerindo a atuação do evento $T\sigma 1EW$, principalmente. Também é importante a direção N15-20E que é subparalela à foliação principal do embasamento. Imediatamente a leste, localiza-se a Zona de Cisalhamento Valinhos de direção N25-30E.

Nota-se portanto que esta área como um todo apresenta um padrão de lineamentos bem mais complexo que os demais, sendo mais difícil identificar quais os eventos mais predominantes em uma primeira análise.

A capacidade específica dos poços na área D varia de 0,03 a 1,19 m³/h/m, com mediana de 0,13m³/h/m.

A maior quantidade de poços está localizada na porção norte da área, no domínio D1. O mais produtivo ($Q/s = 0,94$ m³/h/m) está localizado em lineamento de direção N55W (Fig.10.34). As seguintes melhores produções estão associadas a lineamentos N55W (0,43 m³/h/m), N13W (0,4

Figura 10.34. Área D subdividida em 3 domínios (D1, D2 e D3). A – Lineamentos traçados na área e localização dos poços. B – Orientação das fraturas de cisalhamento e de tração para os eventos T₁NW, T₁NNE, T₁EW. C – Rosáceas ilustrando a localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam suas respectivas produções (Q/s). Notar a semelhança entre os padrões de lineamentos e as direções das estruturas geradas pelos eventos tectônicos. O trend NNE corresponde a foliação gnáissica.

$\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) e NS ($0,3 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$). Para os demais poços, localizados junto a lineamentos EW, NE e NS, as produções variam de $0,03$ a $0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (Tab. 10.6).

No domínio D2 ocorre apenas um poço bastante raso (33 m) explorando granito, e associado a 3 lineamentos. O mais próximo apresenta direção N23E. Uma vez que o evento $T\sigma_1\text{NNE}$ é importante nesta porção, é possível que ele seja o principal responsável pela produção elevada de $0,92 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. A isto podem-se somar os fatos do poço estar localizado na posição vale, e junto a 3 lineamentos.

No domínio D3 não foi possível estabelecer uma correlação entre o evento mais importante e os poços mais produtivos. Três poços apresentam Q/s bastante baixa ($0,06 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) e associam-se a lineamentos NW (N45-55W). O único poço com produção elevada ($1,19 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) está junto a lineamentos N29W e N55W. Isto é sugestivo de que a direção mais condutora seja a NNE.

ÁREA E

Nesta área ocorrem principalmente litologias finas (lamitos, ritmitos, arenitos muito finos) e arenitos médios a grossos do Grupo Itararé. Também estão presentes diabásios, na porção noroeste, e coberturas pouco espessas cenozóicas, da Formação Rio Claro.

A grande maioria dos poços exploram o Grupo Itararé, e uma pequena parte explora diabásios ou gnaisses ou ambos. As descrições indicam que muitos deles atravessam uma intercalação, na escala métrica, de tipos litológicos finos e de arenitos do Grupo Itararé.

O máximo principal de lineamentos, em termos de comprimento total corresponde a N20-25W, havendo uma dispersão constituída por máximos secundários no intervalo NS a N35W (Fig.10.35). Os outros máximos secundários estão ao redor de N10-15E, N70-80E e N65-70W, considerando-se tanto o comprimento acumulado como o número de lineamentos. Quando se analisam somente os lineamentos interpretados nas fotos 1:60.000, os picos são melhor definidos e correspondem a N10-25W e N5-10E, sendo secundárias as direções N60-65E e N85-90E. O padrão de lineamentos sugere a atuação mais pronunciada dos eventos $T\sigma_1\text{NNE}$ e, secundariamente, $T\sigma_1\text{NE}$ ou $T\sigma_1\text{NW}$. As dispersões observadas e a ausência de um único padrão bem definido de lineamentos para a área como um todo, caracterizam-na como sendo heterogênea do ponto de vista tectônico. Por isto ela não é denominada de domínio.

Os 77 poços da área apresentam capacidade específica mediana de $0,13 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, variando de $0,004$ a $3,86 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$.

Os poços que atravessam somente as rochas sedimentares do Grupo Itararé apresentam capacidade específica mediana uma ordem de grandeza maior que aqueles que exploram somente gnaisses e/ou diabásio, ou o Grupo Itararé junto com estes tipos litológicos

Figura 10.35. Área E. A- Lineamentos traçados e localização dos poços. B- Rosáceas ilustrando a localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam. Notar que a rosácea dos lineamentos das fotos 1:60.000 apresenta trends um pouco melhor definidos.

(Fig.10.36). Isto corrobora o que foi concluído no item 10.3 onde se constatou que os contatos entre tipos litológicos, existentes em poços mistos, não acarretam, por si sós, aumento da produção dos poços da área.

As maiores produções do Grupo Itararé devem estar relacionadas à atuação conjunta da presença de camadas arenosas e de fraturas, já que dos 14 poços com Q/s maior que $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, 12 estão locados em lineamentos (Fig.10.37). Da mesma forma que para toda a região estudada, não existe correlação entre espessura de arenito e Q/s , no entanto isto pode ser devido às deficiências na descrição do perfil litológico por parte das companhias perfuradoras.

Figura 10.36. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços com diferentes perfis litológicos (Área E).

Figura 10.37. Relação entre capacidade específica e espessura total de arenitos saturados explorados (Área E).

No que diz respeito às diferentes classes de lineamentos, observa-se que os poços associados ao intervalo de direções N10-30E apresentam produção sempre maior que a mediana da área. De um total de seis poços, três deles apresentam Q/s maior que $0,8 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (Fig.10.38). Isto é coerente com o fato do evento $T\sigma 1\text{NNE}$ aparentar ser o mais importante para a área.

Figura 10.38. Relação entre os valores de capacidade específica e a direção dos lineamentos aos quais os poços da área E se associam.

Os valores mais elevados de Q/s ($2,39$ e $3,86 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) associam-se aos poços locados em lineamentos de direção N30-40W, sugerindo a atuação mais localizada do evento $T\sigma 1\text{NW}$. Por outro lado, as menores produções foram encontradas junto a lineamentos N20-40W e N60-65W (Fig.10.38). Os primeiros são subparalelos às falhas dextrais do evento $T\sigma 1\text{NNE}$, e os segundos são perpendiculares ao esforço máximo compressivo do mesmo evento, sugerindo que este evento tenha fechado fraturas pré-existentes.

Finalmente, algumas características da área podem explicar o porque do método de determinação de domínios tectônicos não funcionar para este local. Estas características são:

- A baixa densidade de lineamentos, em função dos relevos mais suaves, não permite definir domínios homogêneos de menor tamanho. Esta área é a maior entre as selecionadas, tendo 140 km^2 .
- A área deve apresentar predomínio mais localizado de determinados eventos, tais como o $T\sigma 1\text{NW}$. Isto é sugerido quando se compara o padrão de lineamentos obtido pela interpretação das fotos aéreas 1:60.000 com o das fotos 1:25.000. O primeiro apresenta máximos muito melhor definidos que o segundo, sugerindo que em escalas menores existe

ÁREA F

Dos 32 poços deste domínio, 14 exploram diabásios, gnaisses ou ambos e 18 exploram o Grupo Itararé em conjunto com diabásios e/ou gnaisses. As rochas pré-cambrianas ocorrem a profundidades variáveis, podendo ser divididas em 3 grupos, um com profundidade ao redor de 25m, outro a 65m, e um último a 105m. O embasamento cristalino é mais raso na porção sul-oriental e os diabásios dos poços mistos, tendem a ocorrer entre o Grupo Itararé e os gnaisses. As rochas aflorantes do Grupo Itararé, neste domínio, correspondem a ritmitos e arenitos finos, e restringem-se às vizinhanças imediatas do Rio Atibaia. Os diabásios afloram principalmente na porção oriental do domínio.

Uma característica importante desta área é a presença de extensa cobertura cenozóica, em grande parte correspondente à Formação Rio Claro. Os melhores afloramentos mostram que na base ela se constitui principalmente por litologias bastante argilosas, cujas espessuras máximas observadas em afloramentos estão ao redor de 15m. Para o topo contém intercalações de arenitos grossos a conglomeráticos. Não é possível distinguir, através das descrições dos perfis litológicos dos poços, estas litologias das do Grupo Itararé.

