UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL APLICADA AO ESTUDO DE
AQÜÍFERO EM ROCHAS CRISTALINAS FRATURADAS NA
REGIÃO DE COTIA, SP**

Fernando Machado Alves

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**São Paulo
2008**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL APLICADA AO ESTUDO DE
AQÜÍFERO EM ROCHAS CRISTALINAS FRATURADAS NA
REGIÃO DE COTIA, SP**

Fernando Machado Alves

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2008

Dedico este trabalho a Silene Machado Alves (in memoriam), minha querida e saudosa mãe, que acredito ser a grande responsável por minha vontade de aprender sempre mais, com pensamento aberto para o saber e a educação, e ao grande apetite por leitura, quesito essencial a um cidadão e para a formação intelectual.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por toda a sua obra, que com certeza levou mais de 7 dias, e provavelmente menos de 5 bilhões de anos para ser realizada, obra de tamanha complexidade geológica que nos proporciona tão incríveis desafios de reconstituição e interpretação.

Ao professor Claudio Riccomini, pela orientação, amizade e confiança neste “colunista semanal”.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e a ERM Brasil pela viabilização deste projeto e pela formação acadêmica e profissional, respectivamente.

A meu pai Antônio Carlos, minha irmã Francine e minha família, pelo apoio, compreensão, estímulo ou exemplo.

Agradeço aos amigos geólogos, que muita ajuda e as vezes co-orientação me ofereceram; dentre outros não posso deixar de citar Samar, Guano, Feith, Vermelho, Birelli, Bisteca, Genérico, Transformer, Passivo, Polegar, Meladoh, Urtiga, Xubaca, Lalas e Prof. Dr. Reginaldo Bertolo...

Aos amigos e colegas de ERM, Alaine, Berguedof, Boliva, Cris Spilborghs, Donizete, Enrico, Fabiana Cagnon, Fernandinho, Flávio, Guma, Juliana, Laura, Maurício, Ricardo Camargo, Simone, Samuel, Sasha, Sander e Susanne que me ajudaram ou de alguma forma contribuíram para o presente trabalho. Agradeço também os que não atrapalharam.

Enfim cheguei a ser mestre, seguindo alguns outros que me inspiraram. Neste sentido, agradeço ao Mestre Yoda, Mestre Obiwan Kenobi, Mestre dos Magos, Mestre Li Mon Pae, Mestre Hatory Hanzo e ao Chuck Norris, exemplo de força e determinação.

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 Localização da área e acessos	6
1.2 Objetivos	7
1.3 Aspectos físicos da área de estudos.....	7
2 MATERIAIS E MÉTODOS	10
2.1 Modelo digital de terreno	10
2.2 Morfometria	11
2.3 Levantamentos de campo.....	18
2.4 Perfuração e instalação dos poços de monitoramento do aquífero fraturado	25
2.5 Perfilagem acústica das perfurações (técnica BHTV)	29
2.6 Cálculo de frequência de fraturas no maciço	32
2.7 Ensaios hidráulicos	34
3 HIDROGEOLOGIA DE AQUIFEROS EM MEIO FRATURADO	39
3.1 Importância e aplicação dos estudos em aquíferos fraturados	40
3.2 Características gerais dos aquíferos cristalinos fraturados	42
4 GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA.....	48
4.1 Contexto geológico do Bloco Cotia	49
4.2 Contexto tectônico e estrutural rúptil	52
5 ANÁLISE DA TECTÔNICA RÚPTIL	59
5.1 Análise morfométrica.....	59
5.2 Análise estrutural	65
5.3 Cronologia da deformação rúptil.....	71
6 ESTUDO DAS ÁREAS DE DETALHE	74
6.1 Seções de resistividade elétrica	74
6.2 Análise de estruturas oriundas de técnicas BHTV	75
6.3 Densidade de fraturamento	80
6.4 Ensaios de bombeamento	84
6.5 Testes de recuperação	85
6.6 Resultados de monitoramento de cargas hidráulicas.....	87
7 TECTÔNICA RÚPTIL APLICADA À HIDROGEOLOGIA EM AQUIFERO CRISTALINO FRATURADO	92
7.1 Análise da tectônica rúptil da área de semi-detálhe	92
7.2 Hidrogeologia no meio cristalino fraturado	97
8 CONCLUSÕES	108
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111

ANEXO I – FIGURAS

ANEXO II – TABELAS

ANEXO III – ENSAIOS HIDRÁULICOS

RESUMO

O estudo da hidrogeologia em aquífero cristalino fraturado apresenta como maior desafio a imprevisibilidade do meio, uma vez que o fluxo ocorre exclusivamente pelas fraturas. Neste sentido informações de atitude, abertura e conectividade de fraturas tornam-se essenciais no entendimento do fluxo da água subterrânea. O presente trabalho busca aplicar o conhecimento da tectônica rúptil para caracterizar o meio fraturado, com intuito de auxiliar o estudo hidrogeológico do aquífero.

A área de estudo está localizada na porção leste do Município de Cotia, SP, no contexto do Complexo Embu, de idade proterozóica, na porção central da Faixa Ribeira. Ocorrem predominantemente rochas granitóides, com permeabilidade primária desprezível, rochas cataclásticas relacionadas às grandes zonas de cisalhamento de Taxaquara e Caucaia do Alto, metassedimentos e coberturas aluviais cenozóicas, estas ao longo das principais drenagens. Os principais eventos tectônicos de caráter rúptil da região estiveram relacionados à reativação mesozóico-cenozóica, inicialmente com a ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico Sul e, posteriormente, a formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), e seus principais eventos de deformação.

Os estudos foram desenvolvidos em duas escalas de trabalho. A primeira de semi-detálhe, em 1:50.000, e a segunda de detalhe, em 1:5.000, esta última em duas porções distintas dentro da área de semi-detálhe. Os resultados obtidos em escala de semi-detálhe, a partir da análise da tectônica rúptil (morfometria, fotogeologia e levantamentos de campo), serviram para direcionar as investigações em escala de detalhe, onde foram usados dados provenientes de sondagens, métodos BHTV (Bore Hole Television), levantamento de perfis de eletrorresistividade e dados hidrogeológicos de poços de monitoramento instalados no aquífero em meio fraturado.

Os estudos de escala de semi-detálhe permitiram delinear lineamentos de direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, originados pelas diversas fases de

deformação dútil. Esses dados de lineamentos foram correlacionados com dados de atitude de falhas e juntas medidas em afloramento, e, posteriormente, associados às diferentes fases de deformação descritas para o RCSB. Foram definidas seis famílias de juntas: a) família NNW-SSE, com mergulho alto para NE); b) família NE-SW com mergulho sub-vertical; c) família E-W com mergulho alto para NW); d) família WNW-ESE com mergulho alto para NE); e) família NE-SW com mergulho médio para NW; e f) família NE-SW com mergulho médio para SE.

Os resultados dos estudos desenvolvidos em escala de semi-detalle, somados aos condicionantes geológicos e geomorfológicos das áreas selecionadas para estudos de detalhe, orientaram a instalação de poços de monitoramento verticais e inclinados nessas últimas. Foram instalados 11 poços na área de detalhe A e quatro poços na área de detalhe B. Os poços foram perfilados por televisionamento acústico e as fraturas identificadas nesses poços foram separadas por famílias e subfamílias: Família 1 (sub-horizontal), Família 2A (N-S com mergulho médio para W) e 2B (N-S com mergulho alto para E), Família 3A (NE-SW com mergulho médio para NW) e 3B (NE-SW com mergulho médio para SE) e Família 4 (WNW–ESE sub-vertical).

Na maioria dos poços foram realizados ensaios hidráulicos para determinação da condutividade hidráulica (K), que variou de $1,55 \times 10^{-8}$ a 2×10^{-5} cm/s, com média de $2,98 \times 10^{-6}$ e desvio padrão de $5,60 \times 10^{-6}$ cm/s. Ensaio de bombeamento indicaram fluxo de água subterrânea através das estruturas N-S, com boa conexão com as estruturas NE-SW. A abertura média das fraturas foi de $1,13 \times 10^{-3}$ cm, calculada com base nos valores de condutividade hidráulica correlacionados aos dados estruturais.

A partir dos dados hidrogeológicos e estruturais foi proposto um método para se estimar a transmissividade e condutividade hidráulica de um poço instalado no aquífero fraturado.

ABSTRACT

The main challenge in a hydrogeological study of a fractured-bedrock aquifer is the unpredictability of media, because the ground-water flows only through the fractures. Informations about strike, dip, opening and connectivity among fractures become essential in order to understand the ground-water flow. This work is an application of the concepts of the brittle tectonics to characterize a fractured media in order to help the hydrogeological study of a fractured-bedrock aquifer.

The study area is located at the eastern part of the City of Cotia, State of São Paulo, Southeastern Brazil, in the context of the Proterozoic Embu Complex, in the central part of Ribeira Belt. This area encompass predominantly granitoid rocks (with negligible primary permeability), cataclastic rocks related to the Taxaquara and Caucaia do Alto shear zones, and metasedimentary rocks. Quaternary alluvial deposits occur along the main drainages. The main brittle tectonic events in the region are related to the Mesozoic-Cenozoic reactivation, associated with the continental break-up, the opening of the South Atlantic Ocean, and the formation and deformation of the basins of the Continental Rift of the Southeastern Brazil (CRSB).

The study was carried out in two working scales. First in a semi-detail scale, at 1:50,000, of a large area, were brittle tectonic analysis (morphometry, photogeology and field survey in outcrops) was performed. The achieved results were used to select two small areas, within the semi-detail area, for a detailed investigation, on scale of 1:5,000, in which data from rock-boring, BHTV (*Bore Hole Television*), eletroresistivity and hydrogeology from bedrock monitoring wells were obtained.

At a semi-detail scale it was possible to delineate lineaments of N-S, E-W, NE-SW and NW-SE-trending directions, probably originated during several brittle deformational events. Data from lineaments were first correlated with data of fault and joint measured in outcrops and latterly associated with different deformation phases described in CRSB. Six joint families were defined: a) steeply northeastward dipping NNW-SSE-trending family; b) sub-vertically dipping NE-SW-

trending family; c) steeply northwestward dipping E-W-trending family; d) steeply northeastward dipping WNW-ESE-trending family); e) NE-SW-trending family with moderate dipping towards the NW; and f) NE-SW-trending family with moderate dipping towards the SE.

Results of studies in the semi-detail investigation area allowed the selection of sites for drilling of 11 wells in detail area A and 4 wells in the detail area B. All the wells were surveyed by acoustic televue and the identified fractures were classified in four families and two subfamilies: family 1 (sub-horizontal to gently dipping); family 2A (N-S-trending with moderate dipping towards the W) and 2B (N-S-trending with steep dipping towards the E); family 3A (NE-SW-trending with moderate dipping towards the NW) and 3B (NE-SW-trending with moderate dipping towards the SE); and family 4 (WNW-ESE-trending with sub-vertical dipping).

Hydraulic conductivity (K) measured in the wells ranged from 1.55×10^{-8} to 2×10^{-5} cm/s, with a mean of 2.98×10^{-6} and standard deviation of 5.60×10^{-6} cm/s. Pumping tests showed the groundwater flow through N-S-trending structures and good connection with NE-SW-trending structures. The average opening of fractures attained 1.13×10^{-3} cm and was calculated on the basis of the amount of hydraulic conductivity correlated with structural data.

Based on structural and hydrogeological data it was proposed a method for estimating the transmissivity and hydraulic conductivity of a well installed in the fractured-bedrock aquifer.

1 INTRODUÇÃO

O estudo de aquíferos fraturados apresenta grande importância devido a dois aspectos principais, a prospecção de água subterrânea em meios de baixa porosidade primária (e.g. embasamento cristalino) e a contaminação por atividades antrópicas. A maior parte dos estudos em meios cristalinos fraturados usualmente empregam uma abordagem descritiva das estruturas observadas em uma dada localidade, tendendo a tratar o maciço como um meio poroso, ao invés de se preocupar com a elucidação dos mecanismos geradores das fraturas, que permitem a elaboração de modelos de distribuição das fraturas e anisotropias.

Investigações hidrogeológicas podem se deparar com situações que abrangem características estruturais do meio, como fraturas que atuam como caminhos da água subterrânea em aquífero de meio fraturado, ou como anisotropias em aquíferos em meio poroso inconsolidado. Com intuito de desenvolver um método que permita estes estudos, o presente trabalho se propõe a utilizar os conhecimentos da tectônica rúptil para detalhar o padrão de fraturamento de uma área, definir os mecanismos geradores das deformações rúpteis, e elaborar um modelo conceitual da distribuição das estruturas rúpteis com potencial para serem caminhos preferenciais da água subterrânea.

Estudos recentes sobre a tectônica rúptil na região sudeste do Brasil vêm demonstrando a importância da análise integrada de dados estruturais e morfométricos como ferramentas em estudos de tectônica rúptil e neotectônica (e.g. Ferrari 2001, Chiessi 2004, Alves 2005, Hartwig 2006). O presente estudo é uma aplicação da tectônica rúptil ao estudo de aquífero fraturado em rochas do embasamento cristalino na região de Cotia, SP.

Trabalhos relacionados ao estudo da influência da tectônica na produtividade de poços de abastecimento foram elaborados nos últimos anos. Para as regiões de Campinas (Fernandes 1997), Jundiaí (Neves 2005, Neves & Morales 2006 e Neves & Morales 2007) e Bacia Hidrográfica do Médio Tietê (Jesus 2005) foram comparados os dados hidrogeológicos com estruturas

tectônicas rúpteis e compartimentação geológica. Na região de Lindóia, a hidrogeologia de aquífero em meio fraturado foi abordada com base em dados geofísicos, de sensoriamento remoto e geoprocessamento (Madrucci 2004).

No presente trabalho os resultados obtidos em escala de semi-detálhe na análise da tectônica rúptil serviram para direcionar as investigações em escala de detalhe, onde foram usados dados provenientes de perfurações, sondagens, métodos BHTV (*Bore Hole Television*), levantamento de perfis de eletrorresistividade e dados hidrogeológicos de poços de monitoramento instalados no aquífero em meio fraturado.

Por fim, os dados obtidos nas duas escalas de investigação foram confrontados para verificar a existência de correlações e a validade da extrapolação de dados regionais para os sítios de investigação de maior detalhe.

1.1 Localização da área e acessos

A área de estudo de semi-detálhe está localizada na porção leste do Município de Cotia, Estado de São Paulo, entre as latitudes 7.393.350 e 7.385.400 sul e longitudes 303.990 e 311.280 oeste, zona 23K.

A partir de São Paulo o principal acesso é feito pela Rodovia Raposo Tavares, que atravessa a área de oeste a leste, entre os quilômetros 25,5 e 32,5.

A área de estudos abrange aproximadamente 58 km² e se insere no contexto das rochas proterozóicas do Complexo Embú. A localização foi definida com base na presença de dois sítios para o estudo em detalhe, e suas dimensões ajustadas para compatibilizá-las com a resolução dos dados de interferometria de radar do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Os sítios de estudo em detalhe localizam-se aproximadamente no centro da área, próximos à rodovia Raposo Tavares. As sondagens e poços foram localizados e georreferenciados por levantamento topográfico.

O mapa de localização da área, estradas e sítios de detalhe é apresentado no Anexo I, figura 1.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização estrutural do maciço rochoso da área definida e o papel das estruturas geológicas no controle das anisotropias do aquífero em meio fraturado. Toda a área está sobre o embasamento cristalino, onde a ocorrência de água subterrânea é condicionada principalmente pelo material de alteração inconsolidado, e pelas descontinuidades da rocha. Sendo assim, tornaram-se necessárias:

- a caracterização geológico-estrutural, morfoestrutural e tectônica da área, com ênfase nas estruturas rúpteis;
- a caracterização hidrogeológica dos sistemas aquíferos com base nos dados de poços profundos;
- a correlação de dados estruturais obtidos em escala de semi-detálhe e escala de detalhe;
- a integração entre dados geológico-estruturais e hidrogeológicos.

1.3 Aspectos físicos da área de estudos

1.3.1 Geomorfologia Regional

Segundo a divisão geomorfológica para o Estado de São Paulo (Almeida 1964), a região de estudos está inserida no Planalto Atlântico, caracterizado como uma região de terras altas, constituído predominantemente por rochas cristalinas pré-cambrianas, cortadas por intrusivas básicas e alcalinas mesozóico-cenozóicas e recobertas por depósitos das bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté.

Para o detalhamento destas unidades, Almeida (1964) propôs uma subdivisão em zonas. Destas, três zonas geomorfológicas do Planalto Atlântico estão contidas nas imediações da área de estudo: a Serrania de São Roque, o Planalto de Ibiúna e o Planalto Paulistano, mais especificamente a região da Morraria do Embu.

A Serrania de São Roque é uma extensa área montanhosa, onde as maiores altitudes são encontradas na Serra do Japi, com cerca de 1200-1250

metros. Possui composição litológica diversificada, que vai dos metamorfitos de baixo grau do Grupo São Roque até rochas gnáissicas e migmatíticas com intrusões graníticas.

O Planalto de Ibiúna é uma unidade de pequenas dimensões, na qual o relevo é sustentado por rochas graníticas, gnáissicas e metassedimentares. O planalto é formado predominantemente por granitos relacionados com as elevações mais altas. A unidade faz limite com a zona serrana de São Roque, ao norte, através da Serra de Taxaquara.

O Planalto Paulistano apresenta relevo suave na parte central, com colinas e áreas de morros cristalinos com altitude entre 715 e 900 metros, onde predominam micaxistos. O compartimento referente à Morraria do Embu compreende terrenos cristalinos que circundam a Bacia de São Paulo a oeste, sul e leste, com nível topográfico mais elevado e processos de evolução de vertentes mais dinâmicos. Apresenta relevo de morros e uma rede de drenagem muito densa.

1.3.2 *Clima*

O Planalto Paulistano representa uma região de transição climática e diferentes classificações foram propostas conforme o período selecionado para a avaliação climática e a delimitação do período de seca (Aragaki & Mantovani 1998). A partir dos dados meteorológicos fornecidos pelo Centro Integrado de Informações Agrometereológicas (CIIAGRO) para Ibiúna (figura 5.1) pode-se caracterizar o clima da área de estudo como temperado quente e úmido, do tipo Cfa (Köppen 1948), com temperatura média mensal do mês mais quente acima de 22°C e precipitação média do mês mais seco entre 30-60 mm. A precipitação média anual fica em torno de 1280 mm. Os dados climáticos padronizados indicam a existência de uma sazonalidade na região, com uma diminuição na pluviosidade e temperaturas médias entre os meses de abril e agosto, mas sem apresentar déficit hídrico (figura 5.1). Segundo dados da SABESP (1997), a área da bacia do rio Cotia é fortemente afetada por frentes frias e linhas de instabilidade.

A direção predominante do vento durante todo o ano é SE/SSE, e secundariamente predomina a direção WNW/NW durante o período de maior aquecimento do dia (15 horas local), sendo que as maiores velocidades médias anuais atingem 2,6 m/s (SABESP 1997).

Figura 1.1 - Precipitação média mensal (mm) e temperatura média mensal (°C) no período de 1992-2006 para a região de estudo. Dados meteorológicos coletados no Posto Meteorológico de Ibiúna, SP (47°13'W e 23°40'S, 850 m de altitude) distante cerca de 25 km da região de estudo (Fonte de dados: CIAGRO - Instituto Agrônomo de Campinas, SP, www.iac.sp.gov.br).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Modelo digital de terreno

O modelo digital de terreno (MDT) pode ser construído a partir da interpolação de pontos cotados ou de curvas de nível, estejam elas em formato *raster* ou vetor. Desta forma, para a geração do MDT pode-se optar por um método que utiliza curvas de nível vetorizadas a partir de folhas topográficas ou, alternativamente, pelo método de pontos cotados com espaçamento de grade, também conhecido como DEM (*Digital Elevation Model*) (Grohmann, 2004).

O MDT foi produzido com o uso do programa Arcview (ESRI), empregado para processamento dos dados no formato DEM provenientes de interferometria de radar (SRTM) da National Aeronautics and Space Administration (NASA), com resolução espacial de 90m, que estão disponíveis no endereço da NASA na rede mundial de computadores (<ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/>). O MDT gerado compreende a área limitada pelas coordenadas UTM 7.377.420–7.401.300 N e UTM 296.700–318.600, zona 23K, que extrapola a região de estudos com o intuito de caracterizar anomalias situadas nas extremidades da área de trabalho.

A área de trabalho não apresenta uma dimensão adequada para a resolução de 90 m. Por esta razão decidiu-se empregar técnicas de reamostragem da imagem de resolução 90 m para promover um aumento de resolução espacial para 30 m, na qual, cada pixel na imagem do MDT equivale a 30m no terreno. Para o aumento da resolução foi utilizada a técnica apresentada por Grohmann & Steiner (2006), com uso da linguagem estatística **R** (Ihaka & Gentken 1996, Grunski 2002) e o Global Mapper de uso em GIS. A técnica consiste na atribuição de valores de altitude em uma malha de pontos de resolução 30 metros, e as altitudes dessa malha são provenientes dos vizinhos imediatos ao ponto mediante a aplicação da técnica SDLN (Short Distance-Low Nugget Kriging).

2.2 Morfometria

A atividade tectônica em uma dada região pode alterar seus padrões geomorfológicos e gerar anomalias que serão detectáveis por meio da observação de seus principais atributos, a topografia e a sua rede de drenagens. A caracterização dessas anomalias geomorfológicas em regiões afetadas por atividade tectônica torna-se importante em função da abrangência do intervalo de tempo dos registros dessa natureza, quando comparados a outras fontes de informação (figura 2.1).

Figura 2.1 - Abrangência temporal das diversas fontes de informações tectônicas. Modificado de Vita-Finzi (1986).

Em estudos recentes, a análise morfométrica mostrou-se como uma importante ferramenta para a identificação de anomalias nos padrões geomorfológicos e, conseqüentemente, dos indicadores de movimentações tectônicas recentes (Rodriguez 1993, Salvador & Riccomini 1995, Hiruma & Riccomini 1999, Chiessi 2004, Alves 2005, Hartwig 2006).

No presente trabalho foi empregada a análise morfométrica para avaliar descontinuidades geomorfológicas, com o intuito de inferir feições tectônicas e auxiliar na escolha de áreas para o foco das atividades de campo. A partir do MDT foram criados mapas em escala 1:50.000, correspondentes aos parâmetros morfológicos mais comumente utilizados na análise morfotectônica, ou o estudo

dos efeitos tectônicos em um determinado relevo, como mapas hipsométrico, de orientação de vertentes, de declividade, de superfícies de base, de rugosidade de relevo, de densidade de drenagens e de densidade de lineamentos, e ainda mapa de lineamentos estruturais a partir de sombreamento de relevo (Liu 1987, Riccomini & Crósta 1988, Grohmann 2004).

2.2.1 Mapa hipsométrico

Após a elaboração do modelo digital de terreno (MDT), as altitudes do MDT foram classificadas com uso do programa Arcview (ESRI), e as diferentes classes cartografadas com uso de cores distintas. No mapa hipsométrico foram definidos 8 classes de altitude.

O uso criterioso deste mapa é de grande valia na classificação geomorfológica de uma determinada área. Esta ferramenta permite, com grande eficiência, a separação de áreas de planícies e acidentadas, assim como observar a posição dos vales e terrenos mais elevados da área. Em termos gerais, esta é a forma mais usual de apresentação do MDT.

2.2.2 Extração de lineamentos morfoestruturais

Os lineamentos morfoestruturais da área (entendidos como feições lineares de uma superfície, mapeáveis, alinhadas de forma retilínea ou levemente curvadas) foram extraídos a partir de duas técnicas: i) fotogeologia com uso de estereoscópio de mesa; e ii) extração de lineamentos de mapas de sombreamento de relevo obtidos de diferentes rumos de iluminação do MDT.

Para a fotogeologia foram usados fotos pareadas e sobrepostas em um terço, datadas de 1972, em escala 1:60.000, com uso de estereoscópio de mesa. A metodologia proposta por Liu (1987) foi aplicada à análise e à separação dos vários sistemas de lineamentos. Com isso foi possível o traçado dos lineamentos em escala de maior detalhe. Os limites da foto aérea utilizada não correspondem aos da área delimitada para o estudo de detalhe. Neste sentido, as estruturas extraídas da fotogeologia não foram usadas para a confecção de mapas

morfométricos (densidade de lineamentos), e os resultados da técnica não foram quantificados em rosetas ou outros meios, sendo utilizados principalmente como comparação com os lineamentos extraídos do sombreamento do relevo composto.

Para a identificação e extração dos lineamentos de sombreamento do MDT foram empregadas quatro diferentes rumos de iluminação: i) W para E; ii) NW para SE; iii) N para S; e iv) NE para SW, todos com elevações de iluminação de 45°. Os lineamentos extraídos foram confrontados e os duplicados foram apagados, evitando-se o falseamento estatístico. Estes lineamentos foram “vetorizados” com uso do programa Arcview (ESRI) e em seguida estes vetores foram utilizados na confecção do mapa de densidade de lineamentos. Os dados vetorizados também foram tratados no programa Arcview (ESRI), com uso de *scripts*, para se obter as direções dos lineamentos e, em seguida, com o uso do programa Stereonett, foram gerados diagramas de roseta com 18 classes (de 10 em 10°), um classificado pela quantidade de lineamentos e outro pelo comprimento relativo de lineamentos.

2.2.3 Declividade e orientação de vertentes

Os mapas de declividade e de orientação de vertentes são gerados diretamente a partir do MDT. O mapa de declividades ilustra a variação da inclinação da topografia (superfície da área) enquanto que o de orientação de vertentes fornece a variação do sentido de maior declive da área, indicando normalmente o rumo do escoamento da água em diversos pontos da área.

O mapa de declividades foi obtido a partir da diferença da variação da altitude em função da distância horizontal, ou seja, a 1º derivada vertical:

$$\text{Declividade} = \int (X, Y) \partial Z \quad (2.1)$$

Onde: X= direção x (norte-sul)
 Y= direção y (leste-oeste)
 Z= direção z (vertical)

O mapa de orientação de vertentes foi obtido a partir da primeira derivada horizontal do MDT, onde:

$$\text{Orientação das vertentes} = \int (X, Z) \partial Y, \int (Y, Z) \partial X \quad (2.2)$$

Onde: X= direção x (norte-sul)
Y= direção y (leste-oeste)
Z= direção z (vertical)

Para confeccionar os mapas foi empregado o programa Arcview (ESRI), que aplica o cálculo de derivada diretamente sobre o MDT:

- i) o uso da equação 2.1 sobre o MDT forneceu valores da inclinação do terreno para cada pixel da imagem, variando de 0° até a inclinação máxima de 20°, podendo assim ser feito um mapa de declividades;
- ii) a aplicação da equação 2.2 sobre o MDT forneceu valores de azimuth para cada pixel da imagem, os quais em seguida foram organizados em classes de 45° para gerar o mapa de orientação de vertentes.

2.2.4 Superfícies de base

O mapa de superfícies de base permite indicar contrastes no comportamento do relevo, que podem representar blocos distintos relacionados a processos tectono-erosivos diferentes, apontando movimentações recentes da crosta (Filosofov 1960, *apud* Golts & Rosenthal 1993).

A elaboração do mapa de superfícies de base requer primeiramente a hierarquização da rede de drenagem. Em seguida necessita-se de uma interpolação da intersecção das drenagens de segunda ordem e ordens maiores com as curvas de nível do terreno, a partir da qual pode ser obtido um mapa de isovalores. No presente trabalho, o mapa de superfícies de base foi gerado com o auxílio do programa Arcview (ESRI), desde a aquisição e hierarquização da rede de drenagens (Grohmann 2004), até a interpolação da intersecção das drenagens de segunda ordem com as altitudes.

2.2.5 Densidades de lineamentos e de drenagens

Os mapas de densidades de lineamentos e densidades de drenagens são obtidos pela razão entre o comprimento linear destes atributos e a área de uma célula definida para o local. Para a elaboração desses mapas foi empregado o programa Arcview (ESRI). Para a extração das feições lineares foram utilizados o mapa de lineamentos estruturais georreferenciado, para a elaboração do mapa de densidade de lineamentos, e o mapa de drenagens, para gerar o mapa de densidade de drenagens. No processamento dos dados obtém-se a somatória do comprimento total das feições lineares (lineamentos e/ou drenagens) de uma célula e atribui-se estes valores a células com área pré-definida, no caso de 500x500 m. A interpolação dos dados foi realizada dentro da área da fronteira convexa dos dados (Eddy 1977), pelo método de *splines* regularizadas com tensão (Mitasova & Mitas, 1993, Mitasova & Rofierka, 1993).

2.2.6 Rugosidade de relevo

O mapa de rugosidade de relevo (Hobson 1972, Day 1979) tem como base a razão da área da superfície real pela superfície planar. Hobson (1972) definiu genericamente rugosidade de terreno como o índice de irregularidade ou a variabilidade não sistemática da elevação do terreno.

O mapa de rugosidade de relevo foi obtido dividindo-se o mapa em células de 30x30 m e calculando-se a razão entre a superfície real e a superfície planar de cada célula. A área real da célula foi calculada usando o programa Arcview (ESRI), usando a equação:

$$\text{Área real da célula} = 30 \times \sqrt{(\tan(A) \times 30)^2 + 30^2} \quad (2.3)$$

Onde: A=declividade da célula

* Equação válida para resolução espacial de 30 m.

Os valores da razão são atribuídos ao centro da célula com resolução espacial de 30 m, sendo em seguida gerado um mapa de isovalores.

Day (1979) sugeriu a utilização desta variável como critério para comparação e classificação de terrenos cársticos.

2.1 Perfis de eletrorresistividade

O método de eletrorresistividade consiste na indução e captação de corrente elétrica no solo por eletrodos. Os valores de intensidade da corrente aplicada (amperagem), a diferença de potencial medido (voltagem) e o coeficiente K do arranjo geométrico dos eletrodos permitem o cálculo da resistividade aparente do solo, que é atribuído a um determinado ponto em sub-superfície de acordo com os arranjos geométricos pré-definidos (Telford 1990).

O método de eletrorresistividade pode ser aplicado em sondagens elétricas verticais (SEV), que indicam contrastes horizontais de propriedades elétricas em sub-superfície. O método também pode ser aplicado em caminhamentos elétricos, que indicam contrastes verticais. Novamente o arranjo geométrico dos eletrodos implicará na obtenção dos resultados.

Os caminhamentos elétricos mostram contrastes verticais de propriedades elétricas. Portanto são indicados para caracterização de estruturas verticais, como fraturas sub-verticais saturadas, diques etc.

Devido à necessidade da detecção de contrastes elétricos verticais, o método escolhido para o levantamento foi o caminhamento elétrico.

Em 2004 a empresa Alta Resolução Geologia e Geofísica conduziu um estudo geofísico na área de detalhe A. O objetivo foi identificar estruturas geológicas associadas a anomalias mediante o emprego de seções 2D de resistividade elétrica. Ao todo 7 perfis (perfis de A até G) foram levantados, com direções e intersecções pré-definidas, com intuito de se efetuar uma interpretação em 3 dimensões.

Os equipamentos utilizados na aquisição dos dados de eletrorresistividade foram uma fonte de energia (conversor DC/DC da marca Tectrol modelo TCD 1000/12), bateria 12 V (com capacidade de geração de até 1000 V com corrente

de 1 A), eletrodos de aço inoxidável com fios de cobre ($1,5 \text{ mm}^2$), miliamperímetro (marca Metex, modelo 3800) e milivoltímetro (marca Fluke, modelo 70-III).

O arranjo de eletrodos utilizado neste trabalho foi o dipolo-dipolo, no qual os eletrodos A e B de envio de corrente e os eletrodos M e N de potencial ou de recepção são alinhados sobre um mesmo perfil. O arranjo é definido pelos espaçamentos $X=AB=MN$. A profundidade de investigação teoricamente corresponde a metade de R (figura 2.2); desta maneira, a profundidade deve aumentar com o aumento de R .

Figura 2.2 - Arranjo dipolo-dipolo utilizado no caminhamento elétrico.

A cada estação de medida os dois dipolos são deslocados a uma distância igual a X , e os dados obtidos são plotados nas posições $n=1, 2, 3, \dots$ e interpolados, gerando uma pseudo-seção de resistividade aparente.

O caminhamento elétrico dipolo-dipolo foi realizado com espaçamento entre eletrodos igual a 20 m, com exceção da seção E, onde o espaçamento de 30 m foi adotado com intuito de investigar substratos mais profundos. Em todas as seções foram executados cinco níveis de investigação.

Após a aquisição e tratamento dos dados, os valores de resistividade aparente foram dispostos em pseudo-seções de resistividade aparente, que apresentam distorções devido à geometria do arranjo dos eletrodos. Desta forma, uma pseudo-seção de resistividade aparente é modelada pelo processo de inversão, o qual corrige as distorções inerentes ao método e tende a aproximar a imagem 2D à situação real, de maneira a facilitar a interpretação (Telford 1990).

As pseudo-seções foram invertidas com uso do software RES2DMOD (Loke 1999). Os dados tratados foram aplicados a seções 2D e interpolados com uso do programa computacional Surfer 7.0 (Golden software).

2.3 Levantamentos de campo

Os levantamentos de estruturas no campo foram realizados com o intuito de caracterizar as estruturas tectônicas rúpteis (falhas e juntas), quanto às suas atitudes e superposições relativas. Com estas informações foi organizado um banco de dados estruturais, que serviu de base para descrição, qualificação e quantificação dos eventos deformacionais rúpteis da área de estudo. Em paralelo, foi efetuada a verificação da validade dos resultados obtidos na análise morfométrica e de extração de lineamentos do MDT.

Aos dados provenientes dos levantamentos de campo, foram aplicados métodos gráficos para a determinação de paleotensões a partir de populações de falhas, conforme propostos por Angelier & Mechler (1977) e Angelier (1994). Para as juntas, a determinação de paleotensões seguiu os pressupostos de Hancock (1985), Hancock & Engelder (1989) e Dunne & Hancock (1994).