Independentemente da porção superior dos perfis dos poços se tratar de Formação Rio Claro ou Grupo Itararé, as rochas sedimentares, atingem no máximo 60 m de profundidade, em geral não ultrapassando os 30 m. As descrições mostram que, entre elas, existe um amplo predomínio das texturas finas (argilitos, siltitos, argilitos arenosos e arenitos argilosos), com as camadas de arenitos sendo bem menos frequentes e com espessuras máximas de 6m.

A análise de lineamentos da área indica que não é possível determinar qual é o evento tectônico cenozóico mais atuante, pois as rosáceas (Fig.10.39) apresentam sete máximos bem definidos. Apesar da associação de lineamentos, em algumas partes da área, indicarem predomínio local do evento $T\sigma 1EW$, ou $T\sigma 1NS$, ou $T\sigma 1NW$, não é possível subdividi-la em domínios menores e homogêneos devido à baixa densidade de lineamentos. Como descrito anteriormente, isto também ocorre na área E provavelmente devido aos relevos mais suaves.

A mediana dos valores de capacidade específica é de $0,12 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, e portanto, bastante similar à da região estudada como um todo.

Os poços mistos que exploram rochas sedimentares (Grupo Itararé e/ou Formação Rio Claro) tendem a apresentar valores de Q/s menos baixos somente na porção inferior do intervalo de produção. O mesmo ocorre com os poços em rochas cristalinas que exploram o manto

Figura 10.39. Área F. A- Lineamentos traçados e localização dos poços. B- Rosáceas com localização dos poços segundo a direção dos lineamentos aos quais se associam.

inconsolidado. Por outro lado, há evidências de que os valores mais altos de capacidade específica (3,96; 6,09; e 16,6 m³/h/m) estão associados a fraturas. Destes, os dois poços que exploram aquíferos granulares (manto ou rocha sedimentar) atravessam quase exclusivamente materiais argilosos e, portanto, de baixa condutividade hidráulica.

Em termos do compartimento topográfico, vales, vertentes e topos apresentam produções muito parecidas, sendo que os três poços mais produtivos estão na posição topo, mas também associados a lineamentos.

A proximidade a lineamentos, quando comparada ao perfil litológico e compartimento topográfico, é o fator que exerce maior controle sobre a variação da produção.

Poços próximos a lineamentos apresentam-se significativamente mais produtivos que os distantes (Fig.10.40). Dentre eles, aqueles junto a 2 ou 3 lineamentos são significativamente mais produtivos que os restantes. Quando se considera a direção dos lineamentos, nota-se que as maiores produções associam-se ao intervalo N40-60W, com cinco, dos dez poços, apresentando capacidade específica maior que 0,5 m³/h/m. Para a direção N30-60E, 9, dos 10 poços apresentam Q/s variando de 0,03 a 0,4 (Tab.10.6, Fig.10.39).

Figura 10.40. Distribuição acumulada dos valores de capacidade específica (Q/s) para poços distantes ou próximos a lineamentos (área F).

Apesar de não se poder determinar apenas um evento preponderante para a área, é muito interessante notar que os dois poços com valores anormalmente elevados para a região como um todo (6,09 e 16,60 m³/h/m), estão locados em lineamentos N50W e em situação onde o evento T₁NW parece ser preponderante (Fig.10.39). No entanto o terceiro poço mais produtivo (3,96 m³/h/m), associa-se a lineamento NW mas ocorre em área de aparente

predomínio do evento $T\sigma 1EW$. Isto pode ser explicado pelo fato do evento $T\sigma 1NW$, sendo posterior ao $T\sigma 1EW$, poder ter aberto fraturas pré-existentes, anteriormente de cisalhamento e de direção NW. Em contrapartida as baixas produções que também se associam à direção NW pode ser explicada pela reativação, ou geração de fraturas de cisalhamento desta direção, durante atuação do evento $T\sigma 1NS$.

10.4.4 A tectônica cenozóica e sua influência sobre a produção de poços

1. As análises das áreas selecionadas corroboraram várias conclusões já alcançadas na abordagem regional, quanto ao papel do manto inconsolidado, dos diferentes tipos litológicos, do compartimento topográfico e dos lineamentos sobre a produção de poços. Entre elas destacam-se: a os valores mais elevados de Q/s estão vinculados à proximidade de lineamentos; a exploração de aquíferos porosos (manto inconsolidado e rochas sedimentares) diminui os contrastes da produção; o setor vale, quando comparado com encostas e topos, tende a apresentar maiores produções em função da sua alta correlação com a ocorrência de lineamentos.
2. Dentre as características geométricas dos fraturamentos a abertura parece ser a mais definitiva para maiores incrementos nas produções. O exame de alguns cenários de abertura e densidade de fraturas, passíveis de ocorrência na natureza e também na área de estudo, demonstrou que os maiores valores de Q/s (acima de $0,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$) seriam mais provavelmente atingidos se o poço atravessasse fraturas abertas, pois as densidades necessárias para produzir a mesma quantidade de água seriam muito elevadas e de rara ocorrência na área. É interessante observar que os valores acima de $0,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$ também parecem estar vinculados à proximidade de lineamentos e que a partir dele as curvas de aumento de Q/s apresentam gradiente bem mais acentuado. Este gradiente mais elevado possivelmente estaria relacionado a variações na abertura das fraturas.
3. Apesar do regime transcorrente ter predominado amplamente ao longo da tectônica posterior ao magmatismo Serra Geral e durante o Cenozóico e das suas características predominantemente compressivas, algumas evidências indicam que fraturas de tração também foram geradas nesse período. São elas a presença de feições plumosas (*plume*) e do tipo "costela" (*rib*) na superfície das fraturas, além da ocorrência ocasional de falhas normais. Os eventos aos quais deve se associar uma maior frequência de fraturas abertas seriam o $T\sigma 1NW$, por este ser o de atividade mais intensa na região, o $T\sigma 1NNE$, por ser o mais recente e tender a controlar quais fraturas estão abertas atualmente, e o $T\sigma 1EW$, ao qual as falhas normais parecem se associar com mais frequência, sugerindo uma componente trativa mais importante.

Além disto, as feições plumosas e em canelura foram identificadas em superfícies de direção NW, NNW, NNE e EW.

4. A determinação de padrões bem definidos de lineamentos e relacionáveis a um dos eventos tectônicos determinados constitui ferramenta fundamental do método de domínios tectônicos e foi bem sucedida em quatro (A, B, C e D) das seis áreas selecionadas para análise. Observou-se que a ocorrência daqueles padrões depende do tamanho, do tipo de relevo e da partição da deformação presente numa dada região.

Apesar de não ser possível definir o tamanho mais adequado, já que isto depende da partição da deformação, notou-se que em áreas maiores os padrões tendem a ser mais dispersos. As áreas dos domínios A, B, C1, D1, D2 e D3 variam de 4,5 a 55 km².

Em áreas mais planas, de colinas amplas, os lineamentos são mais esparsos por vezes não sendo possível subdividi-las ao ponto de se atingir uma área com padrão bem definido de lineamentos.

No que diz respeito à partição da deformação, notou-se que em alguns locais não existe predomínio claro da intensidade de atuação de um evento sobre o outro. Por outro lado, padrões de lineamentos nitidamente distintos foram identificados em áreas adjacentes e de pequeno tamanho, como é exemplificado pelos domínios D1, D2 e D3, mostrando a heterogênea distribuição das estruturas geradas pelos eventos rúpteis cenozóicos.

Nas áreas E e F, com 140 e 72 km², respectivamente, a impossibilidade de se definir domínios homogêneos parece ter resultado da conjunção de todos os fatores mencionados.

5. A análise de lineamentos em fotos de diferentes escalas mostrou ser importante, uma vez que nas de escala 1:60.000 tendem a ser identificados os lineamentos mais longos que, de um modo geral, mais provavelmente representam estruturas de cisalhamento. Nas fotos 1:25.000, por outro lado, são identificados os traços menores que mostram as heterogeneidades locais de um dado domínio. Isto pode ser ilustrado, por exemplo, pela área E onde, quando se analisam somente os traços das fotos 1:60.000, o padrão de lineamentos sugere atuação maior do evento $T\sigma_1NNE$. No entanto, quando se consideram também os traços das fotos 1:25.000, percebe-se a maior dispersão dos lineamentos o que sugere que, mais localizadamente, as estruturas geradas por outros eventos são bastante importantes. Observou-se também que as rosáceas que consideram o tamanho dos lineamentos apresentam padrão melhor definido que aquelas que consideram apenas o número de lineamentos.