Apesar do estado de alteração das rochas e dificuldade de acesso às regiões pré-definidas, foram obtidos 187 dados estruturais planares (juntas, falhas e foliações), distribuídos aproximadamente por toda a região, e que podem ser considerados representativos para estabelecer uma boa aproximação do padrão de deformação rúptil da área. As estruturas obtidas nos trabalhos de campo são apresentadas no Anexo II – Tabela 1.

2.3.1 Análise de famílias de juntas

No presente trabalho o termo “junta” refere-se a uma fratura que em escala de observação de campo não apresenta preenchimento ou indicações de movimentação dos blocos adjacentes (Hancock 1985). Para o uso das juntas para análise tectônica é preciso que estas apresentem caráter sistemático (Hodgson 1961), ou seja, juntas aproximadamente planas que compõem famílias. Segundo Dunne & Hancock (1994) uma família de juntas não implica num paralelismo absoluto das estruturas, mas implica numa constante relação angular entre as juntas da mesma família e uma outra tendência regional das estruturas. Neste contexto, juntas sistemáticas são formadas por famílias de juntas que se apresentam dispostas simetricamente ao redor de eixos imaginários de esforços ou “*trends*” estruturais regionais. Angelier (1984) propôs que duas famílias de juntas podem ser consideradas conjugadas quando: i) são formadas sob o mesmo campo de esforços; ii) são contemporâneas; iii) foram formadas em ambiente rúptil em um corpo de rocha mecanicamente intacto; e iv) propagam-se ao longo de planos cujas orientações são compatíveis com os critérios de ruptura de Mohr-Coulomb.

Juntas geradas sob mesmo regime tectônico indicam a direção de esforço horizontal máximo responsável pela sua geração. Conforme a classificação de Dunne & Hancock (1994), a direção de esforço horizontal máximo ($SH_{m\acute{a}x}$) está localizada na bissetriz aguda das atitudes dos planos das juntas, e o esforço horizontal mínimo ($SH_{m\acute{i}n}$) na bissetriz obtusa, restando o eixo ortogonal aos dois anteriores para o esforço intermediário (figura 2.3). O ângulo agudo (2θ) é usado para classificar a família em juntas, em: i) de distensão ($2\theta < 10^\circ$); ii) conjugadas híbridas ($10 \leq 2\theta \leq 50^\circ$); e iii) conjugadas de cisalhamento ($2\theta > 50^\circ$).

Figura 2.3 - Localização do esforço horizontal máximo, mínimo e ângulo 2θ , segundo esquema de Dunne & Hancock (1994), para análise estrutural de juntas. A) Juntas de distensão; B) Juntas conjugadas (posição dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3); C) Juntas de distensão ; D) Juntas conjugadas híbridas; E) Juntas conjugadas de cisalhamento. Figura modificada de Dunne & Hancock (1994).

A utilização de famílias de juntas como indicadores tectônicos já foi aplicada com sucesso no Brasil em estudos de maciços de rochas alcalinas (Riccomini 1995, Ferrari 2001, Chiessi 2004) e de rochas sedimentares de bacias cenozóicas do sudeste do Brasil (Hiruma 1999, Salvador & Riccomini 1995).

2.3.2 Falhas como indicadores tectônicos

Neste trabalho, o termo falha é utilizado para classificar fraturas para as quais em escala de campo pode ser constatado um deslocamento relativo entre os blocos por ela separados. Este movimento ocorreu com vetor principal paralelo à fratura (representado na falha pela estria). Neste sentido, apenas foram cadastradas como falhas aquelas estruturas cujas estrias puderam ser observadas e medidas. Em paralelo, procurou-se também observar feições que indicassem os sentidos de movimento relativo entre os blocos. Com os dados de planos, estrias e sentido de movimento das falhas foi possível a aplicação de métodos gráficos para determinação das paleotensões.

Os dados de falhas e estrias foram analisados empregando-se o método gráfico dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977, Angelier 1994). Este método parte do pressuposto de que falhas geradas em um mesmo episódio tectônico, observadas em um maciço com fraturamento preexistente, apresentam movimentação resultante de um estado de tensões médio. Sendo assim, pode-se determinar os três eixos desse estado de tensões. Para o método, as estrias de atrito representam a componente cisalhante do esforço sobre o plano de falha. Para cada plano de falha e respectiva estria é construído um plano auxiliar, ortogonal à estria e ao plano de falha. Esse plano auxiliar e o plano de falha delimitam no espaço quatro diedros, que são dois diedros opostos para a compressão e os outros dois opostos para a distensão (figura 2.4), e que são definidos pelo sentido de movimento da falha. Esses planos são plotados em diagramas de Schmidt-Lambert e cada par plano/estria com respectivo plano auxiliar são somados nos diagramas. Dessa maneira, são definidas áreas de maior coincidência de campos compressivos, onde tem-se a maior probabilidade de conter o eixo σ_1 . Conseqüentemente, na área de coincidência de campos distensivos ter-se-á maior probabilidade de ocorrência do eixo σ_3 .

Figura 2.4 - Princípio do método gráfico dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977, Angelier 1994). A) intersecção do plano de falha com seu plano auxiliar, dividindo o espaço em quatro diedros, sendo dois opostos compressivos e dois distensivos. B) Projeções estereográficas dos planos de "A", mostrando os diedros compressivos (P) e distensivos (T) (modificado de Angelier 1994).

O programa StereoNett (versão livre 2.46) foi empregado na obtenção dos campos de esforços responsáveis pela geração de estruturas tectônicas rúpteis, mediante o método gráfico dos diedros retos.

Como premissa para a aplicação do método gráfico com programas de computadores é preciso que as estrias estejam contidas nos planos de falha, quesito que freqüentemente não é atendido com as medidas de campo, tendo em vista os erros inerentes à medição. Portanto, torna-se necessário o tratamento dos dados pareados de falha e estria, corrigindo-se as atitudes das estrias segundo a melhor precisão das medidas com bússola tipo Clar. Desse modo, os dados estruturais pareados (falha e estria) foram corrigidos no programa StereoNett (versão livre 2.46), segundo critérios abaixo relacionados:

- para planos de falha com mergulhos maiores do que 70° , prioriza-se o valor do mergulho da estria;
- para planos com mergulhos menores do que 45° , dá-se a preferência à direção da estria;
- para planos com mergulhos intermediários, opta-se por um ajuste médio nos dois valores (direção e mergulho).

O método gráfico pressupõe que as falhas analisadas tenham sido geradas no mesmo evento. Portanto, tornou-se necessária a classificação dos dados em famílias, que representam diferentes episódios tectônicos. Esta classificação se deu pelas relações de superposição das estruturas e teste de compatibilidade pelo exame das atitudes dos planos das falhas, atitudes das estrias e sentidos de movimentos das falhas. Outra maneira, menos recomendada (e não empregada neste estudo), é aplicar o método gráfico de forma aproximada para falhas com atitudes parecidas, e agrupá-las de acordo com seus campos de esforços.

2.3.3 Indicadores cinemáticos rúpteis

A aplicação do método gráfico de Angelier & Mechler (1977) exige a determinação do sentido de movimento da falha, se normal, reversa, sinistral, dextral ou combinações direcionais, por meio da identificação dos indicadores

cinemáticos rúpteis. Normalmente são usados marcadores estratigráficos, dobras de arrasto, feições de assimetria entre a capa e a lapa, e deslocamento relativo entre marcadores (como exemplo um seixo). Para o caso dos maciços estudados, tendo em vista a natureza relativamente homogênea de suas rochas, tornou-se necessária a aplicação de indicadores cinemáticos nas superfícies de falhas, baseados em Angelier (1994) (figura 2.5):

Figura 2.5 - Critérios para determinação do sentido do movimento em superfícies de falhas, válidos para qualquer tipo de movimento ocorrido. 1) Degraus de minerais neoformados; 2) marcas de objetos; 3) fraturas de cisalhamento sintéticas (R); 4) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'); 5) facetas polidas e rugosas alternadas; 6) *tension gashes*; 7) picos estilolíticos; 8) marcas parabólicas e 9) vesículas deformadas em lavas. Figura modificada de Angelier (1994).

Os critérios para determinação de movimentos relacionados na figura 2.5 são apresentados a seguir:

- 1) degraus de minerais neoformados, gerados pelo crescimento de cristais durante o movimento da falha, com 100% de confiabilidade;

- 2) marcas de objetos tectônicos, tais como grãos de quartzo, feldspato e seixos, que ocorrem tanto como um relevo positivo ou como cavidades assimétricas na superfície de falha, com confiabilidade de 85%;
- 3) planos sintéticos (R) de *Riedel shears*, que cruzam o plano de falha com ângulos entre 5-25°, no mesmo sentido de movimento da falha, e são aproximadamente perpendiculares às lineações no plano de falha, apresentam confiabilidade de 75%;
- 4) planos antitéticos (R') de *Riedel shears*, que cruzam o plano de falha com ângulos em torno de 75°, apresentam sentido de movimento oposto ao da falha, e são aproximadamente perpendiculares às lineações no plano de falha, a confiabilidade é de 75%;
- 5) facetas polidas e rugosas, que podem ocorrer em todos os tipos de rochas, sendo mais comuns nas rochas não carbonáticas; são freqüentemente perpendiculares à direção de movimento e os principais tipos de facetas são com fricção (polida e estriada, ou moída e esbranquiçada, sendo que essas últimas podem ser confundidas com fibras), com abertura (rugosa, localmente com fragmentos de rochas, óxido de ferro, calcita e quartzo), apresentam confiabilidade de 80%;
- 6) *tension gashes* - planos T de *Riedel*, que apresentam ângulos de 30 a 50° com o plano de falha e dispõem-se em posição aproximadamente perpendicular às lineações, possuem confiabilidade de 70%;
- 7) picos ou lineações estilolíticas, produzidos por solução em facetas friccionais, e que 100% confiáveis em calcário;
- 8) marcas parabólicas, comumente desenvolvidas em superfícies de falhas polidas, e que mostram formas em meia lua com concavidade voltada no sentido do movimento do bloco ausente; representam lascas arrancadas pelo movimento, aproveitando fraturas antitéticas que fazem um ângulo alto com o plano de falha, normalmente fraturas T;

- 9) vesículas deformadas em lavas, formação de *cornijas*, a favor do movimento, e de concavidades, contra o movimento, na borda de orifícios vesiculares, por cataclase na superfície de falha.

As feições de assimetria registradas pelo movimento relativo nos planos de falhas dividem-se em assimétricas positivas e negativas. As positivas apresentam, no plano de falha, uma menor rugosidade ao tato no sentido de movimento do bloco ausente. As negativas apresentam maior rugosidade ao tato no sentido do bloco ausente.

2.4 Perfuração e instalação dos poços de monitoramento do aquífero fraturado

Foram instalados no aquífero fraturado 15 poços de monitoramento ambiental, sendo 11 deles na área de detalhe A (PMR-01 a 11) e quatro na área de detalhe B (PMR-12 a 15). Adicionalmente, a área de detalhe A contava com um poço de produção de água. As localizações dos poços de monitoramento foram definidas de acordo com o interesse das investigações de cunho ambiental realizadas nas áreas de detalhe.

A área de detalhe A contou com três etapas de investigação, com instalação de poços de monitoramento no aquífero cristalino fraturado. Durante a primeira etapa das investigações, foram instalados cinco poços verticais (PMR-01 a 04 e PMR-11), e nestes foram identificados três famílias de fraturas, incluindo uma família de fraturas sub-verticais.

Na segunda etapa, devido à presença de família de estruturas sub-verticais, decidiu-se instalar três poços (PMR-05, 06 e 07) com inclinação de 60° em relação a horizontal, com intuito de aumentar o número de fraturas a serem interceptadas pela perfuração. As direções das perfurações foram selecionadas de forma a maximizar o cruzamento com as famílias de fraturas identificadas, tanto na primeira etapa de investigação (BHTV), quanto àquelas identificadas no estudo de fotogeologia da área.

Para complementar a rede de monitoramento do aquífero fraturado na área de detalhe A, foi realizada uma investigação adicional contando com a instalação de outros três poços inclinados em 60° (PMR-08 a 10).

Na área de detalhe B foram instalados quatro poços de monitoramento inclinados de 60° em relação a horizontal no aquífero cristalino fraturado (PMR-12 a 15). A localização e atitude dos poços foram definidas com intuito de montar uma rede de monitoramento ambiental do aquífero fraturado, com base na interpretação de fotografias aéreas, afloramentos de rocha nas proximidades e no conhecimento das estruturas observadas na área de detalhe A.

Devido ao caráter ambiental da construção dos poços, todas as perfurações na rocha são realizadas somente após a construção de um selo sanitário, para garantir que não ocorra migração de possíveis compostos presentes no aquífero poroso raso para o aquífero cristalino fraturado.

As etapas da perfuração consistiram em: i) *perfuração do solo* empregando broca tricônica com 7 polegadas de diâmetro, e revestimento de sondagem com diâmetro interno de 8 polegadas, até atingir o topo do maciço rochoso; ii) *construção do selo sanitário*, que consiste na perfuração do topo do maciço rochoso de aproximadamente 0,5 metros, com diâmetro de 7 polegadas; em seguida são instalados tubos de aço costurado com 5 polegadas de diâmetro e 6 metros de comprimento, soldados uns aos outros, desde a superfície até o interior da perfuração de 7 polegadas; a seguir, injeta-se calda de cimento líquido entre a parede do furo de 7 polegadas e o tubo de aço; a perfuração na rocha tem início após a cura parcial do cimento; III) *perfuração na rocha*, com diâmetro de 4,5 polegadas, com a utilização de martelo roto-pneumático, até a profundidade determinada. A figura 2.6 a seguir exemplifica o perfil construtivo dos poços.

Figura 2.6 - Perfil construtivo de poço inclinado no embasamento cristalino.

A definição da seção do filtro foi baseada em uma análise de estruturas orientadas (BHTV) e anotações de campo durante as perfurações, com foco nas principais zonas fraturadas com entrada de água subterrânea. Devem ser instalados tubos isolando as fraturas ou zonas fraturadas de interesse, para que a perfuração não permaneça aberta conectando fraturas ou zonas fraturadas, formando assim um potencial caminho de migração vertical de compostos de interesse ambiental. Desta maneira, após a análise das estruturas orientadas obtidas por meio de BHTV (item 2.7) e da identificação das principais seções fraturadas, as tubulações e seções filtrantes dos poços foram instaladas.

As informações relativas à direção, inclinação, profundidade e seção do filtro dos antigos e novos poços de monitoramento no aquífero fraturado estão apresentadas na Tabela 2.1.

Poço	Orientação	Profundidade linear (m)	Profundidade vertical (m)	Comprimento de tubo (m)	Seção filtrante (m)
PMR-01 A	Vertical	55,50	55,50	39,50	35,5-39,5
PMR-01 B	Vertical	55,50	55,50	52,10	48,1-52,1
PMR-02	Vertical	47,50	47,50	37,80	33,8-37,8
PMR-03	Vertical	46,60	46,60	46,50	38,5-42,5
PMR-04	Vertical	52,30	52,30	52,30	44,3-48,3
PMR-05	N210°/60°	57,00	51,20	46,00	42,0-46,0
PMR-06	N125°/60°	69,40	61,80	60,00	56,0-60,0
PMR-07	N165°/60°	57,00	50,80	52,00	48,0-52,0
PMR-08	N090°/60°	57,00	62,30	57,00	53,0-57,0
PMR-09	N120°/60°	80,00	69,00	50,10	44,1-50,1
PMR-10	N160°/60°	60,70	52,60	57,00	53,0-57,0
PMR-11	Vertical	70,75	70,75	70,75	32,0-70,0
PMR-12	N140°/60°	25,60	22,17	21,10	17,1-21,1
PMR-13	N180°/60°	38,05	32,95	33,05	29,0-33,0
PMR-14 A	N040°/60°	42,85	37,10	32,00	30,0-32,0
PMR-14 B	N040°/60°	42,85	37,10	42,50	38,5-42,5
PMR-15	N260°/60°	31,00	26,84	28,00	24,0-28,0

Tabela 2.1 - Poços de monitoramento em meio cristalino fraturado.

Os poços de monitoramento foram instalados usando tubo de PVC geomecânico de 2 polegadas de diâmetro, com seção filtrante de 4 metros, com exceção do PMR-09, com seis metros de seção de filtro, e o PMR-11, onde não foi instalado tubo de PVC, sendo a seção filtrante de 32 a 70 metros uma exposição de rocha. Todas as seções filtrantes foram colocadas em profundidades que cobrem as zonas mais fraturadas de cada sondagem. O espaço anelar entre o furo perfurado e a seção de filtro foi preenchido com areia de pré-filtro. Acima da areia de filtro depositou-se uma calda de bentonita e cimento líquido até atingir a superfície do solo. Uma laje protetora de concreto equipada com tampa de proteção também foi instalada.

Após a instalação, todos os poços foram bombeados objetivando-se a remoção de sedimentos e colóides.

As perfurações verticais foram realizadas pela Hidrogesp Ltda., e as inclinadas pela empresa Geosonda S.A.. Ambas empregaram um equipamento roto-pneumático (8,5 polegadas no solo, e 4,25 polegadas na rocha), livre de solventes e óleo. Lama ou bentonita não foram usadas nas perfurações.

Adicionalmente, a área de detalhe A apresenta um poço de produção PP-01, perfurado em 6 polegadas com 290 metros de profundidade e seção de captação de água em rocha exposta, com aproximadamente 260 metros.

2.5 Perfilagem acústica das perfurações (técnica BHTV)

BHTV (Bore Hole Television) é um conjunto de técnicas destinadas às prospecções dentro de perfurações. Estas técnicas incluem métodos ópticos (filmagem, filmagem orientada e fotografias), físico-químicos (medidores de fluxo, calíper, termômetros etc.) e geofísicos (geoelétrico, acústico, sônico, espectroscopia de raios gama natural, espectroscopia de nêutrons, ressonância magnética etc.).

Os métodos BHTV mais usados para estudos de fraturas em perfurações são os que caracterizam fraturas orientadas, como a filmagem orientada e televisionamento acústico. Normalmente tais métodos são associados a técnicas de medida de fluxo em fraturas, perfis geoelétricos e perfis de raios gama natural. No presente trabalho foi utilizado nos poços de monitoramento a perfilagem acústica.

A metodologia de perfilagem por imagem acústica produz imagens orientadas baseadas nos princípios acústicos, que refletem as estruturas penetrantes, sobretudo fraturas abertas e grandes veios.

Praticamente todas as sondagens para poços (PMR-01 a 10 e 12 a 15) foram submetidas a medições geofísicas orientadas, após a perfuração dos poços no embasamento e antes da instalação dos poços de monitoramento. O principal

objetivo foi o de identificar e orientar estruturas geológicas, sobretudo as fraturas abertas que permitem fluxo de água subterrânea.

As análises de tais estruturas serviram como base para a definição da seção do filtro de cada poço de monitoramento, além da definição do modelo geológico conceitual.

Os levantamentos ocorreram junto à perfuração e instalação dos poços. Na tabela 2.2 são apresentados o mês e o ano da execução dos poços, assim como um resumo das estruturas levantadas, subdivididas em fraturas abertas (juntas e falhas) e fechadas (veios, foliações e fraturas preenchidas). Na tabela 2 do anexo II são apresentados sumários das fraturas obtidas por este método, assim como suas orientações, profundidades e classificação.

Poço	Intervalo da perfilagem (m)
PMR-01	37,0 – 50,0
PMR-02	27,4 – 46,5
PMR-03	24,3 – 45,5
PMR-04	30,5 – 52,0
PMR-05	27,0 – 52,7
PMR-06	36,4 – 69,2
PMR-07	26,5 – 56,5
PMR-08	27,0 - 57,0
PMR-09	29,0 - 80,0
PMR-10	30,7 - 60,7
PMR-12	5,6 - 25,6
PMR-13	18,0 - 38,0
PMR-14	22,8 - 42,8
PMR-15	11,0 - 31,0

Tabela 2.2 – Tabela-resumo do televisionamento acústico (BHTV)

O imageamento acústico foi realizado com o sistema de perfilagem desenvolvido pela Robertson Geologging Ltda. O sistema trabalha com uma sonda (*borehole televiewer*) que obtém uma imagem acústica digital das paredes do furo. O diâmetro mínimo do furo é de 2,64 polegadas (67 mm), não pode estar revestido e deve estar com água.

Um transdutor gira continuamente ao redor do eixo da sonda, enviando e recebendo um pulso sônico. O pulso é emitido a partir da superfície do transdutor e viaja através do fluido do furo, atingindo a parede e retornando ao transdutor. Nesse processo, são registradas as amplitudes e o tempo de propagação do pulso.

Um sistema de orientação constituído de um acelerômetro e de um magnetômetro triaxial possibilita a orientação da imagem na fase de processamento. Desta maneira não é necessário realizar correções das atitudes das fraturas identificadas.

A figura 2.7 apresenta exemplo de registro gerado a partir do programa de aquisição RGWinlogger. Deve-se salientar que as imagens geradas nesta etapa não são referenciadas geograficamente. O referenciamento azimuthal ao norte apenas é possível na fase de processamento, com a utilização do programa RGLDIP. O sistema usado obtém produtos a partir do processamento, tais como: i) perfil do tempo de transito e amplitude comparada à profundidade; ii) orientação da sondagem; iii) ovalização do furo (*break out*); e iv) desvios da sondagem.

Todos os levantamentos de perfilagem acústica orientada foram realizados pela empresa Aquajet Consultoria, Comércio e Perfuração de Poços Tubulares Ltda.

Figura 2.7 - Dados de aquisição de imagem de perfilagem acústica (esquerda: tempo de trânsito; direita: amplitude do sinal de retorno).

2.6 Cálculo de frequência de fraturas no maciço

Para definir o fraturamento do maciço foi realizado um estudo comparando a quantidade de estruturas abertas (fraturas) com o total perfurado (perfilado) nas rochas do maciço. Portanto, no estudo do fraturamento do maciço foi necessário definir uma frequência da intersecção de fraturas (FIF).

A probabilidade de a sondagem interceptar a fratura varia do valor mínimo quando as atitudes são paralelas (quando a atitude de uma linha esta contida em um plano paralelo ao plano da fratura), até um valor máximo quando as atitudes são perpendiculares.

Por haver diferenças entre as atitudes das sondagens, entre as famílias de fraturas e entre ambas, torna-se necessário o emprego de tratamento estatístico para a ponderação dos dados de frequência.

Para a ponderação destes dados, inicialmente foi necessário otimizar os cálculos, definindo as famílias de fraturas, e comparando-as com a atitude das sondagens que foram realizadas. Em seguida foi necessário decompor o comprimento perfurado de cada sondagem na direção perpendicular de cada família.

Para se definir a direção perfurada perpendicularmente a cada família foi calculada a abertura angular (ângulo α) entre a direção da sondagem (poço) e o pólo da família da fratura (figura 2.4), para depois ser multiplicado o cosseno deste ângulo α pela distância linear perfurada.

Figura 2.8 – Ilustração da abertura angular entre o pólo do plano e a sondagem (poço).

Para estabelecer a abertura angular entre a direção da sondagem e o pólo da família foram utilizados estereogramas e programas computacionais para manipulação de dados estruturais (StereoNett 2.46). No estereograma ajustam-se

os pontos relativos à sondagem e ao pólo em um único grande círculo (linhas de longitude) e em seguida lê-se a abertura angular entre os pontos. Abordagem similar deve ser usada no método computacional.

Depois de calculado o comprimento do furo de sondagem na direção perpendicular à família de fratura, define-se a FIF como a razão do número de fraturas da família e o comprimento direcional da sondagem. Este valor em seguida pode ser comparado com a frequência de fraturas por metro linear perfurado, definido pela razão entre o total perfurado (sem nenhuma ponderação) e o número de fraturas de cada família.

2.7 Ensaios hidráulicos

Ensaios hidráulicos são usados em estudos de aquíferos para caracterizar as propriedades hidráulicas (condutividade hidráulica, coeficiente de armazenamento, cargas hidráulicas etc.), estabelecer conexões hidráulicas entre poços, definir direções do fluxo da água subterrânea, definir capacidade de fraturas em armazenar e transmitir água e raios de influência de bombeamentos no aquífero.

Uma das dificuldades do estudo de aquíferos fraturados é a grande variabilidade de suas características hidrogeológicas quando observados em escalas pequenas, apresentando maior previsibilidade quando abordado em escalas maiores. Um dos motivos desta abordagem de escala é o tamanho do Volume Representativo Elementar (REV), conforme discutido mais adiante. Portanto é necessária a correta compreensão da escala dos ensaios.

Amostras de rocha em testes de laboratório podem fornecer propriedades pontuais do aquífero. Testes de rebaixamento e de recuperação podem apresentar propriedades num raio próximo ao poço, enquanto que ensaios de bombeamento fornecem características do aquífero em escalas maiores.

2.7.1 Testes de rebaixamento e recuperação

Testes de rebaixamento e recuperação são ensaios hidráulicos realizados em apenas um poço com objetivo de estimar transmissividade e, de maneira aproximada, o coeficiente de armazenamento. Estes ensaios hidráulicos também são conhecidos como testes “*Slug*” e “*Bail*”, respectivamente. Ambos os testes consistem na avaliação da recuperação dos níveis da água subseqüentes a um distúrbio induzido. Em função do volume de água usado no distúrbio e das condições hidráulicas no poço, a estimativa torna-se pouco representativa frente ao volume de fluido na formação. Portanto estes testes não devem ser usados para determinar propriedades do aquífero em larga escala ou para identificar heterogeneidades nas propriedades do aquífero. Por envolver mínimo contato com a água do poço, muitas vezes sem gerar resíduo, estes ensaios são apropriados para o estudo de áreas contaminadas.

No presente trabalho optou-se por testes de recuperação (*Bail* teste), aproveitando-se da atividade de desenvolvimento, onde houve uma remoção da água subterrânea do poço. Após o bombeamento e conseqüente rebaixamento do nível da água, a recuperação do nível da água do poço foi monitorada para realização de testes hidráulicos de recuperação. Os ensaios de recuperação foram aplicados nos poços PMR-01 B, 02 até 07 e 12 até 15. As condutividades hidráulicas foram calculadas com o programa *Aquifer Test* (versão 2.5.7), com método de Hvorslev (1951).

Os ensaios de recuperação foram realizados nos poços instalados em determinadas fraturas isoladas, zonas fraturadas, ou grupos de fraturas. Desta maneira podem ser atribuídas características hidráulicas às fraturas ou zona de fraturas interceptadas pela seção filtrante.

Os ensaios não puderam ser realizados nos poços PMR-08 a PMR-10 devido a uma série de dificuldades, como a forma e a eficácia do bombeamento, e a dificuldade do monitoramento após desenvolvimento.

2.7.2 Ensaio de bombeamento

Ensaio de bombeamento são testes nas quais um ou mais poços são bombeados enquanto as cargas hidráulicas do próprio poço e dos poços localizados ao redor são monitoradas. Os dados de ensaios de bombeamento podem fornecer informações sobre a conexão entre poços, caminhos preferenciais de fluxo nas fraturas, e propriedades do aquífero (Kruseman & de Ridder 1990, Cho *et al.* 2004).

Para avaliar a condutividade hidráulica, transmissividade e coeficiente de armazenamento nas proximidades do PP-01, e no topo do aquífero fraturado próximo ao PMR-11 (Área de detalhe A), dois testes de bombeamento foram realizados no PP-01 e PMR-11. Os testes foram conduzidos em fevereiro de 2004.

O teste no PP-01 foi realizado com uma vazão de $2\text{ m}^3/\text{h}$, e duração de 7 horas contínuas. No PMR-11 o teste foi conduzido por 12 horas usando vazões variando entre $2,4\text{ m}^3/\text{h}$ (no início) e $0,5\text{ m}^3/\text{h}$ (final). Embora usualmente um ensaio de bombeamento exija entre 24 e 72 horas, este ensaio pode ser realizado uma vez que o poço estava sob bombeamento anterior, e não foi necessário drenar a água da zona vadosa do aquífero.

Durante o ensaio no PP-01 o nível da água subterrânea no poço PMR-11 foi monitorado por transdutores de pressão (Level logger Solinst modelo LT-F100/M30), para que os dados pudessem ser usados nos cálculos dos parâmetros hidráulicos do aquífero no entorno dos poços. Para obter os parâmetros pretendidos os dados foram tratados com uso do programa *Aquifer Test* (versão 2.5.7), utilizando a técnica de Cooper & Jacob (1946).

Foi realizado um teste de bombeamento, no poço PP-01, na área de detalhe A, por 96 horas. A bomba foi instalada a uma profundidade de aproximadamente 175 metros, e a taxa de bombeamento foi de aproximadamente $3\text{ m}^3/\text{h}$ (capacidade máxima). Aproximadamente 250 m^3 de água subterrânea foram bombeados.

Os poços de monitoramento PMR-01 a 07 e PMR-11 tiveram suas cargas hidráulicas monitoradas antes, durante e após o ensaio. Alguns dados foram obtidos medindo-se o nível da água manualmente, e outros com emprego de transdutores de pressão (Level logger Solinst modelo LT-F100/M30). Os dados de transdutores de pressão foram compensados da variação da pressão atmosférica e tratados no programa computacional Levellogger (versão 3.06, Solinst).

Os resultados foram plotados em gráficos (carga hidráulica em relação ao tempo, e comparados ao período de bombeamento) elaborados com uso do programa Excel (Microsoft Office 1997). Os dados deste ensaio não foram utilizados para definir parâmetros hidrogeológicos do aquífero, devido a problemas na aquisição dos dados de nível da água do poço bombeado, e também pelo fato de que o principal produto almejado foi a observação de prováveis conexões hidráulicas entre os poços de monitoramento.

2.7.3 Monitoramento das cargas hidráulicas

O monitoramento das cargas hidráulicas nos poços PMR-08 a 10 foi efetuado nas duas áreas de detalhe, em períodos distintos, e com intuito de avaliar a influência da precipitação pluviométrica nas cargas hidráulicas dos poços. O objetivo do ensaio foi avaliar a conexão hidráulica relativa entre os poços por meio das tendências de variação das cargas dos poços em função do tempo, de seu posicionamento, e das fraturas nas quais as seções filtrantes estão instaladas.

Os valores das cargas foram obtidos medindo-se o nível da água dos poços manualmente, e por meio de transdutores de pressão (Level logger Solinst modelo LT-F100/M30). Os dados foram compensados da variação da pressão atmosférica e tratados com o emprego do programa Levellogger (versão 3.06 Solinst).

Os resultados do monitoramento foram comparados com dados pluviométricos obtidos no posto meteorológico mais próximo das áreas de detalhe, em Ibiúna, SP (47°13'W e 23°40'S, 850 m de altitude), a aproximadamente 25 km

de distância. A fonte dos dados foi a CIIAGRO – Instituto Agrônômico de Campinas, SP, disponíveis no endereço da internet: www.iac.sp.gov.br.

3 HIDROGEOLOGIA DE AQÜÍFEROS EM MEIO FRATURADO

Considera-se como aquífero uma unidade geológica permeável e saturada que tem a capacidade de armazenar e transmitir significativas quantidades de água (Freeze & Cherry 1979). Os aquíferos podem ocorrer em qualquer tipo de rocha: sedimentares carbonáticas ou clásticas, vulcânicas e cristalinas. Estas rochas variam em porosidade primária e secundária (clásticas com ou sem cimentação), permeabilidade primária e secundária (fraturamento, formação de condutos cársticos), estruturas formadas durante a gênese da rocha (estratificações e separação de derrames). Desta maneira, diferentes tipos de aquífero podem ser formados.

Neste trabalho serão abordados os aquíferos em meios cristalinos fraturados, que apresentam matriz de permeabilidade primária muito baixa, mas com fraturas (permeabilidade secundária) que exercem o papel de armazenar e transmitir a água subterrânea de maneira que a unidade geológica possa ser considerada um aquífero.

Parte significativa dos terrenos emersos da Terra é formada por rochas de permeabilidade primária muito baixa, como as rochas cristalinas. Neste tipo de rocha o sistema aquífero ocorre de duas formas, como tipo poroso no manto de intemperismo e como tipo fraturado na rocha sã em maiores profundidades. Na literatura internacional os aquíferos em meios cristalinos fraturados vêm sendo chamados de *“fractured-bedrock aquifer”*, *“fractured aquifer”*, *“fractured rocks aquifer”*, *“hardrocks aquifer”* e *“bedrocks aquifer”*. No Brasil, os aquíferos que ocorrem em meios cristalinos fraturados foram denominados de aquíferos fraturados, aquíferos fissurais ou aquíferos cristalinos (Manuel Filho 1996, Costa 1986).

Neste capítulo são apresentadas as principais aplicações e a importância do estudo dos aquíferos fraturados, como o uso em estudos de caráter ambiental, geotécnicos e principalmente para extração de água subterrânea para abastecimento público, uso industrial e agropecuário. O trabalho também

apresenta descrições sobre as formas de ocorrência do aquífero, características hidráulicas, e variações de propriedades hidráulicas (porosidade, condutividade hidráulica, capacidade de armazenar etc.).

3.1 Importância e aplicação dos estudos em aquíferos fraturados

Antes de se discutir propriamente a importância e aplicação dos estudos em aquíferos fraturados, é preciso observar as áreas potenciais de ocorrência destes aquíferos, que são locais onde são encontradas rochas muito consolidadas e de baixa permeabilidade primária (sedimentares, metamórficas, ígneas ou vulcânicas). Tais rochas cobrem uma área relativamente grande das regiões emersas do globo. No Brasil aproximadamente metade do território é constituído de rochas de permeabilidade primária baixa.

Entender o fluxo da água subterrânea em meios consolidados fraturados tem sido importante em diversos segmentos de estudo, com destaque para as áreas de geologia ambiental, geologia de engenharia, exploração de água subterrânea e petróleo. No caso da geologia de engenharia destaca-se a aplicação na abertura de túneis, desenvolvimento de minas, estabilização de encostas, construções de fundações, e, principalmente, construções de grandes barragens. No suporte destas atividades geotécnicas, freqüentemente é necessário um estudo do fluxo da água subterrânea mediante a estimativa de permeabilidade conduzida na própria localidade (*in situ*).