6. Nos locais onde foi possível delimitar domínios tectônicos homogêneos, observou-se uma forte correlação entre os poços mais produtivos e os lineamentos paralelos ao σ_1 do evento preponderante, sugerindo que os poços mais produtivos exploram fraturas de tração cuja

abertura provavelmente se encontra na parte superior dos valores que ocorrem na natureza. Isto corrobora as estimativas de Q/s possíveis de serem obtidas em vários cenários de abertura e densidade de fraturas.

7. Nas áreas onde não foi possível identificar o evento tectônico preponderante (E e F), verificou-se que não existe correlação entre uma dada direção de lineamentos e os valores mais altos de Q/s mostrando que existem heterogeneidades localizadas de atuação dos eventos tectônicos.

8. De um modo geral a análise das áreas selecionadas mostrou que os lineamentos aos quais se associam as maiores produções apresentam direções NW, NNE e, subordinadamente, EW. Isto pode ser resultado dos seguintes fatores: o evento $T\sigma 1NW$ é o mais importante regionalmente, tendo gerado uma grande quantidade de estruturas pela área de estudo como um todo; o evento $T\sigma 1NNE$, por ser o mais recente tenderia a controlar as fraturas atualmente abertas; e, o evento $T\sigma 1EW$, parece apresentar uma componente trativa importante. Este último atua parece condicionar mais localizadamente a produção de alguns poços presentes no domínio B.

9. A exploração de fraturas abertas e a intersecção de lineamentos, o que propicia uma maior densidade e conectividade das descontinuidades e mesmo uma maior probabilidade de se interceptar fraturas de maior abertura, são, provavelmente, os principais fatores controladores de produções elevadas.

CAPÍTULO 11

CONCLUSÕES

11.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

1. A terça parte da área de estudo é constituída de rochas pré-cambrianas pertencentes à *Nappe* Socorro-Guaxupé e Faixa Alto Rio Grande, delimitadas entre si por uma faixa de rochas blastomiloníticas de direção geral NNW e mergulhos médios a baixos. Esta faixa é truncada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Campinas e Valinhos, com componentes oblíquas, de direção ao redor de N30E e mergulhos elevados para NW.
2. O Grupo Itararé foi subdividido em dois grandes conjuntos faciológicos que constituíram as unidades de mapeamento. Um deles é formado pelas facies de lamitos com seixos, ritmitos, argilitos-siltitos e arenitos muito finos laminados. Estas facies foram depositadas por fluxos de detritos de alta densidade e por correntes de turbidez em ambiente subaquoso, possivelmente marinho. Os ritmitos mais basais foram sedimentados, mais provavelmente, em lagos continentais. O outro conjunto faciológico constitui-se de arenitos finos a médios, maciços ou estratificados, arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas, em parte também maciços e arenitos conglomeráticos e conglomerados. Constituem depósitos de barras e de fundo de canais fluviais ou subaquosos. De um modo geral este conjunto faciológico sobrepõem-se ao de facies finas, constituindo feições acanaladas de dimensões decamétricas. Dados palinológicos indicam idade do Carbonífero Médio-Superior para o Grupo Itararé, na área estudada.
3. Os diabásios constituem diques e sills cujas maiores espessuras podem chegar a cerca de 200 m. Os maiores corpos tendem a se dispor entre as rochas pré-cambrianas e o Grupo Itararé. As principais ocorrências estão situadas a noroeste da cidade de Campinas e leste de Santo Antonio de Posse.
4. Na região de estudo, além dos depósitos de terraços, foram caracterizados três tipos de depósitos cenozóicos em termos de constituição, modo de ocorrência e idade. O mais antigo e amplamente distribuído, tendo sido o único representado em mapa, corresponde à Formação Rio Claro. Esta formação se desenvolveu em ambiente fluvial meandrante, onde as facies de planícies de inundação correspondem a siltitos/arenitos muito finos, com laminação horizontal plano-paralela, e argilitos siltosos, com laminação incipiente. As facies de canal, mais especificamente barras de pontal, correspondem a arenitos médios a grossos, com estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas, contendo níveis de conglomerados.

Lamitos maciços, que se interdigitam com as facies fluviais, foram depositados por processos de fluxo gravitacional (corridas de lama e coluvionamentos). A Formação Rio Claro tem sido considerada, mais provavelmente, do Neógeno, associando-se, principalmente, a relevos de colinas amplas e de topos sub-horizontais. As suas maiores espessuras não ultrapassam os 30 m.

5. Os depósitos coluviais de topo e encosta (TQlc) são de ocorrência bastante restrita. Constituem-se de arenitos finos pelíticos e maciços e dispõem-se em feições acanaladas de dimensões métricas a decamétricas.
6. Os depósitos de fluxos gravitacionais (Qlg) sobrepõem-se à Formação Rio Claro segundo contato erosivo e marcado por pavimento de clastos. Constituem-se de lamitos e arenitos pelíticos, maciços, com seixos e grânulos, cuja espessura, da ordem de alguns metros, aumenta em direção às drenagens atuais, demonstrando sua formação em paisagem muito próxima da atual. O material pedogeneizado do topo destes depósitos apresenta fragmentos de carvão cuja idade está entre 7000 e 6400 AP, devendo se tratar de material mais jovem que os lamitos sotopostos (Qlg).

11.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA RÚPTIL

1. As estruturas rúpteis mais provavelmente associadas a eventos anteriores ao magmatismo básico da Formação Serra Geral correspondem a fraturas de médios ângulos de mergulho, cujas direções principais correspondem a N50-75E e N30-50W. Também foram identificadas, subordinadamente, as direções N75-85W e N10-15E. Falhas rúpteis-dúcteis, de direção NW (inversas), ou NS-NNW (normais), ou ainda ENE (dextrais), e com deslocamentos marcados por dobras de arrasto, são, possivelmente, também pré-cretácicas.
2. As falhas de grandes rejeitos verticais e normais, observadas na região de contato entre o embasamento cristalino e a Bacia do Paraná, foram interpretadas como provavelmente geradas durante a tectônica de caráter essencialmente extensivo que vigorou no período de colocação dos corpos de diabásio. Elas apresentam direções ao redor de N30-60E ou EW-WNW sugerindo esforços extensionais de orientação NW ou NNE.
3. Posteriormente ao magmatismo Serra Geral a região foi submetida a cinco eventos tectônicos de regime transcorrente denominados, do mais antigo para o mais recente, de $T\sigma 1NE$, $T\sigma 1EW$, $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$, $T\sigma 1NNE$. Com exceção do mais antigo, todos afetam os depósitos cenozóicos. As principais estruturas por eles geradas correspondem a falhas transcorrentes, muitas vezes com componentes oblíquas, e fraturas conjugadas, ambas de

mergulhos elevados a subverticais. Falhas extensionais ou compressivas são de ocorrência subordinada.

4. O evento mais antigo, $T\sigma 1NE$, gerou/reactivou falhas EW a $N70E$, sinistrais, e NS a $N20E$, dextrais, apresentando esforços principais máximo ($\sigma 1$) e mínimo ($\sigma 3$) sub-horizontais e de direções NE e NW, respectivamente. As suas estruturas seccionam as rochas pré-cambrianas, o Grupo Itararé e a Formação Serra Geral, mas são anteriores aos depósitos cenozóicos identificados na área de estudo. Não foi possível definir precisamente o seu período de atuação, podendo estender-se do Eocretáceo, em contemporaneidade com a Zona de Transferência do Rio de Janeiro (há aproximadamente 120 Ma), até o Paleógeno, ou mesmo na transição deste para o Neógeno, como foi verificado em outras porções do Estado.
5. No evento $T\sigma 1EW$, posteriormente ao $T\sigma 1NE$, foram geradas e/ou reativadas falhas $N45-65E$, dextrais, e $N45-60W$, sinistrais. Os esforços principais máximo ($\sigma 1$) e mínimo ($\sigma 3$) são sub-horizontais e orientam-se segundo as direções EW (oscilando entre $N75W$ e $N75-80E$) e NS, respectivamente. A deposição da Formação Rio Claro se deu contemporaneamente ao evento $T\sigma 1EW$, ao qual se relacionam falhas normais de direção EW que seccionam as porções mais basais da formação. Também se observou que lineamentos de direção $N45E$ e $N50-55W$, aparentemente relacionáveis a este evento, parecem condicionar a ocorrência da formação, tanto na área de estudo, como na área de definição da mesma, junto à cidade de Rio Claro.
6. Os três últimos eventos tectônicos são quaternários, seccionam todos os depósitos cenozóicos identificados e foram denominados, do mais antigo para o mais jovem, de $T\sigma 1NW$, $T\sigma 1NS$ e $T\sigma 1NNE$.
7. O evento $T\sigma 1NW$ é o de maior importância para a região em termos de intensidade de atuação e de geração de estruturas. A ele se relacionam falhas EW a $N70W$, dextrais, e NS a $N25W$, sinistrais. Também foram identificadas falhas normais de direção NW. Os esforços máximo e mínimo são sub-horizontais e a direção de $\sigma 1$ oscila de $N60W$ a $N20W$, sendo que algumas evidências sugerem vários pulsos de atividade mais intensa, com rotação horária de $\sigma 1$ de um pulso para outro. Este evento atuou desde contemporânea até posteriormente à deposição dos lamitos de fluxos gravitacionais Qlg.
8. O evento $T\sigma 1NS$ atuou posteriormente ao $T\sigma 1NW$, tendo gerado e/ou reativado falhas $N30-50W$, dextrais, e $N30-50E$, sinistrais, sob campo de esforços com $\sigma 1$ oscilando entre $N15W$ e $N10E$ mas, em geral, ao redor de NS, e $\sigma 3$ ao redor de EW, ambos sub-horizontais. A posição de $\sigma 1$, algumas vezes, sugere que se trate de pulsos de atividade com campo de

- esforços em posição transicional entre os eventos anterior e posterior ($T\sigma 1NW$ e $T\sigma 1NNE$, respectivamente).
9. O último evento, $T\sigma 1NNE$, gerou e reativou falhas N50-65E, sinistrais, e NNW (NS a N30W), dextrais. A posição do esforço máximo principal $\sigma 1$ para este evento parece oscilar entre N10E e N35E. Isto concorda com parte dos dados de SHmax (esforço horizontal máximo) obtidos a partir de *breakouts* de poços localizados a oeste da área de estudo, sugerindo que o campo de esforços do último evento coincida com o atual. Falhas normais, cujas direções variam de N15E a N65E, são relacionáveis a este evento e seccionam os depósitos TQlc. Nos diabásios este evento produziu poucas estruturas neoformadas, predominando a reativação de planos pré-existentes. A sua atividade mais recente também é atestada pela formação de escarpa de relevo onde a direção EW, gerada no evento $T\sigma 1NE$ e retomada no $T\sigma 1NW$, foi reativada também pelo evento $T\sigma 1NNE$.
 10. Os três últimos eventos tectônicos, de idade quaternária, são correlacionáveis aos últimos eventos, tidos como neotectônicos, identificados no Vale do Paraíba.
 11. Os quatro últimos eventos, com atividade a partir do Neógeno, foram tentativamente considerados como neotectônicos em função de parecerem fazer parte de uma evolução mais prolongada e contínua, cuja causa motora provocou rotação horária dos esforços desde a direção EW (evento $T\sigma 1EW$) até NNE (evento $T\sigma 1NNE$). Esta causa provavelmente relaciona-se à somatória de efeitos mais locais com aqueles gerados pela migração da placa Sul-Americana para oeste.
 12. Os *trends* principais de lineamentos, identificados em rosáceas, apresentam uma forte correlação com as direções relacionadas aos eventos tectônicos posteriores ao magmatismo Serra Geral. São exceções as direções N20-35E e N50-60E. A primeira corresponde a um *trend* bem marcado somente na porção oriental da área, onde afloram as rochas pré-cambrianas, e consiste na direção da foliação gnáissica e milonítica das zonas de cisalhamento. A direção N50-65E é paralela às falhas sinistrais do evento $T\sigma 1NNE$ e os lineamentos correspondentes são bastante subordinados com relação aos demais trends. Isto, provavelmente, reflete o fato do último evento tectônico ter gerado poucas estruturas, predominando a reativação de planos pré-existentes.
 13. As principais direções estruturais passam, sem interrupção, do domínio das rochas pré-cambrianas para a Bacia do Paraná. Elas comumente controlam a distribuição e os limites entre tipos de relevo, observando-se, também, que os lineamentos regionais mais contínuos apresentam uma boa correlação com descontinuidades indicadas pelo mapa de superfícies de base. Nota-se, ainda, que as direções WNW e NS, relacionáveis ao evento $T\sigma 1NW$,

compartimentam a área em porções com densidade e, por vezes, padrões de lineamentos distintos, reforçando as conclusões deduzidas a partir dos dados de campo, de que a atuação deste evento foi mais intensa que a dos outros.

11.3 OS FATORES CONTROLADORES DA PRODUÇÃO DE POÇOS COM ÊNFASE À TECTÔNICA CENOZÓICA

A análise da produção dos poços através das abordagens regional e, principalmente, da de domínios tectônicos homogêneos, desenvolvida no presente estudo, permitiu chegar às seguintes conclusões:

1. Existe uma extrema variabilidade de valores de Q/s (capacidade específica), mesmo em áreas muito pequenas, tanto na porção oriental, onde afloram rochas pré-cambrianas, como na ocidental, Bacia do Paraná, principalmente onde ocorrem diabásios. Isto decorre do fato dos fatores locais predominarem sobre os regionais.
2. A correspondência entre lineamentos e faixas mais intensamente fraturadas em subsuperfície é indicada pelos seguintes fatores: (1) poços associados a lineamentos, principalmente no caso das rochas cristalinas, são mais produtivos, sendo que os valores mais elevados (maiores que $0,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$) estão sempre, salvo raras exceções, vinculados à proximidade de lineamentos; (2) a produção aumenta significativamente quando o poço se encontra junto a 3 lineamentos, sugerindo que eles reflitam a intersecção (conectividade) de maior quantidade de fraturas.
3. As produções ligeiramente maiores associadas aos vales, parecem ser devidas ao fato destes serem altamente correlacionáveis à presença de lineamentos e, por conseguinte, a fraturas e outras descontinuidades. Além disto, no compartimento vale os níveis estáticos são mais elevados e as fraturas, porventura presentes, encontram-se completamente saturadas.
4. A exploração de meios porosos mais permeáveis, tais como arenitos do Grupo Itararé e rocha alterada a semi-alterada do manto inconsolidado, reduzem os contrastes de produção.
5. Os contatos litológicos entre rochas reologicamente bastante distintas parecem não ser um fator importante para o aumento de Q/s , pois os poços mistos comportam-se de forma muito semelhante aos gnaisses e granitos, em termos de variação da produção.
6. A presença de fraturas nos diabásios, mais do que em qualquer outro tipo litológico da área, provoca aumento significativo de Q/s em função das suas características reológicas condicionarem a formação de fraturas de grande continuidade, planas e pouco rugosas.