O fluxo de águas subterrânea através de fraturas apresenta grande importância na área de recursos hídricos. Em rochas de permeabilidade primária baixa, o fluxo ocorre através de estruturas, responsáveis pela chamada permeabilidade secundária. Portanto, ao perfurar um poço em meio consolidado de baixa permeabilidade primária, torna-se de suma importância que a perfuração intercepte o maior número de estruturas com capacidade de armazenar e transmitir água. Quando poços não interceptam tais estruturas, eles apresentam produtividade muito baixa, tornando sua utilização economicamente inviável. Por este motivo, anualmente são abandonados milhares de poços de produção (Meiser & Earl Hidrogeologists 1982).

Mais recentemente, a preocupação com questões ambientais levou a descoberta de contaminações em meios consolidados fraturados, e os conseqüentes estudos para delimitação e remediação da contaminação têm exigido diversas novas técnicas de investigação que são diferentes das que eram previamente usadas em estudos geotécnicos e exploração de petróleo. Neste caso, o foco concentra-se na caracterização das propriedades de transporte em fraturas altamente permeáveis em matriz de rocha com ou sem permeabilidade primária.

Nos estudos de caráter ambiental a preocupação é a proteção dos aquíferos de uma eventual fonte (resíduos industriais, aterros sanitários, lixo atômico, produtos químicos, combustíveis etc.). Quando já constatada a contaminação, o objetivo torna-se precisar a chegada destes contaminantes até os receptores nas áreas de descarga, como corpos de água superficial, ou em poços de extração de água subterrânea para consumo. Neste caso, os estudos em aquíferos fraturados devem ter como maior interesse as regiões fraturadas de alta permeabilidade da formação, pois nestas ocorrem os caminhos preferenciais para o transporte dos contaminantes.

Para os estudos de transporte de compostos no aquífero fraturado a principal propriedade da formação é o fluxo da água subterrânea, cujos fatores principais são o caminho da água até o receptor e a velocidade da água subterrânea no meio. O caminho depende de diversos fatores, como atitude das fraturas individuais na rede de fraturas, gradiente hidráulico, e topografia do terreno. Quanto à velocidade, ela influencia em propriedades de dispersão e advecção no transporte.

A velocidade da água subterrânea no aquífero define fatores como o tempo de trânsito do contaminante através do aquífero, e tem como variáveis a condutividade hidráulica, o gradiente hidráulico e a porosidade efetiva. No caso de fluxos por fraturas, a condutividade hidráulica depende da geometria e abertura das fraturas individuais da rede de fraturas, segundo a lei cúbica (Snow 1969).

Em muitos casos, investigações da água subterrânea são requeridas para o desenvolvimento de modelos numéricos que são usados para simular sistemas de fluxo. Nestes casos os modelos são aplicados às mais diversas tarefas, como simulação de transporte de contaminantes pela água subterrânea, rebaixamento de aquíferos para realização de obras (minas, fundações, túneis etc.), estimativa de área de influência de poços de captação de água e, mais recentemente, em estudos de vulnerabilidade de aquíferos.

Entretanto, pelo fato do fluxo da água subterrânea ser primariamente regido pelas fraturas em escala local, os métodos matemáticos tradicionais contínuos apresentam uma aproximação pobre. Quando as escalas são maiores, em nível regional, ou em áreas em que a densidade de fraturas é muito alta, o fluxo da água subterrânea pode ser definido por métodos contínuos aplicados a meios fraturados. Frequentemente o arranjo das fraturas é heterogêneo e complexo, causando dificuldades na sua representação nos modelos. Existem modelos e técnicas de modelagem que podem ser usadas para circundar este problema, incluindo o uso de estocástica ou uma mistura de técnicas estocásticas-determinísticas (Smith & Schwartz 1984).

O estudo hidrogeológico em rocha fraturada também é importante para estimativas de quantidades de fluidos em fontes geotermiais naturais, compreensão de reservatórios de gás e petróleo, e ainda em construções de túneis e cavidades subterrâneas para estocar resíduos, água, óleo, gás e outros fluidos.

3.2 Características gerais dos aquíferos cristalinos fraturados

Uma das principais características do aquífero fraturado é o fato da água subterrânea ser armazenada e transmitida através das fraturas da rocha, uma vez que a matriz da rocha apresenta permeabilidade primária muito baixa. Esta característica confere aos aquíferos deste tipo uma heterogeneidade e anisotropia muito relevante. Ao estudar os aquíferos é necessário definir o volume elementar representativo, ou de acordo com a literatura internacional *representative elementary volume* (REV), termo que significa o mínimo volume de rocha que

deve ser considerado para se estudar o meio poroso ou fraturado de maneira representativa.

Figura 3.1 - Volume elementar representativo (REV): a) meio poroso homogêneo; b) meio fraturado homogêneo em meio contínuo e; c) meio fraturado heterogêneo, em meio descontínuo que não apresenta REV (Singhal & Gupta 1999).

Ao estudar um aquífero o objetivo é atribuir ao REV propriedades hidráulicas como porosidade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento, abordagem esta conhecida como estudo de meio contínuo. Quanto maior a anisotropia e a heterogeneidade maior será o REV, porque para representar as características deve-se aumentar a população amostrada. Neste caso a abordagem é dita descontínua, e os estudos devem considerar o fluxo em fraturas de maneira individual.

Quando a rocha apresenta uma anisotropia e/ou heterogeneidade muito grande (como uma zona de cisalhamento) o aquífero pode até não apresentar REV. Neste caso não é válido atribuir a um aquífero valor para suas características hidráulicas. No contexto de um estudo realizado em aquífero fraturado isso passa a exigir uma discretização dos atributos, muitas vezes inviável economicamente.

A abordagem do meio contínuo, para fluxos laminares e lineares, permite a aplicação da “lei de Darcy” e, neste caso, pode ser aplicada a “lei cúbica” (Snow 1969) para definir a condutividade hidráulica, segundo a equação 3.1.

$$K = \frac{\rho g N b^3}{12 \mu} \quad (3.1)$$

Onde:

K=condutividade hidráulica
 μ = viscosidade da água
 g =aceleração da gravidade

ρ = densidade da água
 N = fraturas por metro
 b = abertura da fratur

Para aplicar a lei cúbica é necessário o conhecimento do aquífero, como a densidade de fraturas do meio e um entendimento tal que permita atribuir um REV ao estudo. Também é necessário um estudo das fraturas individualmente ou por grupos, com intuito de permitir uma caracterização da abertura média das fraturas do maciço.

A abertura das fraturas assume papel mais importante do que a densidade de fraturas propriamente dita, uma vez que o fator cúbico da abertura representa variação significativa quando comparado à variação linear da densidade de fraturas, conforme a ilustração abaixo.

Figura 3.2 - Influência da abertura e da densidade de fraturas na estimativa da condutividade hidráulica em meios fraturados (Hoek & Bray 1981).

Quando o REV não pode ser definido, o maciço deve ser abordado como um meio descontínuo, e o estudo passa a ter como foco a análise individual das fraturas. Neste caso, Novakowski (1995) definiu que a transmissividade de um meio pode ser definida com base em um poço que atravessa um número de fraturas, onde é possível estimar a somatória das suas aberturas conforme a equação:

$$T = \frac{\rho g (2b)^3}{12\mu} \quad (3.2)$$

Onde:

T = Transmissividade

μ = viscosidade da água

g = aceleração da gravidade

ρ = densidade da água

b = somatória das aberturas das fraturas

A abertura das fraturas influencia também no tipo de fluxo no aquífero. Quando a abertura é muito grande o fluxo pode deixar de ser linear e tornar-se turbulento. Neste caso a lei de Darcy deixa de ser válida para o aquífero, mas a lei cúbica continua válida, quando o efeito da pressão de fluidos não for importante (Domenico & Schwarz 1990).

Quando um aquífero esta sendo bombeado ele pode apresentar dois tipos de fluxo, radial ou linear. Quando ocorre uma fratura de condutividade hidráulica muito maior que a da matriz ou do REV (quando ocorrem fraturas), o fluxo deixa de ser radial e passa a ser linear.

O modelo conceitual de fluxo radial que aparece comumente em textos de hidrogeologia, apresenta cones de rebaixamento ao redor de um poço bombeado, no qual as linhas de fluxo convergem radialmente para o poço, com linhas equipotenciais concêntricas ao poço bombeado, e o rebaixamento decresce com a distância do poço. Quando ocorre uma anisotropia este cone se deforma, alongando-se na direção de maior condutividade hidráulica (K).

O modelo conceitual de um sistema de fluxo linear para um aquífero homogêneo ocorre quando uma fratura de alta permeabilidade atravessa um poço. Quando o poço é bombeado o nível da água na fratura decai, induzindo um fluxo

do aquífero para a fratura. Desta maneira, a fratura aberta é uma superfície planar, que se torna uma extensão do próprio poço. Esta superfície hidráulicamente conectada é chamada de extensão do poço. Nesta configuração as linhas de fluxo são perpendiculares à fratura e as linhas equipotenciais são paralelas à extensão do poço, o que forma uma “calha” de rebaixamento ao invés de um cone de rebaixamento.

Figura 3.3 - O mapa potenciométrico da esquerda não apresenta anisotropia ($K_x = K_y$), o mapa da direita apresenta uma anisotropia de 5 vezes ($K_x = 5 \times K_y$).

Figura 3.5 - Simplificação de fluxo em sistema linear (extraído de Jenkins & Prentice, 1982).

Enquanto a “lei cúbica” considera a abertura de uma fratura lisa planar como principal responsável pela condutividade hidráulica do aquífero, a distribuição destas fraturas (tipicamente log-normal), é que dita a produtividade de um poço, uma vez que normalmente apenas uma ou duas destas fraturas são responsáveis pela produtividade de água do poço.

4 GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A área de estudo de semi-detalle está localizada na parte leste do Município de Cotia, Estado de São Paulo, entre as latitudes 7.393.350 e 7.385.400 sul e longitudes 303.990 e 311.280 oeste, zona 23K. Com aproximadamente 58 km² de área, ela se insere no contexto das rochas proterozóicas do Complexo Embu, na porção central da Faixa Ribeira, que inclui rochas intensamente deformadas devido a proximidade de grandes zonas de cisalhamento (figura 4.1 e Anexo I, figura 2).

Figura 4.1 – Mapa geológico da área de estudo de semi-detalle, modificado folha São Paulo, escala 1:250.000 (CPRM 1999).

A Faixa Ribeira integra uma rede continua de faixas móveis geradas entre 700 e 450 Ma, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana, e o principal período de atividade orogênica ocorreu entre 670 e 480 Ma (Cordani *et al.* 2000). Ela se estende na direção aproximada NE-SW por cerca de 1400 km ao longo da costa do Brasil, limita-se ao norte com a Faixa Araçuaí, de direção

predominante NNE, e ao sul com uma pequena área cratônica, o Terreno Luís Alves.

O Complexo Embu na porção sul-oriental do Estado de São Paulo foi originalmente descrito por Hasui (1975), incluído no Grupo Açungui (Hasui & Sadowski 1976), posteriormente renomeado de Domínio Embu (Janasi & Ulbrich 1985).

Figura 4.2 - Unidades litoestratigráficas do sudeste do Estado de São Paulo (CPRM 1999).

4.1 Contexto geológico do Bloco Cotia

Em termos litológicos, o Domínio Embu é constituído predominantemente por rochas supracrustais metamorfisadas em grau variável. Trabalhos realizados na região a oeste da Cidade de São Paulo na década de 70 (Hasui 1973, Hasui & Sadowski 1976) distinguiram duas associações litológicas que foram denominadas Complexo Ectinítico Pilar do Sul, formado por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, e Complexo Migmatítico Embu, formado por xistos e gnaisses migmatíticos. Trabalhos posteriores reconheceram a extensão de rochas equivalentes na região do Vale do Paraíba, onde foram também identificados núcleos de embasamento de idade Paleoproterozóica (e.g. Fernandes 1991).

Na porção sudeste do Estado de São Paulo, o Complexo Embu compreende micaxisto, paragnaisse parcialmente migmatizado, quartzito (Complexo Embu), e xisto fino, filito e subordinadamente quartzito, metabasito e rocha calciossilicática (Seqüência Miracatu).

Hasui *et al.* (1969) e Hasui (1975) compartimentaram a área do mapeamento da Folha São Roque em blocos. Ao sul da Zona de Cisalhamento de Taxaquara foram considerados os Blocos Cotia e Juquitiba, que juntos formam o Conjunto Paranapiacaba (Hasui 1975). A área de estudo insere-se no Bloco Cotia, em contexto de rochas essencialmente magmáticas e migmatíticas.

Figura 4.3 – Compartimentação tectônica das rochas pré-cambrianas do sudeste do Estado de São Paulo, mostrando o Bloco Cotia (Hasui & Sadowski 1976).

Os granitóides do Bloco Cotia são do tipo tardi-tectônicos, e compõem dois corpos principais, designados de Batólito de Ibiúna e Maciço do Turvo (Hasui 1975). O Batólito Ibiúna é constituído pelo chamado granito Pirituba, nome genérico atribuído a rochas granitóides de três tipos texturalmente diversos sob o ponto de vista macroscópico: as porfiroblásticas, as inequigranulares e as finas.

As rochas porfiroblásticas têm megacristais róseo e/ou cinza claro, com dimensões variadas, podendo atingir até 3 x 8 cm, quando apresenta forma

chamativa em rochas com superfícies sãs e matacões, e foram popularmente chamadas de *olho-de-sapo* (Hasui 1975). Os megacristais são de microclínio pertítico ou oligoclásio, comumente são poiquiloblásticos, englobando grãos de quartzo, micas e feldspatos.

A matriz aparece com coloração cinza clara ou escura, com granulação fina ou media fina. Os minerais essenciais são quartzo, microclínio e oligoclásio, que compõem uma textura hipidiomórfica granular. Os principais minerais acessórios são biotita, hornblenda, titanita, zircão, epidoto, opacos, apatita, carbonato e moscovita.

Coutinho (1972), mapeando a porção sul da Cidade de São Paulo, caracterizou isógradas de biotita, de almandina, de estaurolita e de sillimanita, além de ocorrência isolada de andaluzita, relacionada a metamorfismo de contato. No mesmo trabalho o autor definiu um evento de metamorfismo regional em condições de fácies xisto verde e anfibolito, um evento de contato e um evento retrógrado, e ainda foi proposto um evento metassomático.

Segundo Hasui (1975) as estruturas visíveis nos metamorfitos do Conjunto São Roque e no paleossoma dos migmatitos estromatíticos são de tipos diversos. As dobras observáveis em campo são centimétricas a decamétricas, isoclinais ou cerradas, com planos axiais sub-verticais, formadas pela estratificação e xistosidade no Complexo Embu. Hasui (1973) considerou que no Conjunto Embu as rochas estariam já deformadas em dobras isoclinais recumbentes ao sofrerem o dobramento do tipo coaxial.

Crenulação e transposição em maior ou menor grau foram observadas nos metapelitos e migmatitos, introduzindo ondulações adicionais que são visíveis em escala microscópica e de afloramento. A rotação das estruturas planares pode culminar com o aparecimento de nova xistosidade.

Hasui (1975) descreve ainda a ocorrência de juntas em quatro ou cinco sistemas bem desenvolvidos: i) um sistema verticalizado sub-transversal à xistosidade; ii) dois sistemas sub-verticais e oblíquos à xistosidade; a obliquidade varia, situando-se em torno de 50°; iii) um ou dois sistemas sub-horizontais

(menos de 40° de inclinação). Normalmente um deles é observado nos afloramentos e faz pensar à primeira vista em alívio de carga como causa do sistema, mas quando aparecem os dois, mostram-se inclinados opostamente e têm relação com o mesmo regime de esforços causador dos anteriores. Nos maciços granitóides esses mesmos sistemas de juntas estão presentes, e a mesma qualificação é válida, mas em relação à foliação.

Falhas transcorrentes constituem as estruturas mais notáveis da região (Hasui 1975). Estas falhas foram tão intensas que geraram metamorfismo cataclástico e uma foliação conspícua, conferindo às rochas um caráter filonítico.

4.2 Contexto tectônico e estrutural rúptil

A evolução tectônica do Sudeste do Brasil é bastante complexa, resultado da superposição de esforços tectônicos desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico. Neste contexto são apresentados os principais eventos tectônicos da região, compreendendo as grandes Zonas de Cisalhamento dextrais, a abertura do Oceano Atlântico, e a formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e seus principais eventos de deformação. Os dois últimos eventos apresentaram caráter rúptil.

4.2.1 Zonas de Cisalhamento Taxaquara e Caucaia

A Zona de Cisalhamento Taxaquara foi investigada em maior detalhe por Hennies *et al.* (1967) e a de Caucaia detalhada por Hasui (1973). Estas zonas de cisalhamento apresentam faixas cataclásticas mais ou menos espessas, com larguras de 1500 metros e até maiores, incluindo protomilonitos a ultramilonitos, às vezes com quartzo e mica recristalizados. Estes milonitos são caracterizados pela presença marcante de foliação cataclástica geralmente sub-vertical, com lineações de baixo ângulo.

A Z.C. de Caucaia apresenta direção NE-SW, tem início aparentemente a NE, sob os sedimentos da Bacia de São Paulo, e desaparece a SW junto à extremidade do corpo granitóide do Maciço Ibiúna.