7. A associação a lineamentos não é garantia de produções elevadas já que em 40% dos casos Q/s é menor que $0,1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Isto sugere que existam diferentes classes de lineamentos no que diz respeito às características das fraturas que eles representam em superfície. Dentre as características geométricas dos fraturamentos, a abertura parece ser a mais definitiva para maiores incrementos nas produções. O exame de alguns cenários de abertura e densidade de fraturas, passíveis de ocorrência na natureza e também na área de estudo, demonstrou que os maiores valores de Q/s (acima de $0,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) seriam mais provavelmente atingidos se o poço atravessasse fraturas abertas, pois as densidades necessárias para produzir a mesma quantidade de água, no caso de fraturas de pouca abertura, seriam muito elevadas e de rara ocorrência na área.
8. Os eventos cenozóicos, apesar de terem se desenvolvido em regime transcorrente, também geraram fraturas de tração, possivelmente pelo mecanismo de concentração de esforços trativos na extremidade de fraturas pré-existentes. O mecanismo extensional é indicado pela presença de feições plumosas (*plume*) e do tipo "costela" (*rib*) na superfície de fraturas de direção NW, NNW, NNE e EW. Os eventos aos quais seria de se esperar que se associassem uma maior quantidade de fraturas abertas seriam o $T\sigma_1\text{NW}$, por este ser o de atividade mais intensa na região; o $T\sigma_1\text{NNE}$, por ser o mais recente e tender a controlar quais fraturas estão abertas atualmente; e o $T\sigma_1\text{EW}$, ao qual as falhas normais parecem se associar com mais frequência, sugerindo uma componente trativa mais importante. A análise das áreas selecionadas corroborou estes dados, uma vez que as maiores produções de poços estão associadas às direções NW, NNE e, subordinadamente, EW.
9. Acredita-se que a relação aparentemente caótica de Q/s com as diferentes direções de lineamentos, resultante da análise regional, deve-se ao fato desta não ser suficiente para associá-las a fraturas geradas por mecanismos distintos, ou seja, de cisalhamento ou de tração. Com o objetivo de definir direções de lineamentos que mais provavelmente estariam associados a fraturas abertas, foi desenvolvido o método de análise de domínios tectônicos homogêneos aplicados a pequenas áreas selecionadas.
10. A determinação de padrão bem definido de lineamentos, e sua correlação com um dado evento tectônico, constitui ferramenta fundamental do método de domínios tectônicos homogêneos. Ela foi bem sucedida em quatro (A, B, C e D) das seis áreas selecionadas para análise. Observou-se que a ocorrência daqueles padrões depende do tamanho, do tipo de relevo e da partição da deformação presente numa dada região. De um modo geral, áreas grandes e de relevo plano são menos propícias à aplicação do método. A importância da partição da deformação foi demonstrada pela constatação da existência de áreas adjacentes, e de pequeno tamanho, com padrões de lineamentos nitidamente distintos,

mostrando a heterogênea distribuição das estruturas geradas pelos eventos rúpteis cenozóicos.

11. Nos locais onde foi possível delimitar domínios tectônicos homogêneos, observou-se uma forte correlação entre os poços mais produtivos e os lineamentos paralelos a σ_1 e perpendiculares a σ_3 do evento preponderante. Isto sugere que estes poços exploram fraturas de tração, cuja abertura provavelmente se encontra na parte superior dos valores que ocorrem na natureza. Isto corrobora as estimativas de Q/s possíveis de serem obtidas em vários cenários de abertura e densidade de fraturas.
12. Nas áreas onde não foi possível identificar o evento tectônico preponderante (E e F), verificou-se que não existe correlação entre uma dada direção de lineamentos e os valores mais altos de Q/s, mostrando que existem heterogeneidades localizadas de atuação dos eventos tectônicos.
13. A exploração de fraturas abertas e a intersecção de lineamentos, o que propicia uma maior densidade e conectividade das discontinuidades e mesmo uma maior probabilidade de se interceptar fraturas de maior abertura, são, provavelmente, os principais fatores controladores de produções elevadas.
14. Considera-se que os resultados obtidos foram positivos e que isto se deve a dois fatores principais: (1) houve a integração de duas áreas do conhecimento, geologia estrutural e hidrogeologia, as quais, tradicionalmente, são tratadas em separado; (2) o estudo foi realizado em duas escalas, uma regional, onde foram integrados dados de deformação rúptil para possibilitar o entendimento da evolução tectônica cenozóica; e outra local, onde se procurou determinar o evento mais atuante. Esta segunda escala de análise é de importância fundamental para o controle das características hidráulicas de um meio fraturado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.; Fuck, R.A.. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas...Núcleo do Nordeste da SBG, p.363-391.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Dantas, A.S.L.; Carneiro, C.D.R.; Melo, M.S.; Bistrichi, C.A. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. Volume 1 - Nota Explicativa. IPT-DMGA (Monografia 6), 126p.
- Almeida, F.F.M. & Melo, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: IPT-Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1981, Mapa Geológico do Estado de São Paulo. PRÓ-MINÉRIO/PROMOCET, São Paulo. p.46-81.
- Amaral, G. 1996. Análise estrutural de fotolineamentos e seu uso na integração de dados. Em preparação.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Reynolds, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2):159-189.
- Angelier, J. 1979. Determination of the mean principal directions of *stresses* for a given fault population. *Tectonophysics*, 56:17-26.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal Geophysical Research*, 89: 5835-5848.
- Angelier, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11: 37-50.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: *Continental Deformation*, P. L.Hancock, (Ed.), Pergamon Press, U.K., p. 53-100.
- Angelier, J.; Colleta, B.; Anderson, R.E. 1985. Neogene paleostress changes in the Basin and Range: a case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 96:347-361.
- Angelier, J & Mechler, P. 1977. Sur une methode grafique de recherche des *constraints* principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin Societe Geologique de France*, 7:1309-1318.
- Arthaud, F. 1969. Determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bulletin Societe Geologique de France*, 7(11):729-737.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate *stress* field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8):11889-11903.
- Assumpção, M. 1997. Focal Mechanisms of small events in SE Brazilian Shield: a test of stress models of the South American Plate. Submetido ao *Geophysical Journal International*.
- Assumpção, M.; Barbosa, J.R.; Berrocal, J.; Bassini, A.; Veloso, J.A.; Marzda, A.; Ribotta, L.C. 1997. Recent sismicity in Southern Minas Gerais State. Submetido à *Revista Brasileira de Geofísica*.
- Ball, D.F. & Herbert, R. 1993. The use of collector wells within the regolith aquifer of Sri Lanka. *Ground Water*, 30(5): 683-689.
- Banks, D.; Rhor-Torp, E.; Skarphagen, H. 1994. Groudwater resources in hard rock: experiences from the Hvaler study, Southeastern Norway. *Applied Hydrogeology* 2(2):33-42.
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C.; Bergmann, M., Figueiredo, M.C.H. 1986. Geologia da Folha Amparo. São Paulo. Pró-Minério/USP. V.1 (Geologia). 109p.
- Basei, M.A.S. & Vlach, S.R.F. 1981. O enxame de diques da região de Cunha e Lagoinha, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba...Atas, Curitiba, SBG, v.1, p.305-309.
- Bergerat, F. 1987. Stress fields in the European Plataform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6(2):99-132.

- Bertachini, A.C. 1987. Estudo das características hidrogeológicas dos terrenos cristalinos sob clima úmido, na região de Jundiá. 180 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Bjornberg, A.J.S. 1965. Sedimentos pós-cretácicos do leste do Estado de São Paulo. 133 p. (Tese de Livre-Docência, Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo).
- Bjornberg, A.J.S. 1969. Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia. 128 p. (Provimento do Cargo de Professor, Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo).
- Bjornberg, A.J.S.; Gandolfi, N.; Paraguassu, A.B..1971. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971... Anais, São Paulo, SBG, v.2, p.159-174
- Bjornberg, A.J.S. & Landim, P.M.B. 1966. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro, Neoceno-zóico. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 15(4):43-68.
- Briz-Kishore, B.H. 1993. Assessment of yield characteristics of granitic aquifers in South India. Ground Water, 31(6):921-928.
- Caetano-Chang, M.R. 1984. Análise ambiental e estratigráfica do Grupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. São Paulo, 310p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Campanha, G.A.C.; Carneiro, C.D.R.; Pereira, G.E.; Ferromoto, P.; Yociteru, H; Nagata, N. 1996. Uso do programa TRADE para determinação de direções principais de esforços pelo método Angelier e Arthaud. In: Carneiro, C.D.R. (Coord.), *Projeção estereográfica para análise de estruturas*. UNICAMP/CPRM/IPT, São Paulo, p.115-120.
- Campanha, G.A.C.; Riccomini, C.; Melo, M.S.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Dehira, L.K. 1985. Análise do padrão de fraturamento mesozóico-cenozóico de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas... SBG, São Paulo, v.1,p. 337-350.
- Campos Neto, M.C. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande -ensaio de evolução tectônica. 210 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R.; Figueiredo, M.C.H. 1984. Geologia da Folha Bragança Paulista, 1:50.000. Relatório Final, São Paulo, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO, v. 1, 162p. (Inédito).
- Carrera, J.; Heredia, J.; Vomvoris, S.; Hufschmied, P. 1990. Fracture flow modelling: application of automatic calibration techniques to a small fractured monzonitic gneiss block. In: S.P. Neuman & I. Neretnieks (Eds.), *Hydrogeology of low permeability environments*, International Association of Hydrogeologists, vol.2, p. 115-167.
- Castro, J.C. & Schneider, R.L. 1993. Cronoestratigrafia e evolução paleogeográfica da sucessão Itararé- Rio Bonito (Mb. Triunfo), sudeste da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. Boletim de Resumos...UNESP, Rio Claro, p.37-38.
- Castro, S.A.P.; Souza, C.R.; Goulart, A.C.O. 1995. Geomorfologia dos municípios de Jaguariúna, Holambra, Cosmópolis, Americana; Nova Odessa, Sumaré, Hortolândia e Paulínia. In: Subsídios ao planejamento regional e urbano do meio físico na porção média da Bacia do Rio Piracicaba. Instituto Geológico - SMA, São Paulo. Relatório Interno, v.2, p.218-266.
- Cavalcante, I.N. 1990. Estudo hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo: área piloto de Atibaia (SP). 123 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Cavalcante, J.C.; Cunha, H.C.S.; Chierigati, L.A.; Kaefer, L.Q.; Rocha, J.M.; Daitx, E.; Ramalho, R. 1979. Projeto Sapucaí. Relatório Final, MME/DNPM, Série Geologia 4, Seção Geológica Básica 2, 299p.

- Chang, H.K. & Kowsmann, R.O. 1991. Significado dos diques do Arco de Ponta Grossa na abertura diferencial do Atlântico Sul. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro...Boletim, Rio Claro, UNESP/SBG, p.77-78.
- Chilton, P.J. & Foster, S.S.D. 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, 3(1):36-49.
- Christofoletti, A. 1968. O fenômeno morfogenético no Município de Campinas. 209 p. (Tese de doutoramento, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro da Universidade de Campinas).
- Coimbra, A.M.; Goes, A.M.; Hachiro, J.; Sant'Anna, L.G.; Hellmeister Junior.; Z; Cabral Junior, M.; Moraes, M.C.; Stefani, F.L.; Vieira, P.C. 1992. Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos expandidos...SBG, São Paulo, v.2, p. 419-421.
- Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). *In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Eds.). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*, São Paulo, IAG-USP, p:47-62.
- Cordani, U.; Halpern, M.; Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. *In: Willig, C.D.; Valentim, N.; Conte, C.N.; Fir Filho, J.A.; Mônaco, O.A.(Eds), Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Texto Explicativo, Brasília, DNPM, p.70-77.
- Cordani, U.G.; Neves, B.B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Ciência-Técnica-Petróleo*, Publicação nº 15, Rio de Janeiro, PETROBÁS-CENPES-SINTEP, 70 p.
- Costa, W.D. 1986. Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural - área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. 225p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Cottas, L.R.; Fiori, A.P.; Landim, P.M.B. 1981. Divisão faciológica do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana no nordeste do Estado de São Paulo. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba, 1981. Atas...Curitiba, SBG, v.2, p. 103-115.
- Custodio, E. & Llamas, M.R.. 1981. Hidrologia subterrânea. Ediciones Omega, Barcelona, Tomos I e II. 1161 p.
- Damasceno, E.C. 1966. Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e metabásicas da região de Ubatuba, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 38:293-304.
- Davis, S.N. & Turk, L.J. 1963. Optimum depths of wells in crystalline rocks. Apresentado no *National Water Well Exposition*, San Francisco, Califórnia, 1963.
- Del Rey, A.C. 1991. Fraturamento no nordeste do Estado de São Paulo e sua associação ao comportamento hidrogeológico regional. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, 1991. Boletim de Resumos...Rio Claro, UNESP, p. 197-198.
- Domenico, P.A. & Schwartz, F.W. 1990. Physical and chemical hydrogeology. John Wiley & Sons, New York, 824 pp.
- Dunne, W.M. & Hancock, P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. *In: P. L.Hancock (Ed.), Continental Deformation*, Pergamon Press, U.K., p. 101-120.
- Ebert, H. 1968. Ocorrências da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40:215-229.
- Engelder, T. 1994. Brittle crack propagation. *In: P. L.Hancock (Ed.), Continental Deformation*, Pergamon Press, U.K., 43-52.
- Eyles, N.; Eyles, C.H.; França, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40:1-25.
- Facincani, E.M.; Hasui, Y.; Santos, M.; Jimenez-Rueda, J.R.; Mattos, J.T. 1994. Influência das estruturas tectônicas na gênese e evolução das boçorocas da região de São Pedro, SP. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário de Camboriú...Boletim de Resumos, Balneário de Camboriú, SBG, v.2, p.278-279.

- Fernandes, A.J. & Azevedo Sobrinho, J.M. 1993. Terrenos da Faixa Alto Rio Grande a leste de Campinas-SP. In: SIMPÓSIO de GEOLOGIA do SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, 1993...Atas, SBG, Rio de Janeiro, p.113-120.
- Fernandes, A.J.; Azevedo Sobrinho, J.M.; Teixeira, A.L.; Boggiani, P.C.; Garda, G.M. 1993. Geologia do Município de Campinas. //: Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento do Município de Campinas (SP). Instituto Geológico - SMA, São Paulo, Vol.2, p. 2-51.
- Fernandes, A.J. & Ferreira, C.J. 1995. Geologia dos municípios de Jaguariúna, Holambra, Cosmópolis, Americana, Nova Odessa, Sumaré, Hortolândia e Paulínia na escala 1:50.000. Instituto Geológico - SMA, São Paulo. Relatório Interno, v.2, p.167-217.
- Fernandes, A.J.; Fittipaldi, F.C.; Ferreira, C.J. 1994. Faciologia dos depósitos cenozóicos entre Jaguariúna e Americana-SP. //: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994...Boletim de Resumos, SBG, Balneário de Camboriú.
- Fernandes, A.J. & Souza, C.R.G. 1994. Evidências geológicas e geomorfológicas de atividade tectônica cenozóica na porção média da Bacia do Rio Piracicaba. //: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994...Boletim de Resumos, SBG, Balneário de Camboriú.
- Ferreira, F.J.F. 1991. Aerogamaespectrometria e aeromagnetometria de um trato odicental do Pré-Cambriano paulista. 150pp. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A.V.; Ferrari, M.P.; Vianna, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do lineamento estrutural de Guapiara. //: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas...SBG, Curitiba, v.1., p.:226-240.
- Florquist, B.A., Fox, F.M. & Associates. 1972. Techniques for locating water wells in fractured crystalline rocks. Groundwater, Field Reports. 24th Annual National Water Well Association Convention in Atlanta.
- França, A.B. 1987. Stratigraphy, depositional environment, and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo-Carboniferous), Paraná Basin-Brazil. Cincinnati, 188p. (PhD Thesis, University of Cincinnati, USA).
- França, A.B. 1993. Estratigrafia e avanços na interpretação do grupo Itararé. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. Boletim dos resumos...UNESP, Rio Claro, p. 30.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). Boletim de Geociências da Petrobrás. 2:147-191.
- Frantz, T & Guiguer, N. 1990. Flowpath: 2D horizontal aquifer simulation model. Waterloo Hydrogeologic Software. Waterloo, ON, Canadá. 72p.
- Freeze, R.A. & Cherry, J.A. 1979. Groundwater. 604 pp. Prentice Hall, New Jersey, USA.
- Fúlfaro, V.C.; Oliveira, M.A.F.; Morales, N.; Souza Filho, E.E. 1985. Evolução cenozóica da região de Atibaia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas...São Paulo, SBG, v.1, 315-321.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Vianna, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 12(4):590-611.
- Fúlfaro, V.J. & Suguio, K. 1968. A Formação Rio Claro, neoceno-zóica, e seu ambiente de deposição. OIGG, São Paulo, 20:45-60.
- Gama Junior, E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.J.P.S.; Padula, E.K. 1992a. Contribuição ao estudo da ressedimentação do Subgrupo Itararé: tratos de facies e hidrodinâmica deposicional. Revista Brasileira de Geociências, 22(2): 228-236.
- Gama Junior, E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.J.P.S.; Padula, E.K. 1992b. Contribuição ao estudo da ressedimentação do Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. Revista Brasileira de Geociências, 22(2): 237-247.
- Gamond, J.F. 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimented models. Journal of Structural Geology, 5(1):33-45.