A Z.C. Taxaquara apresenta rejeitos superiores a 165 km (Hennies *et al.* 1967), enquanto que na Z.C. Caucaia o rejeito não pôde ser estimado. Os sentidos de deslocamento das zonas de cisalhamento não puderam ser determinados nos levantamentos de campo (Hennies *et al.* 1967, Hasui 1973). Os autores inferiram o sentido de deslocamento dos sistemas de falhamentos (Taxaquara, Pirapora e Caucaia) com base em relações angulares. Este movimento ocorreria como consequência de um regime de esforços com componente principal orientado segundo E-W, onde a Z.C. Taxaquara apresentaria um movimento dextral e as Z.C. Caucaia e Pirapora apresentariam movimento sinistral (ver figura 4.4). Já o mapa da Folha São Paulo (CPRM 1999) indica que as zonas de cisalhamento tiveram um deslocamento dextral.

Figura 4.4 - Estimativa de sentido de movimento a partir de relações angulares (Hasui 1975).

Quanto à idade dessas falhas, Hasui & Sadowski (1976) destacam que elas atingiram seqüências ectiníticas geradas no Ciclo Brasileiro, de modo que seriam posteriores ao metamorfismo regional. Também destacam que regionalmente essas falhas controlaram a intrusão de alguns maciços granitóides tardi-tectônicos, e ainda seccionaram alguns corpos granitóides pós-tectônicos. Tais evidências indicam que o sistema de falhas se relacionaria com a evolução do

Ciclo Brasileiro, tendo começado a se desenvolver após o metamorfismo regional e se manifestado até após o magmatismo pós-tectônico, o que também indicaria atividade até a estabilização da plataforma.

4.2.2 Abertura do Oceano Atlântico

Após a formação das zonas de cisalhamento, que definem o arcabouço geológico estrutural regional, os eventos geológicos mais relevantes são aqueles vinculados à Reativação Wealdeniana (Almeida 1969), ou Reativação Sul-Atlântica (Schobbenhaus *et al.* 1984). Tais fenômenos levaram à deformação e ruptura do Gondwana, ao desenvolvimento da margem continental passiva e à abertura do Oceano Atlântico.

A abertura do Oceano Atlântico ocorrido durante o Eocretáceo, que subdividiu o supercontinente Gondwana, reativou inúmeras descontinuidades mais antigas. Os movimentos em pulsos perduraram desde o Cretáceo até o Cenozóico. Segundo Almeida & Carneiro (1998) as grandes falhas ligadas a esta abertura ocorreram onde hoje é a plataforma continental, restando à Falha de Santos o papel de principal estrutura ocidental da abertura do Oceano Atlântico. Desta maneira, a área de estudo provavelmente apresenta poucas estruturas que tiveram reativações de grande porte durante o evento. Entretanto, deve ser ressaltado que no início da abertura os esforços regionais eram distensionais, de direção NW-SE, o que teria favorecido a reativação distensional das antigas zonas de cisalhamento neoproterozóicas.

Concomitantemente à separação do Gondwana e à sedimentação da Bacia de Santos, ocorreu um soerguimento progressivo e pulsativo da área platôformal e continental vizinha à Bacia (Asmus e Guazelli 1981). Vignol-Lelarge *et al.* (1994) mostram que há 86 Ma, em uma área do embasamento cristalino da Serra do Mar sob influência do Arco de Ponta Grossa, houve um soerguimento acompanhado de erosão de 2,5 km. Como consequência deste soerguimento, todo o conjunto de rochas pré-cambrianas foi submetido a um de alívio de carga, que originou um fraturamento de baixo ângulo nas rochas cristalinas do sudeste do Brasil (Almeida & Carneiro 1998).

4.2.3 O Rift Continental do Sudeste do Brasil

Segundo Riccomini (1989) o *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)*, de idade paleógena, é uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900 km de comprimento, compreendida entre os estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro. O *rift* segue uma direção ENE-WSW, ao longo da linha de costa atual. Ele foi instalado no domínio da Faixa Ribeira, de idade neoproterozóica. Numerosos corpos de rochas alcalinas eocretáceas a paleogênicas ocorrem ao longo das bordas do *rift*. Zonas de cisalhamento neoproterozóicas de direção NE a E-W foram reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, e estas contribuíram para a instalação e deformação das bacias que compõem o *RCSB*.

Figure 4.5 - Contexto geológico regional do *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)* – 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do *rift* (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3-Bacia do Macacu, 4-Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8-Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariquera-Açu, 10-Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. (Riccomini *et al.* 2004).

O RCSB pode ser subdividido em três segmentos: ocidental, central e oriental. A área de estudo insere-se no segmento central, que acomodou as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. A deposição dos sedimentos no *rift* contou com depósitos proximais e distais de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados, depósitos em sistema lacustre e sistema fluvial meandrante oligocênico, manifestações vulcânicas e hidrotermais paleogênicas, e sedimentação neogênica.

As estruturas relacionadas ao tectonismo gerador e deformador do RCSB são importantes na área de estudo. As estruturas identificadas em afloramentos e sondagens podem ser correlacionadas àquelas atribuídas à geração e deformação do RCSB. Ao longo de todo o RCSB as deformações rúpteis podem ter sua idade relativa definida por meio de superposições de estruturas em rochas sedimentares que puderam ser datadas.

Em estudos realizados em rochas do substrato do RCSB foi reconhecida a atuação de um regime transcorrente sinistral, com encurtamento de direção NE-SW e distensão NW-SE, afetando corpos alcalinos neocretáceos cuja idade foi considerada neocretácea a paleocena (Riccomini 1995, Ferrari 2001). Desta maneira o regime transcorrente sinistral precederia um evento distensivo de direção NNW-SSE, responsável pela instalação das bacias, devido à ampla reativação de estruturas neoproterozóicas como falhas normais mestras com estrias ortogonais à direção das falhas das bordas de bacia (Riccomini *et al.* 2004).

As fases tectônicas deformadoras envolveriam novas reativações ao longo das falhas preexistentes, e em menor escala a geração de novas estruturas (Riccomini 1989, Riccomini *et al.* 2004). Os eventos deformacionais compreenderiam:

- a) transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE, e localmente, compressão NE-SW, de idade neogênica (Mioceno?);
- b) transcorrência dextral, com compressão NW-SE, de idade quaternária (Pleistoceno Superior);

- c) distensão de direção WNW-ESE e idade holocena;
- d) compressão de direção E-W, holocena.

Figura 4.6 - Evolução tectônica do RCSB e arredores (Alves 2005).

Os três últimos eventos deformadores são neotectônicos. Eles foram bem caracterizados no segmento central do RCSB (Riccomini 1989, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995).

Fernandes da Silva (1998) em estudo da tectônica rúptil da região entre Pilar do Sul e Votorantim (oeste e noroeste da área de estudos), identificou as mesmas fases deformacionais do RCSB, com exceção do primeiro evento de compressão. O autor destaca o último evento como uma compressão E-W, com falhas inversas e transcorrentes dextrais orientadas predominantemente na direção NNE, variando em alguns locais para NNW e NE; também ocorrem juntas de distensão com direção aproximada E-W a WNW, além de juntas conjugadas de cisalhamento com direções ENE a NE e WNW a NW.

Figura 4.7 - Distribuição das tensões na placa Sul-Americana, segundo o modelo 3 de Coblenz e Richardson (1996).

Na região de Campinas, Fernandes (1997) identificou fases deformacionais rúpteis correlacionáveis ao RCSB e ao trabalho de Fernandes da Silva (1998). Entretanto, a última fase descrita pela autora não corresponde à última fase encontrada em outros trabalhos correlacionáveis ao contexto da área estudada (compressão E-W).

Neves *et al.* (2003) descreveram, na região de Jundiaí, falhas normais NW-SE, falhas inversas NE-SW e falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e NW-SE, correspondentes a um contexto transcorrente dextral (binário orientado segundo E-W), que se ajusta a um cenário neotectônico transtrativo, decorrente da migração da placa Sul Americana para oeste.

Não foram ainda realizados estudos específicos sobre a neotectônica da área de estudo. Entretanto, a julgar pela correlação verificada entre as estruturas das regiões de Campinas, Pilar do Sul-Votorantim e Jundiaí com aquelas do RCSB, espera-se que as estruturas rúpteis da região de Cotia tenham sido geradas ou reaproveitadas durante os mesmos eventos deformacionais regionais.

5 ANÁLISE DA TECTÔNICA RÚPTIL

5.1 Análise morfométrica

5.1.1 Mapa hipsométrico

A figura 3 do Anexo I apresenta o mapa hipsométrico da área de estudo. Neste foram definidas 8 classes altimétricas com intervalos de 20 metros de variação.

As altitudes variam de 741 a 900 metros em relação ao nível do mar. As mais baixas altitudes representam a planície de alagamento do rio Cotia, com altitudes na classe de 741 a 780 m. Nas áreas mais altas, na porção oeste da área, observam-se elevações de 860 a 900 metros dispostos na direção aproximada NNE-SSW.

O rio Cotia apresenta duas direções preferenciais. Ele corre no sentido sudoeste-nordeste, até a região central da área de estudos onde passa a fluir na de sul para norte, permanecendo com esta orientação até desembocar no Rio Tietê, aproximadamente 1 km ao norte. No segmento estudado, o rio apresenta apenas dois expressivos afluentes, ambos com planícies retilíneas com direções definidas segundo N-S, NE-SW e, na porção nordeste, com um afluente de direção NW-SE.

No mapa hipsométrico também é possível observar que as águas superficiais de toda a área são drenadas para o rio Cotia. Desta maneira é perfeitamente cabível atribuir ao rio o papel de nível de base e ponto de descarga dos aquíferos da área.

5.1.2 Extração de lineamentos morfoestruturais

A utilização do mapa de lineamentos morfoestruturais, a partir de sombreamento de relevo (Anexo I – figura 4), evidencia direções predominantes, segundo NE-SW, N-S e, secundariamente NW-SE, conforme ilustradas nos diagramas de roseta (Anexo I, figura 4).

Resultados similares apresentaram os lineamentos de fotogeologia (Anexo I, figura 5). Nesta ferramenta houve um predomínio dos lineamentos NE-SW em quase toda a área. Secundariamente, aparecem também as estruturas de direção N-S. As estruturas E-W se concentraram na porção centro-norte, e as estruturas NW-SE, de ocorrência mais limitada, aparecem discretamente em porções situadas nas partes norte e sul da área estudada.

Ambos os resultados apontaram para estruturas NE-SW e N-S como as mais importantes da área que correspondem às direções do curso do rio Cotia. Os dois mapas de lineamentos destacam ainda um grande lineamento de direção NW-SE na porção centro-sul, e outro E-W bem marcado na porção oeste da área.

5.1.3 Mapa de orientação de vertentes e declividade

O mapa de orientação de vertentes (Anexo I, figura 6) ressalta um padrão de lineamentos NE-SW, gerando predominantemente vertentes com mergulhos variando de NW a N e de SE a S. Essa tendência enfatiza os grandes lineamentos NE-SW da região central, oeste e norte da área. Vertentes orientadas para oeste e leste também são destacadas, principalmente na porção leste da área, assim como na parte centro-leste, onde o rio Cotia corre segundo a direção N-S. Concordando com os resultados das outras variáveis morfométricas (hipsométrico, lineamentos de sombreamento de relevo, superfícies de base, rugosidade do relevo e densidade de lineamentos e drenagens), a ocorrência de vertentes orientadas com mergulhos para NE e SW é muito localizada, o que reflete um baixo registro de lineamentos de direção NW-SE.

O mapa de declividades (Anexo I, figura 7) mostra que a área de estudo é marcada por declividades baixas, com valores menores do que 10° em sua região central e sul, e declividades pouco mais acentuadas nas regiões mais altas destacadas no mapa hipsométrico, atingindo no máximo 20° de inclinação. As drenagens e as planícies do rio Cotia são bem destacadas neste mapa, assim como os lineamentos NE-SW, N-S e secundariamente NW-SE, enquanto que lineamentos E-W não podem ser observados.

Os mapas de orientação de vertentes e de declividade, quando observados em conjunto, apresentam uma particularidade: as áreas de vertentes que mergulham para N e NW são maiores do que as que mergulham para S e SE. Estas áreas maiores apresentam menor declividade. Esta tendência aponta a ocorrência de declividades abruptas nas faces voltadas para sudeste e suaves nas faces para noroeste dos lineamentos NE-SW. O mesmo não é observado nos lineamentos N-S.

5.1.4 Mapa de superfícies de base

Segundo Golts & Rosenthal (1993), os principais aspectos a serem observados em mapas de superfícies de base são: i) inflexões marcantes nas linhas de isobases, normalmente causadas por movimentações tectônicas ou mudanças bruscas de litotipos; ii) aproximação de linhas de isobases, comumente atribuídas a movimentações tectônicas; e iii) distanciamento das linhas de isobases, que é associado a um gradiente topográfico suave ou a uma região de subsidência localizada com entulhamento sedimentar.

Para a extração de lineamentos do mapa de superfícies de base (Anexo I, figura 9) foram observados os aspectos destacados por Golts & Rosenthal (1993). No mapa também foram plotadas as estruturas geológicas medidas durante os levantamentos de campo. Para interpretação das anomalias observadas no mapa de superfícies de base foi elaborado um mapa de sombreado de relevo das superfícies de base. A este mapa sombreado foi sobreposto um mapa geológico simplificado. Esta composição também foi utilizada para gerar perspectivas de diferentes ângulos de visada (Anexo I, figura 10).

Baseados na análise com as ferramentas supramencionadas, alguns lineamentos que não são completamente visíveis pelos critérios assinalados por Golts & Rosenthal (1993) puderam ser traçados. Em contrapartida algumas anomalias de linhas de isobase não foram traçadas devido suas origens terem sido atribuídas a mudanças bruscas de litotipos (não consideradas para o modelo de tectônica rúptil). É importante ressaltar que foram traçados apenas lineamentos que apresentaram comprimentos próximos ao tamanho da área definida. Nem

todos os lineamentos foram assinalados, mas todas as direções foram representadas.

Os grupos direcionais de lineamentos são apresentados por ordem de importância e relevância no relevo observado:

- lineamentos NE-SW, definidos por critérios de aproximação e paralelismo das linhas de isobase;
- lineamentos N-S, definidos por critérios de aproximação, paralelismo e inflexões de linhas de isobase;
- lineamentos E-W, assinalados principalmente por critérios de inflexões, e secundariamente de aproximação e paralelismo de linhas de base;
- lineamentos NW-SE, definidos por critérios de aproximação e paralelismo das linhas de isobase (este grupo direcional apresenta-se mais discreto na área, com exceção da porção nordeste da área, onde aparece bem marcado).

O mapa de superfícies de base mostra um equilíbrio entre as estruturas de direção N-S, NE-SW, NW-SE e E-W.

Ao observar o diagrama de rosáceas dos lineamentos (Anexo I, figura 9), verifica-se que as direções N-S e NE-SW predominam em relação as outras porque estes dois agrupamentos direcionais concentram-se em classes individuais (classes de 10°) enquanto os grupos direcionais NW-SE e E-W apresentaram-se dispersos em mais de uma classe.

A principal direção de lineamentos na área é NE-SW. Esta é também a direção das foliações e xistosidade regional, assim como dos eixos maiores dos corpos de rochas granitóides. Estes lineamentos NE-SW são bem evidentes em imagens e mapas morfométricos, e são truncados e deslocados por lineamentos de direções E-W e N-S.

Os lineamentos N-S apresentaram grande influência nas superfícies de base, em geral são extensos e aparecem em quase toda a área. Apresentam grande linearidade, mesmo quando cruzam lineamentos de outras direções

exceção feita aos E-W, com os quais não apresentam nenhum tipo de relação de superposição.

Os lineamentos de direção E-W apresentam menor influência nas anomalias de superfícies de base e em geral concentram-se nas porções centrais, norte, leste e nordeste da área. Estes lineamentos cruzam trechos de distanciamento entre as linhas de isobases, que podem mostrar um entulhamento sedimentar. Estes trechos de distanciamento ocorrem principalmente nos locais onde estes lineamentos se cruzam com os demais grupos de lineamentos. Este grupo apresenta clara superposição sobre os lineamentos NW-SE e NE-SW, mas não corta nem é cortado pelos lineamentos N-S.

Os lineamentos de direção NW-SE são os menos marcados da área, e sua relação com estruturas tectônicas não é evidente. Isto pode se dever a:

- não haver estruturas de direção NW-SE com capacidade de influenciar no relevo da área; nesse caso não se tratariam de lineamentos mas sim meros alinhamentos sem controle estrutural;
- estes lineamentos são recentes demais para o método, influenciando muito pouco a formação das drenagens de segunda ordem, e deveriam apresentar melhor controle nas drenagens de primeira ordem; desta maneira deve ser observada forte influência no mapa de lineamentos extraídos de sombreamento de relevo (Anexo I, figura 4);
- estes lineamentos são influenciados por estruturas antigas que foram suprimidas no relevo por outras mais recentes.