- Gross, M. 1993. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coast Line, California. *Journal of Structural Geology*, 15(6):737-751.
- Gustafsson, P. 1994. Spot satellite data for exploration of fractured aquifers in a semi-arid area in Southeastern Botswana. *Applied Hydrogeology*, 2(2):9-18.
- Gustafsson, G. & Krásný, J. 1994. Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology* 2(2):64-75.
- Hancock, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):437-457.
- Hancock, P.L. & Engelder, T. 1989. Neotectonic Joints. *Geological Society of America Bulletin*, 101:1197-1208.
- Hassuda, S.; Oda, G.H.; Iritani, M.A.; Lopes, M.C.; Bertolo, R.; Hirata, R.C.A.; Ferreira, L.M.R. 1993. Hidrogeologia do Município de Campinas. *In: Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento do Município de Campinas (SP). Instituto Geológico - SMASP, v. 2, p.139-221.*
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais*, 11:1-32.
- Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Miotto, J.A.; Melo, M.S.. 1982. Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. IPT, São Paulo, Monografia nº 7, 133 p.
- Hasui, Y.; Dantas, A.S.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A. 1981. O Embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. *In: IPT- Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1981, Mapa Geológico do Estado de São Paulo. PRÓ-MINÉRIO/PROMOCET, São Paulo. p.12-45.*
- Hasui, Y.; Facincani, E.M.; Santos, M.; Jimenez-Rueda, J.R. 1995. Aspectos estruturais e neotectônicos na formação de boçorocas na região de São Pedro, SP. *Geociências*, 14(2):59-76.
- Hasui, Y. & Oliveira, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira: Setor Central. *In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. (coords.). O Pré-Cambriano do Brasil, (Ed.) Edgard Blücher Ltda., São Paulo, p. 308-344.*
- Hains, B.A. 1991. Applied geological mapping in the Wrexham area: geology and land-use planning. British Geological Survey, Nottingham. Technical Report WA/91/4. 95 p.
- Henriksen, H. 1996. Relation between topography and well yield in bore-holes in crystalline rocks, Sogn og Fjordane, Norway. *Ground Water*, 33(4):635-643.
- Jain, V.E. 1980. Geotectónica general, parte 1. (Ed.) MIR, Moscou, v.1., 356 p.
- Knopman, D.S. & Hollyday, E.F. 1996. Variation in specific capacity in fractured rocks, Pennsylvania. *Ground Water*, 31(1):135-145.
- Lima, C.; Nascimento, E.; Assumpção, M. 1997. Stress orientations in Brazilian Sedimentary Basins from breakout analysis - implications for force models in the South American Plate. *No prelo.*
- Lawn, B.R. & Wilshaw, T.R. 1975. Fracture of brittle solids. Cambridge Press University. 204p.
- Loiselle, M. & Evans, D. 1995. Fracture density distributions and well yields in Coastal Maine. *Ground Water*, 33(2): 190-196.
- Lopes, M.F.C. 1995. Panorama de águas subterrâneas no Brasil - uso, importância e limitações. *In: SIMPÓSIO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, São Paulo, 1995...Atas, ILSI, São Paulo.*
- Liu, C.C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1, Rio de Janeiro, 1987...Atas, SBG, Rio de Janeiro, p.165-188.*
- Mabee, S.B.; Hardcastle, C.H.; Wise, D.U. 1994. A method of collecting and analyzing lineaments for regional scale fractured-bedrock aquifer studies. *Ground Water* 32(6):884-894.

- Mancini, F. 1995. Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. 107p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Manoel Filho, J. 1996. Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural. 197 pp. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Massoli, M. 1991. Relação entre o embasamento cristalino e os sedimentos basais do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora, SP. 94p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Meijerink, A.M.J. 1996. Remote sensing applications to hydrology: groundwater. *Hydrological Sciences Journal*. 41(4): 549-561.
- Meiser & Earl Hydrogeologists. 1982. Use of fracture traces in water well location handbook. U.S. DEPARTMENT OF THE INTERIOR. Office of Water Research and Technology. Washington, D.C., 63 p.
- Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin - an introduction. *In*: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Eds.). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, IAG-USP, p. 1-13.
- Melo, M.S. 1990. A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. 211 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Melo, M.S. 1995. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neoceno-zóica na Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado. 144 pp. (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Melo, M.S. & Ponçano, W.L. 1983. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas - SP, São Paulo, Monografia nº 9, 74 p.
- Melo, M. S.; Stein, D.P.; Onçano, W.L.; Bistrichi, C.A. 1993. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Revista do Instituto de Geociências*, 14(1):27-38.
- Menegasse, L.N. 1991. Estudo hidrogeológico das rochas metassedimentares do Grupo São Roque a NW da Grande São Paulo: critérios para locação de poços profundos. 104 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Milani, E.J.; França, A.B.; Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Geociências, PETROBÁS*, Rio de Janeiro, 8(1):69-82.
- Mioto, J.A. 1990. Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geociências, Núcleo Minas Gerais*, 11:1-32.
- Moore, G.K.; Waltz, F.A. 1983. Objective procedures for lineament enhancement and extraction. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 49(5):641-647.
- Mörner, N.-A. 1989. Paleoseismicity and neotectonics. *Tectonophysics*, 163:181-184.
- Nakashima, P. 1973. Estudo das formações superficiais na área de Campinas - Viracopos (SP): suas relações com a evolução geomorfológica e os solos. 149 p. (Tese de doutoramento, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências da Universidade de São Paulo).
- Novakowski, K. 1995. Groundwater flow in fractured rocks. Waterloo Centre for Ground Water Research, Canada. Course Notes. 46 p.
- O'Leary, D.W.; Friedman, J.D.; Pohn, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society American Bulletin*, 87(10):1463-1469.
- Oda, G.H.; Bertolo, R.; Ferreira, L.M.R.; Yoshinaga, S.; Lopes, M.C. 1995. Hidrogeologia dos municípios de Jaguariúna, Holambra, Cosmópolis, Americana; Nova Odessa, Sumaré, Hortolândia e Paulínia. *In*: Subsídios ao planejamento regional e urbano do meio físico na porção média da Bacia do Rio Piracicaba. Instituto Geológico-SMA, São Paulo, Relatório Interno v. 3., p.290-372.
- Parizek, R. & Gold, D. 1993. Fracture trace and lineament analysis. Pennsylvania State University, Course Notes, 91 p.

- Parizek, R.R & Siddiqui, S.H. 1969. Determining the sustained yields of wells in carbonate and fractured aquifers. Apresentado no *National Water Well Association Convention*, San Francisco, St. Louis, Missouri, 1969.
- Park, R.G. 1989. Foundations of structural geology. Glasgow, Blackie, 2º (Ed.) 148 p.
- Park, R.G. & Jaroszewski, W. 1994. Craton tectonics, stress and seismicity. In: P. L.Hancock, (Ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, U.K., 200-222.
- Pellogia, A.U.G. 1990. A Faixa Alto Rio Grande na região de Amparo. 124p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Penteado, M.M. 1976. Geomorfologia do setor centro-ocidental da depressão periférica paulista. Instituto de Geografia/USP, São Paulo, Série Teses e Monografias 22,. 86 p.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6):597-608.
- Petri, S. & Souza, P.A. 1993. Análise dos dados paleontológicos e bioestratigráficos do Subgrupo Itararé. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. Boletim dos Resumos...UNESP, Rio Claro, p.31-33
- Picarelli, A.T.; Daemon, R.F.; Toigo, M.M.; Quadros, L.P.; Klepizig, M.C. 1993. Palinologia quantitativa e a evolução paleoambiental do Grupo Itararé - Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. Boletim dos resumos...UNESP, Rio Claro. p.34.
- Pires Neto, A.G. 1996. Estudo morfotectônico das bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari, Jundiaí e áreas adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica. Relatório de Projeto de Pós-Doutoramento, Instituto de Ciências Exatas- UNESP, Rio Claro, 76 p..
- Pires Neto, A.G.; Castro.S.A.P.; Mendes, E.A.A.; Goulart, A.C.O.; Tominaga, L.K. 1993. Geomorfologia do Município de Campinas. In: Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento do Município de Campinas (SP). Instituto Geológico - SMA, São Paulo, Relatório Interno, v.2, p.52-81.
- Pollard, D.P. & Aydin, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of American Bulletin*, 100:1181-1204.
- Ponçano, W. L.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A.; Almeida, F.F.M.; Prandini, F.L. 1981. O mapa geomorfológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. IPT, São Paulo, Publicação 1183, Série Monografias 5, 2v.
- Ponçano, W.L.; Stein, D.P.; Almeida, F.F.M.; Almeida, M.A.; Melo, M.S. 1982. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, *Anais*. Salvador, SBG, v.4, p.1339-1350.
- Price, N.J.; Cosgrove, J.W. 1990. Analysis of geological structures. Cambridge, Cambridge University Press, 502 p.
- Ramsay, J. G. & Huber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, London. 700 pp.
- Reading, H.G. 1986. Sedimentary environments and facies. 2nd (Ed.) Oxford. Blachwell Scientific Publications, 613 p.
- Rebouças, A.C. 1988. Groundwater in Brazil. *Episodes*, 11(3):209-214.
- Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, 256 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Riccomini, C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gonduânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. 100 p. (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Riccomini, C.; Mancini, F.; Hasebe, F.K.; Ridente, J.L.; Sant'Anna, L.G., Fambrini, G.L. 1991a. Evidências de neotectonismo no vale do Rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo,...Atas, SBG, São Paulo, p.27-28.
- Riccomini, C.; Pellogia, A.U.G.; Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W.; Figueira, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar Rift System (southeastern Brazil). *Journal os South American Earth Sciences*, 2:191-197.

- Riccomini, C.; Turcq, B.; Suguio, K. 1991b. The record of continental sedimentation in Southeastern Brazil during the last millennium: palaeoseismicity, the little ice age, and man. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 63:90.
- Riccomini, C. & Vassiliou, A.P. 1993. Geologia da porção ocidental do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. *In: SIMPÓSIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA*, 1, São Paulo, 1993, Programa e Resumos. São Paulo, USP/CNPq. p.1-8.
- Rocha Campos, A.C.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Sonoki, H.M.; Sonoki, I.K. 1988. Age of Paraná flood volcanism. *In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Eds.) - The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP, p:25-45.
- Saadi, A. 1994. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1(1):1-15.
- Salvador, E. 1994. Análise neotectônica da Região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). 129 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Sami, K. 1996. Evaluation of the variations in borehole yield from a fractured Karoo Aquifer, South Africa. *Ground Water*, 34(1):114-120.
- Santi, P.M. 1995. Evaluating water flow through weathered rock materials. *AEG NEWS* feature article, 38/1, p.28-31.
- Side, W.C. & Lee, P.Y. 1995. Estimating local Ground-water flow conditions in a granitoid: preliminary assessments in the Waldoboro Pluton Complex, Maine. *Ground Water*, 33(2):291-302.
- Siddiqui, S.H. & Parizek, R.R. 1971. Hydrogeologic factors influencing well yields in folded and faulted carbonate rocks in central Pennsylvania. *Water Resources Research*, 7(5):1295-1312.
- Silva, A.B. 1984. Análise morfo-estrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero cárstico do Jaíba, norte de Minas Gerais. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Soares, P.C.; Barcellos, P.E.; Csordas, S.M. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. *In: SIMPÓSIO DE SENSORIAMENTO REMOTO*. 143-156.
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Sinelli, O.; Wernick, E.; Wu, F.T.; Fiori, A.P. 1977. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2):131-149.
- Scholz, C.H. 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, 439 p.
- Sonoki, I.K. & Garda, G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim do Instituto de Geociências - USP, Série Científica*, 19:63-85.
- Souza Filho, E.E. 1983. Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, 4, São Paulo. Atas...SBG, São Paulo, 191-196.
- Souza Filho, E.E. de. 1986. Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP). 121p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Stevaux, J.C.; Souza Filho, E.E.; Teixeira, J.A.; Landim, P.M.B. 1987. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (P-C) na bacia hidrográfica do baixo Rio Capivari (SP): um modelo de prospecção de água subterrânea. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, 6, Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG, v.1, p.335-374.
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. 1994. Neotectonics. *In: Hancock, P.L. (Ed.), Continental Deformation*, Pergamon Press, U.K., 370-410.
- Tassinari, C.C.G. & Campos Neto, M.C. 1988. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State - Brazil, based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis* 2(2):175-183.

- Tjia, H.D. 1964. Slickensides and fault movements. *Geological Society of American Bulletin*, 75:683-686.
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124:333-348.
- UNESCO 1984. Ground water in hard rocks. *Studies and reports in hydrogeology* 33. UNESCO, Paris.
- Vasconcellos, A.C.B. 1988. O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. 199p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Vlach, S.R.F. 1985. Geologia, Petrografia e Geocronologia das Regiões Meridional e Oriental do Complexo de Morungaba, SP. 253p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Vlach, S.R.F. 1993. Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP. 414 pp. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste e centro-sul de São Paulo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 27, Aracaju, 1973. *Anais...SBG*, v.3, p.: 259-277.
- Wilcox, R.E.; Harding, T.P.; Seely, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 57:74-96.
- Willig, C.D.; Valentim, N.; Conte, C.N.; Zir Filho, J.A.; Mônaco, O.A. 1974. Carta geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto Explicativo. Brasília, DNPM, 87 pp.
- Winkler, H.G.F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. 3th ed., Springer-Verlag, New York.
- Woodcock, N.H. & Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. *In: P. L. Hancock (Ed.), Continental Deformation*, Pergamon Press, U.K, p. 251-263.
- Yin, Z.-Y. & Brook, G.A. 1996. The topographic approach to locating high-yield in crystalline rocks: does it work? *Groundwater*, 30(1): 102.
- Yoshinaga-Pereira, S. 1996. Proposta de representação cartográfica na avaliação hidrogeológica para estudo de planejamento e meio ambiente, exemplo da região metropolitana de Campinas, S.P. 180p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Zalan, P.V.; Wolf, S.; Conceição, J.C.J.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A.; Marques, A. 1988. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. *In: Ulbrich, H. & Rocha Campos, A.C. (Eds.), GONDWANA SEVEN, Proceedings. IGUSP, São Paulo*, p. 83-117.
- Zoback, M.L. 1992. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *Journal of Geophysical Research*, 97:11703-11728.

Mapa de localização de afloramentos

Mapa Geológico

CONVENÇÕES

- Drenagem
- Estrada asfaltada
- Estrada de ferro
- Limite urbano
- Poços
- Área urbana

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Milonitos em zonas de cisalhamento
- ZCV Zona de cisalhamento Campinas
- ZVZ Zona de cisalhamento Valinhos
- Contato dos aluviões
- Contato litológico
- Falha verificada (sinistral, dextral)
- Falha inferida/Faixas mais intensamente fraturadas
- Foliação gnáissica
- Foliação milonítica
- Perfis geológicos A B
- Zona de contato entre a Nappe Socorro-Guaxupé e a Faixa Alto Rio Grande

UNIDADES GEOLÓGICAS

QUATERNÁRIO

Aluviões

NEÓGENO

FORMAÇÃO RIO CLARO

CRETÁCIO INFERIOR

DIABÁSIOS

CARBONÍFERO MÉDIO/SUPERIOR

GRUPO ITARARÉ

Arenitos médios a grossos

Itararé indiviso Lamitos/ritmicos/arenitos

NEOPROTEROZOÍCO/CAMBRO-ORDOVICIANO

Milonitos das Zonas de Cisalhamento

NEOPROTEROZOÍCO

GP - Granitoides porfiríticos GE - Granitoides equigranulares

GRANITÓIDES MORUNGABA

MESOPROTEROZOÍCO/NEOPROTEROZOÍCO

NAPPE SOCORRO-GUAXUPÉ

GP - Granitoides porfiríticos GE - Granitoides equigranulares

GRANITÓIDES JAGUARIÚNA

GGF - Hornblenda-biotita granitóide facoidal GGE - Granitos gnáissicos equigranulares GB - Gnaisses bandados GP - Gnaisses peraluminosos GBP - Granada-biotita-plagioclásio gnaisses GI - Gnaisses indiferenciados

ARQUEANO/EOPROTEROZOÍCO/MESOPROTEROZOÍCO
FAIXA ALTO RIO GRANDE

GG - Gnaisses graníticos GRP - Gnaisses Ribeirão do Pantaleão Q - Quartzitos Serra dos Feixos X - Xistos Fazenda Boa Vista GDP - Gnaisses Duas Pontes U - Ultramáficas de Arcadas O - Ortognaisses

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS 1:50.000

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO

Elaboração: Amélia J. Fernandes 1997

Porção norte-oriental da Faixa Alto Rio Grande compilada de: Basei et al. (1986) e Pellogia (1990), Granitoides Morungaba compilados em parte de Vlach (1994).

Mapa de localização de poços