As relações de corte entre os lineamentos sugerem que:

- os lineamentos de direção N-S e E-W, seriam conjugados, pois aparentemente estiveram ativos na mesma escala de tempo, nota-se que na área eles não se cruzam, e normalmente apresentam extremidades partindo de um mesmo ponto, formando desta maneira cantos de 90° (quinas);

- os lineamentos de direção NE-SW, apesar de serem os mais expressivos nas anomalias dos mapas, são claramente superpostos pelos lineamentos de direção N-S e E-W;
- lineamentos de direção NW-SE, sem muita expressão no mapa de superfícies de base, seriam os mais antigos.

5.1.5 Mapas de densidade de lineamentos, densidade de drenagens e rugosidade do relevo

Os resultados das análises estatísticas das variáveis dos parâmetros rugosidade de relevo, densidade de drenagem e densidade de lineamentos estão resumidos na tabela 5.1. No presente trabalho foram entendidos como valores anômalos os valores superiores ou inferiores a média somada ou subtraída do desvio padrão (Chiessi 2004). Estes valores anômalos indicaram áreas potenciais para ocorrência estruturas ou particularidades a serem abordadas.

Variáveis	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	Anomalia alta	Anomalia baixa
Densidade de lineamentos	0,0000	0,0059	0,0020	0,0013	0,0033	0,0007
Densidade de drenagens	0,0007	0,0056	0,0026	0,0010	0,0036	0,0016
Rugosidade do relevo	1,0000	1,0380	1,0054	0,0043	1,0097	1,0011

Tabela 5.1 – Tabela de dados estatísticos de variáveis morfométricas.

O mapa de densidade de lineamentos permite visualizar as principais direções morfoestruturais, que podem indicar zonas de movimentações tectônicas, além de delimitar blocos com padrões geomórficos distintos (Hiruma & Riccomini 1999).

No presente trabalho, o mapa de densidade de lineamentos (Anexo I, figura 11) apresentou densidades que variam de 0 a 0,006 metros de fratura para cada metro quadrado (m/m^2). É interessante notar a distribuição linear das curvas de

maior densidade de lineamentos, destacando-se as direções NE-SW, NW-SE e, secundariamente, N-S.

O mapa de densidade de drenagens permite a observação de anomalias entre blocos com comportamento distinto das drenagens, que podem refletir controle tectônico (Horton 1945). Jianjun *et al.* (1997) propuseram que: i) regiões onde a taxa de deposição é maior do que a taxa de subsidência apresentam alta densidade linear de drenagens; ii) áreas em franco soerguimento são caracterizadas pela diminuição da densidade linear de drenagens; e iii) áreas em fase final de soerguimento (nas quais a intensidade do soerguimento é igual ou mais baixa do que a incisão dos canais) apresentam um aumento na densidade linear de drenagens.

O mapa de densidade de drenagens (Anexo I, figura 12) apresenta concentrações de drenagens somente ao longo das áreas de menor altitude da área. Em linhas gerais, o mapa de densidade de drenagens mostra tendências lineares, coerentes com drenagens de terceira e quarta ordem.

O mapa de rugosidade do relevo (Anexo I, figura 13) apresenta valores mais elevados (até 1,038 m²/m²) em setores das partes noroeste e sudeste da área. Valores baixos a médios (entre 1,000 e 1,005) foram observados nas planícies de inundação e imediações das grandes drenagens da área, principalmente ao longo do rio Cotia. As anomalias do mapa delineiam alinhamentos segundo NE-SW, N-S e, secundariamente, NW-SE.

5.2 Análise estrutural

Durante os levantamentos de campo foram estudados 30 afloramentos, dos quais 23 apresentaram estruturas planares reconhecíveis. A localização dos afloramentos estudados e comparação com os dados de lineamentos interpretados por morfometria são apresentadas no Anexo I, figura 14.

Em geral as rochas estão alteradas. Predominam granitóides foliados, mas também foram observados metassedimentos, gnaisses e milonitos.

Os dados obtidos para as foliações são apresentados no estereograma a da figura 5.1, e mostram atitude média N047/42NW.

Figura 5.1 — Estereograma com a projeção dos pólos das foliações observadas.

As fraturas foram separadas em falhas com estrias e juntas. Devido à escassez de estruturas, não foi possível realizar estudos estatísticos de juntas por locais de coleta de dados. Foi efetuada a análise do conjunto de juntas, somado às relações geométricas observadas em afloramento, com o intuito de se definir as principais famílias, e após a correlação dos dados de campo com as estruturas oriundas de BHTV nas áreas de detalhe, atribuir características das famílias de estruturas provenientes do campo às estruturas observadas nos poços por meio de BHTV.

5.2.1 Falhas

Apenas cinco dados pareados de falhas e respectivas estrias (figura 5.2) foram obtidos, sendo quatro destes nos poucos afloramentos em rocha sã (locais 1 e 16). Estes dados foram analisados pelo método dos diedros retos.

Na figura 5.3 estão apresentados os dados de falhas, estrias e diagramas resultantes da aplicação do método dos diedros retos. Nos diagramas é possível observar basicamente dois padrões de paleoesforços. O primeiro e predominante (observado nos três afloramentos), é um encurtamento de direção NW-SE a NNW-

SSE, com distensão de direção NE-SW a ENE-WSW. O segundo foi deduzido a partir de uma falha inversa do local P-16, que mostra uma compressão de direção NE-SW a NW-SE e distensão vertical.

Figura 5.2 — Foto de plano de falha estriado, local P-01.

Figura 5.3 – Projeção estereográfica dos dados pareados de falhas e estrias e diagramas dos diedros retos referentes aos diferentes locais de coleta.

Na figura 5.4 estão representados os dados de falhas compatíveis com paleoesforço compressivo NNW-SSE e distensivos ENE-WSW.

Figura 5.4 – Diagrama dos diedros retos para as falhas e estrias geradas sob mesmo campo de esforços.

5.2.2 Juntas

As juntas medidas foram separadas em seis famílias de acordo com suas atitudes. A figura 5.5 apresenta as seguintes famílias (da mais freqüente para a menos freqüente): a) família NNW-SSE (plano médio N150/84NE); b) família NE-SW com alto ângulo de mergulho (plano médio N030/90); c) família E-W (plano médio N080/72NW); d) família WNW-ESE (plano médio N116/84NE); e) família NE-SW com mergulho médio para NW (plano médio N048/60NW); e f) família NE-SW com mergulho médio para SE (plano médio N056/42SE). Todas as famílias são do tipo híbrida (ângulo 2θ entre 10 e 50°).

Figura 5.5 – Famílias de juntas reconhecidas em afloramentos da área estudada.

Nos locais P-2, 13, 16 e 24 foram reconhecidas juntas conjugadas (figura 5.6). No local P-16 ocorrem três conjuntos de estruturas conjugadas, tratadas separadamente (P-16, A a C). Os estereogramas com estes dados são

apresentados na figura 5.7. Todos estes conjuntos foram tratados como populações de juntas, para se determinar os esforços horizontais máximo e mínimo ($SH_{m\acute{a}x}$ e $SH_{m\acute{i}n}$). Apesar de terem sido obtidos poucos dados, verifica-se boa correlação entre as estruturas conjugadas e as famílias de juntas (figura 5.5).

Figura 5.6 – Juntas conjugadas de direção NW-SE, local P-24.

As juntas do local P-02 apresentam padrão de cisalhamento com ângulo 2θ maior do que 50° , enquanto o local P-24 o padrão é híbrido com ângulo 2θ entre 10 e 50° . Nos locais P-02 e 24 foram obtidos direções de $SH_{m\acute{a}x}$ NW-SE e $SH_{m\acute{i}n}$ NE-SW. Esta configuração se assemelha com as direções de encurtamento e distensão observadas nas falhas.

Nos locais P-13 e P16 as juntas são de cisalhamento, com exceção do local P-16C, com juntas do tipo híbridas. Estas estruturas indicam $SH_{m\acute{a}x}$ de direção NE-SW e $SH_{m\acute{i}n}$ NW-SE.

Figura 5.7 – Estereogramas das juntas conjugadas divididas por locais com as direções de SHmáx e Shmín.

5.3 Cronologia da deformação rúptil

A comparação das atitudes das juntas conjugadas com as famílias de juntas definidas sugere que as estruturas das famílias NNW-SSE e WNW-ESE podem ter sido geradas sob o mesmo campo de esforços compressivo de direção NW-SE. Esta mesma direção foi também obtida a partir dos dados de falhas. Regionalmente, este campo de esforços pode estar relacionado à transcorrência dextral com binário E-W, ocorrida durante o Pleistoceno Superior a Holoceno, como uma das fases de deformações rúpteis do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989).

As juntas de cisalhamento das famílias de direção NE-SW e E-W podem ter sido originadas sob um campo de esforços compressivo NE-SW, talvez

relacionado à transcorrência sinistral com binário E-W, ativa regionalmente por duas vezes durante o Neocretáceo e o Neógeno (Riccomini *et al.* 2004).

Várias juntas da família NE-SW foram identificadas no local P-16C. Estas estruturas possivelmente foram geradas sob esforços distensivos de direção NW-SE. No quadro tectônico regional proposto para o RCSB, este evento distensivo tem sido referido ao Paleógeno (Riccomini *et al.* 2004).

As juntas da família NNW-SSE são muito proeminentes. Quando observadas em rocha sã apresentam superfícies de continuidade lateral métricas (figura 5.8).

Figura 5.8 - Afloramento de rocha granitóide foliada do local P-16 (Norte direcionado para o lado esquerdo). As fraturas de mergulho médio (em vermelho, família direcional NE-SW) são sub-paralelas à foliação e aos veios de quartzo (em roxo). As fraturas de ângulo baixo (em amarelo, estrutura sub-horizontal) são menos contínuas e constituem superfícies irregulares, representando prováveis juntas de alívio. A seção frontal do afloramento é controlada por fraturas sub-verticais da família de direção NNW-SSE.

As juntas da família E-W são sub-verticais e parecem estar controladas por descontinuidades preexistentes relacionadas às grandes zonas de cisalhamento que afetaram o Bloco Cotia, como as de Caucaia do Alto e Taxaquara (figura 5.9).

A orientação E-W desta família de juntas indica a vigência de esforços distensivos de direção N-S em sua geração, o que, no RCSB, compreenderia ao último evento rúptil de idade holocena.

Figura 5.9 – Zona de cisalhamento de direção E-W em granitóide foliado, com o desenvolvimento de juntas sub-paralelas à foliação cataclástica, local P-16.

6 ESTUDO DAS ÁREAS DE DETALHE

6.1 Seções de resistividade elétrica

As seções de resistividade elétrica foram executadas somente na área de detalhe A. Os resultados das seções de resistividade elétrica realizadas nesta área de detalhe A (Anexo I, figura 15) permitiram identificar diversas anomalias elétricas, que podem ser associadas com estruturas geológicas, interferências superficiais, presença de água subterrânea, ou ainda à água com concentrações anômalas de íons. Os resultados não puderam ser considerados conclusivos, mas em conjunto com dados oriundos de outras técnicas, a geofísica elétrica contribuiu para a compreensão do correto tamanho das fraturas.

Os perfis levantados na porção central da área apresentaram baixa resistividade elétrica, o que pode ser atribuído a diferentes causas, todas envolvendo maior quantidade de água subterrânea ou maior espalhamento de íons de origem antrópica, devido a um aumento na condutividade hidráulica relacionado a presença de fraturas conectadas.

Ao observar as regiões de mais baixas resistividades (azuis) pode-se interpretar uma zona de baixa resistividade representada por uma faixa de orientação NE-SW. De acordo com os perfis das linhas A, B e C, de orientação NW-SE (Anexo I, figura 15), esta faixa de baixa resistividade apresenta mergulho para NW. As linhas E e F são aproximadamente paralelas a estas estruturas NE-SW, e por isso apresentam grande área marcada por baixas resistividades elétricas.

A partir dos perfis, verifica-se que as porções de mais baixa resistividades mais baixas estão dispostas segundo uma faixa alongada, de direção NE-SW, na parte central da área de detalhe A. As variações dos valores em profundidade sugere que esta faixa mergulha para NW.

As linhas de D a G apontam um contato sub-vertical entre as porções de baixas e altas resistividades. Quando observados os contatos leste das zonas de

baixa resistividade dos perfis (linhas D a G) é possível se observar um alinhamento destes limites com uma direção aproximadamente N-S, sub-vertical.

6.2 Análise de estruturas oriundas de técnicas BHTV

Na perfilagem BHTV foram identificadas estruturas com abertura variável, de importância fundamental no fluxo da água subterrânea em meio fraturado. Essa importância é diretamente proporcional a abertura da fratura.

As estruturas foram classificadas com base na amplitude do sinal e nos dados de diâmetros dos poços oriundos do televisionamento acústico durante o processamento dos dados brutos. Esta é uma análise subjetiva, que pode levar à classificação de estruturas abertas como fechadas e vice-versa. Portanto, este passo do trabalho pode carregar erros nas análises a serem realizadas nas próximas etapas do trabalho. Em adição, devido à necessidade de instalação dos poços na sondagem na melhor posição para estes interceptarem fraturas, esta fase do trabalho pode definir uma posição duvidosa da seção filtrante em relação às fraturas.

As estruturas abertas (ou simplesmente fraturas) podem ser juntas ou falhas, dependendo se há ou não deslocamento relativo entre os dois blocos separados pela fratura. Este método de perfilagem acústica não permite classificar as fraturas como falhas ou juntas. As fraturas de pequena abertura a fechadas podem ser foliações, fraturas seladas ou fraturas preenchidas. No caso de fraturas preenchidas, o preenchimento deve ter características físicas (composição, densidade e porosidade) semelhantes ao substrato rochoso, para que estas não apresentem uma grande amplitude de sinal, que permite diferenciar uma fratura aberta de uma fechada.

A localização dos poços e de suas estruturas observadas são apresentadas no Anexo I, figura 16, para a área de detalhe A, e figura 17 para área de detalhe B. A localização dos poços e das estruturas observadas apenas nas seções filtrantes são apresentadas no Anexo I, figuras 18 e 19.

Na área de detalhe A foram perfiladas 10 sondagens (PMR-01 a 10), nas quais foram identificadas 50 fraturas abertas e 111 fechadas. A figura 6.1 apresenta a projeção de todas as fraturas abertas da área nas sondagens do aquífero fraturado. As fraturas abertas distribuem-se em fraturas horizontais, N-S com mergulho de baixo a médio, e fraturas de alto ângulo E-W a NE-SW.

Figura 6.1 - Projeção dos pólos das fraturas abertas (para PMR-01 a 10), identificadas na perfilagem por imagem acústica.

Figura 6.2 - Projeção dos pólos das fraturas de pequena abertura (para PMR 01 a 10), identificadas na perfilagem por imagem acústica (BHTV).

A figura 6.2 apresenta a projeção das estruturas com pequenas aberturas (fraturas seladas, veios ou foliação). Foram definidos dois grupos de estruturas fechadas, um com orientação ENE-WSW e mergulhos médios para NNW, e outro com direção NW-SE e mergulhos médios para SW.

Quando as fraturas sub-horizontais não são levadas em consideração, a comparação entre as atitudes das fraturas abertas e das fraturas de pequena abertura indica forte semelhança. Analogamente, na avaliação de afloramentos é possível observar o paralelismo entre as fraturas da família NE-SW com as foliações dos afloramentos. Desta maneira, é possível considerar que as estruturas de pequena abertura, em sua maioria, são foliações, e as fraturas abertas podem pertencer aos diversos eventos rúpteis ocorridos na área.

Na área de detalhe B foram perfiladas quatro sondagens (PMR-12 a 15), nas quais foram identificadas 43 fraturas abertas e 18 estruturas de pequena abertura. A figura 6.3 apresenta a projeção dos pólos das fraturas abertas em que é possível distinguir 5 agrupamentos de estruturas, um sub-horizontal, dois de direção NE-SW com mergulho médio para NW e SE, um de direção N-S de mergulho alto para W, e um de direção WNW-ESSE com mergulho alto para NE. A figura 6.4 apresenta as estruturas fechadas, que definem duas tendências de estruturas, um grupo com ângulo de mergulho variável de direção NE-SW, e o segundo grupo de direção WNW-ESE a NNW-SSE com alto ângulo de mergulho para NE. Adicionalmente, tem-se um grupo com mergulho muito baixo tendendo à horizontal.

Figura 6.3 - Projeção dos pólos das fraturas abertas (PMR12 a 15), identificadas na perfilagem por imagem acústica (BHTV).

Figura 6.4 - Projeção do pólo de estruturas com pequena abertura (PMR12 a 15), identificadas na perfilagem por imagem acústica (BHTV).

Novamente, na área de detalhe B, a comparação entre as atitudes das fraturas abertas e as estruturas com pequenas aberturas indicou fortes similaridades. Assim, as estruturas abertas e as de pequenas aberturas podem pertencer aos mesmos sistemas de fraturas, variando apenas as aberturas das estruturas. Contudo, os estudos de afloramentos apontam que as estruturas de pequena abertura, de direção NE-SW com mergulho para NW, provavelmente são foliações.

A análise conjunta das estruturas abertas oriundas de BHTV nas áreas de detalhe A e B (figura 6.5) indicou 4 grupos (famílias de fraturas), que estão apresentadas em famílias na figura 6.6.

Figura 6.5 - Projeção dos pólos das fraturas abertas (PMR-01 a 15), identificadas em perfilagem por imagem acústica (BHTV).

Figura 6.6 - Projeção das fraturas abertas (PMR01 a 15), separadas em famílias e subfamílias, identificadas na perfilagem por imagem acústica (BHTV).

As 4 famílias e 2 sub-famílias de fratura estão descritas abaixo:

- família 1 (sub-horizontal) – estruturas de mergulho sub-horizontal (abaixo de 25°), e orientação indefinida;
- família 2 A (N-S com mergulhos para W) - estruturas com ângulo de mergulho médio e orientação média em N180/36W;
- família 2 B (N-S com mergulhos para E) - estruturas com ângulo de mergulho alto e orientação média em N170/75NE;
- família 3 A (NE-SW com mergulhos para NW) - estruturas predominantemente de alto ângulo de mergulho e atitude média em N36/66NW;

- família 3 B (NE-SW com mergulhos para SE) - estruturas com médio ângulo de mergulho e atitude média de N40/36SE;
- família 4 (WNW-ESE) - estruturas com alto ângulo de mergulho predominantemente para NE e atitude média de N104/78NE.

As famílias 2 e 3 foram separadas em subfamílias A e B, devido às similaridades de orientação (que indicam o caminho do fluxo da água subterrânea), porém com divergências nas direções e ângulos de mergulho. Foi necessária a separação em subfamílias para que as atitudes médias pudessem ser usadas nos cálculos de densidade de fraturas, uma vez que para os cálculos de densidade é necessária apenas uma atitude média para cada família.

As tabelas 2 e 3 (Anexo II) apresentam as estruturas observadas classificadas em abertas e fechadas e suas profundidades, todas separadas pelo poço de proveniência.

6.3 Densidade de fraturamento

Os dados provenientes dos cálculos das frequências de fraturas nos poços foram usados para calcular a densidade linear de fraturas (razão do número de fraturas pelo comprimento do furo), e a densidade ponderada (razão do número de fraturas pelo comprimento de poço perpendicular ao plano médio da família da fratura).

Os dados da densidade de linear e ponderada de fraturas das áreas de detalhe A e B foram reunidos na tabela 6.1. A tabela apresenta um resumo das informações sobre as fraturas interceptadas por cada poço, as densidades linear e ponderada médias, separadas por família, por área de detalhe e total, e os desvios angulares entre os poços e as famílias.

Na área de detalhe A foram perfilados 293 metros de rocha sã por imagem acústica (PMR-01 a 10), o que permitiu identificar 50 fraturas abertas (densidade linear média de 0,171 fraturas por metro). Na área de detalhe B foram perfilados os poços PMR-12 a 15, com um comprimento total de 76 metros de rocha sã, o

que resultou na identificação de 43 fraturas abertas (densidade linear média de 0,563 fraturas por metro).

O embasamento na área de detalhe A possui uma densidade média ponderada de 0,262 fraturas por metro; as proporções das densidades de fraturas entre as famílias são: família 1 com 31,06% (densidade ponderada 0,081), família 2A 17,07% (densidade ponderada 0,045), família 2B com 14,14% (densidade ponderada de 0,037), família 3A com 23,28% (densidade ponderada de 0,061), família 3B não foi observada e família 4 com 14,45% (densidade ponderada 0,038).

O embasamento na área de detalhe B possui uma densidade média ponderada de 1,174 fraturas por metro; as proporções das densidades de fraturas entre as famílias são: família 1 com 4,96% (densidade ponderada 0,058), família 2A com 1,51% (densidade ponderada 0,018), família 2B com 19,73 % (densidade ponderada de 0,232), família 3A com 18,71% (densidade ponderada de 0,220), família 3B com 27,79% (densidade ponderada de 0,326) e família 4 com 27,29% (densidade ponderada 0,320).

O embasamento das áreas de detalhe como um todo possui uma densidade média ponderada de 0,472 fraturas por metro; as proporções das densidades de fraturas entre as famílias são: família 1 com 16,48% (densidade ponderada 0,078), família 2A com 8,42% (densidade ponderada 0,040), família 2B com 19,64% (densidade ponderada de 0,093), família 3A com 18,59% (densidade ponderada de 0,088), família 3B com 15,18% (densidade ponderada de 0,072) e família 4 com 21,69 % (densidade ponderada 0,102).

A comparação das densidades ponderadas da família 1 entre as duas áreas indicou que estas variam dentro da mesma ordem de grandeza. Quando comparadas as proporções relativas entre as famílias, a família 1 na área de detalhe A (31,06%) apresenta uma diferença acentuada em relação à família 1 na área de detalhe B (4,96%).

A comparação da família 1 mostra que o maciço da área de detalhe B é mais fraturado, porém as fraturas da família 1 mantêm os mesmos valores de

densidade de fraturas. Como a família 1 foi provavelmente originada por alívio de carga, as densidades de fraturas devem ser semelhantes para toda a região afetada pelo soerguimento.

A comparação das densidades ponderadas de fraturas em relação às densidades lineares indicou que, de modo geral, as densidades ponderadas são maiores que as lineares. As famílias 2B e 4 apresentaram valores de densidade ponderada de quase o dobro da densidade linear, provavelmente pelo fato de possuírem os maiores mergulhos e maiores desvios angulares entre as sondagens e as orientações das diferentes famílias de fraturas.

	Orientação	PMR-1	PMR-2	PMR-3	PMR-4	PMR-5	PMR-6	PMR-7	PMR-8	PMR-9	PMR-10	PMR-12	PMR-13	PMR-14	PMR-15	Total
		vertical	vertical	vertical	vertical	200/60	128/63	157/63	90/62	132/63	160/60	128/60	180/62	33/64	259/61	
Família 1	Horizontal	5	4	4	1	0	2	0	5	0	1	0	0	1	2	25
Família 2 A	270/36	0	0	0	1	0	5	1	2	0	2	0	0	1	0	12
Família 2 B	83/78	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	5	7
Família 3 A	316/66	0	0	0	0	3	1	5	0	0	2	2	6	0	0	19
Família 3B	130/36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	11	4	16
Família 4	14/78	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	7	2	1	14
Total	-	5	7	4	2	3	9	6	7	0	7	3	13	15	12	93
Perf. Total	-	21,500	24,500	27,630	23,300	30,000	30,000	30,000	29,100	49,400	27,700	19,350	19,910	18,745	18,395	369,530
Perf. Fam1	Vertical	21,500	24,500	27,630	23,300	25,985	26,733	26,733	25,697	44,021	23,993	16,760	17,582	8,227	8,927	321,588
Perf. Fam2A	90/54	17,398	19,826	22,358	18,854	18,066	28,009	24,876	28,817	45,477	22,128	18,066	14,327	16,236	7,784	302,222
Perf. Fam2B	263/12	4,485	5,110	5,763	4,860	12,218	4,197	2,115	8,039	5,200	1,953	3,041	4,830	1,648	12,074	75,534
Perf. Fam3A	136/24	8,756	9,978	11,253	9,489	16,352	23,321	22,302	19,101	38,402	21,226	15,658	13,329	5,179	2,255	216,600
Perf. Fam3B	310/54	17,398	19,826	22,358	18,854	18,066	13,635	14,558	14,563	22,452	12,589	7,881	10,559	14,364	16,244	223,347
Perf. Fam4	194/12	4,485	5,110	5,763	4,860	20,083	11,255	16,352	2,052	19,329	16,292	7,259	12,537	4,229	7,198	136,805
Densidade ponderada das famílias por poços																
Densidade família 1		0,233	0,163	0,145	0,043	0,000	0,075	0,000	0,195	0,000	0,042	0,000	0,000	0,122	0,224	0,078
Densidade família 2 A		0,000	0,000	0,000	0,053	0,000	0,179	0,040	0,069	0,000	0,090	0,000	0,000	0,062	0,000	0,040
Densidade família 2 B		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,238	0,000	0,000	0,000	0,512	0,000	0,000	0,000	0,414	0,093
Densidade família 3 A		0,000	0,000	0,000	0,000	0,183	0,043	0,224	0,000	0,000	0,094	0,128	0,450	0,000	0,000	0,088
Densidade família 3 B		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,127	0,000	0,766	0,246	0,072
Densidade família 4		0,000	0,587	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,558	0,473	0,139	0,102
Ângulo entre atitude do pólo das famílias e orientação do poço																
Família / Sondagem		PMR-1	PMR-2	PMR-3	PMR-4	PMR-5	PMR-6	PMR-7	PMR-8	PMR-9	PMR-10	PMR-12	PMR-13	PMR-14	PMR-15	
Família 1		0	0	0	0	30	27	27	28	27	30	30	28	64	61	
Família 2 A		36	36	36	36	53	21	34	8	23	37	21	44	30	65	
Família 2 B		78	78	78	78	66	82	86	74	84	86	81	76	85	49	
Família 3 A		66	66	66	66	57	39	42	49	39	40	36	48	74	83	
Família 3 B		36	36	36	36	53	63	61	60	63	63	66	58	40	28	
Família 4		78	78	78	78	48	68	57	86	67	54	68	51	77	67	
Densidade Total (fraturas/metro)					Densidade Área detalhe A (fraturas/metro)					Densidade Área detalhe B (fraturas/metro)						
	Densid. Tot. perf.	%	Dens. Pond.	%	Perfur. Tot.(m)	Densid. Tot. perf.	%	Perf. Direc. tot.	Dens. Pond.	%	Perfur. Tot.(m)	Densid. Tot. perf.	%	Perf. Direc. tot.	Dens. Pond.	%
Fam. 1	0,068	26,88	0,078	16,48	293,130	0,075	44,00	270,092	0,081	31,06	76,400	0,039	6,98	51,496	0,058	4,96
Fam. 2 A	0,032	12,90	0,040	8,42		0,038	22,00	245,809	0,045	17,07		0,013	2,33	56,413	0,018	1,51
Fam. 2 B	0,019	7,53	0,093	19,64		0,007	4,00	53,941	0,037	14,14		0,065	11,63	21,592	0,232	19,73
Fam. 3 A	0,051	20,43	0,088	18,59		0,038	22,00	180,180	0,061	23,28		0,105	18,60	36,421	0,220	18,71
Fam. 3 B	0,043	17,20	0,072	15,18		0,000	0,00	174,299	0,000	0,00		0,209	37,21	49,048	0,326	27,79
Fam. 4	0,038	15,05	0,102	21,69		0,014	8,00	105,582	0,038	14,45		0,131	23,26	31,223	0,320	27,29
Total	0,252	100,00	0,472	100,00		0,171	100,00	1029,904	0,262	100,00		0,563	100,00	246,192	1,174	100,00

Tabela 6.1 - Sumário das fraturas abertas das áreas de detalhe (células em amarelo são resultados de cálculos entre dados da tabela; células brancas representam dados de entrada na planilha).

6.4 Ensaios de bombeamento

No Anexo I, figura 20, são apresentados os gráficos de nível de água dos poços de monitoramento e as linhas equipotenciais do aquífero fraturado.

Na avaliação do ensaio é considerado o comportamento da variação do nível da água subterrânea em função do tempo, observando-se quando ocorreu uma mudança de comportamento e qual a magnitude variação do nível da água. Também são considerados a posição dos poços em relação a possíveis estruturas maiores e a individualização das fraturas observadas na seção filtrante de cada poço.

Seguindo os critérios citados, os resultados do teste de bombeamento indicam que:

- ocorre uma forte conexão do PP-01 com o topo do aquífero fraturado representado pelo PMR-11;
- o PP-01 está fortemente conectado com as estruturas do aquífero fraturado ao norte da área (PMR-02 e 03);
- as estruturas do aquífero fraturado na área dos poços PMR-01B e 06 estão moderadamente conectadas com o PP-01;
- a água proveniente das estruturas dos PMR-01B e 06 provavelmente migraram para recuperar os níveis da água nas estruturas que fornecem água para os poços PMR-02, 03 e 11; Isso se explica devido ao fato de que depois de cessado o bombeamento a carga dos poços PMR-01B e 06 continuou caindo;
- as estruturas do PMR-06 estão mais diretamente conectadas com o bombeamento do que as estruturas do PMR-01B, pois apesar de ambas apresentarem comportamento idêntico no tempo, houve uma queda de 4,5 metros no primeiro, enquanto que o PMR-01 B perdeu apenas 0,5 metros de coluna de água;
- o PP-01 está fracamente conectado com as fraturas do aquífero fraturado no centro da área (PMR-07), onde os níveis de água subiram como resposta ao

teste de bombeamento; esta é uma condição rara, em que as fraturas do PP-01 podem não ter nenhuma conexão com as estruturas do poço PMR-07, e estas estarem sofrendo uma recarga oriunda do aquífero poroso inconsolidado (o teste foi realizado em uma estação de chuvas); o fenômeno pode também ter causa relacionada com estruturas de pequena abertura, orientações de fraturas sub-verticais e relações de pressão entre sistemas de fratura;

- as estruturas do PP-01 não apresentam conexão com as estruturas dos PMR-04 e 05, onde os níveis de água subiram devido à recarga natural (o teste foi realizado durante a estação de chuvas).

Os resultados dos ensaios de bombeamento para obtenção dos dados dos parâmetros hidráulicos dos poços são apresentados no Anexo III, no qual também constam os resultados das resoluções matemáticas do programa computacional Aquifer Test.

Os parâmetros hidráulicos do aquífero fraturado nas imediações dos poços ensaiados (PP-01 e PMR-11) foram:

- PMR-11 condutividade hidráulica: $7,23 \times 10^{-5}$ cm/s e transmissividade $1,44 \times 10^{-1}$ cm²/s;
- PP-01 condutividade hidráulica: $1,66 \times 10^{-3}$ cm/s, transmissividade $1,33 \times 10^{-1}$ cm²/s e coeficiente de armazenamento $8,90 \times 10^{-2}$.

6.5 Testes de recuperação

Os métodos matemáticos para a análise dos dados obtidos de um teste de rebaixamento ou recuperação são comumente desenvolvidos exclusivamente para meios porosos, regidos pela lei de Darcy. Os métodos mais comuns são os de Hvorslev (1951) e Bouwer-Rice (1976).

Barker & Black (1983) propuseram uma solução matemática para testes de recuperação em rocha fraturada, considerando fraturas horizontais que interceptam o poço e interações com espaços nas matrizes de rocha entre as

fraturas. Barker & Black (1983) compararam o método desenvolvido com o de Cooper *et al.* (1967), demonstrando que a transmissividade estimada no modelo homogêneo apresentou diferença de menos de uma ordem de magnitude a mais do que as de fraturas.

Para que os modelos matemáticos de fluxo radial sob a lei de Darcy sejam válidos nos estudos, o valor de transmissividade das fraturas individualizadas tem de ser de mesma ordem de grandeza do que a do REV do aquífero.

Assim, os métodos matemáticos clássicos (Hvorslev 1951, Cooper *et al.* 1967, e Bouwer & Rice 1976) são perfeitamente admitidos na resolução de ensaios de testes de rebaixamento e recuperação. Entretanto, quando as diferenças de transmissividade entre o REV e as fraturas individualizadas são muito grandes e tornam o fluxo do tipo linear, os resultados dos modelos matemáticos clássicos comparados aos resultados do modelo específico de meio fraturado podem ser maiores do que uma ordem de magnitude (Barker & Black 1983).

Em geral, no presente trabalho, não houve evidências de que o fluxo da água subterrânea não seja do tipo radial e regido pelas leis de Darcy. Desta maneira, neste estudo foi empregada uma estimativa de condutividade hidráulica (K) com ensaios de recuperação e resoluções com uso do método de Hvorslev (1951).

Os resultados das condutividades hidráulicas calculadas para cada seção de filtro com uso do método de Hvorslev (1951) estão apresentados abaixo:

- PMR-01B condutividade hidráulica: $1,55 \times 10^{-8}$ cm/s;
- PMR-02 condutividade hidráulica: $3,10 \times 10^{-7}$ cm/s;
- PMR-03 condutividade hidráulica: entre $3,00 \times 10^{-6}$ e $4,00 \times 10^{-5}$ cm/s;
- PMR-04 condutividade hidráulica: $1,69 \times 10^{-6}$ cm/s;
- PMR-05 condutividade hidráulica: $5,40 \times 10^{-8}$ cm/s;

- PMR-06 condutividade hidráulica: $2,01 \times 10^{-8}$ cm/s;
- PMR-07 condutividade hidráulica: $1,40 \times 10^{-7}$ cm/s;
- PMR-12 condutividade hidráulica: $5,40 \times 10^{-8}$ cm/s;
- PMR-13 condutividade hidráulica: $2,45 \times 10^{-7}$ cm/s;
- PMR-14A condutividade hidráulica: $9,00 \times 10^{-6}$ cm/s;
- PMR-14B condutividade hidráulica: $1,20 \times 10^{-6}$ cm/s;
- PMR-15 condutividade hidráulica: entre $1,00$ e $3,00 \times 10^{-5}$ cm/s.

As condutividades hidráulicas variaram de $1,55 \times 10^{-8}$ a 2×10^{-5} cm/s, com média de $2,98 \times 10^{-6}$ e desvio padrão de $5,69 \times 10^{-6}$; a soma da média com o desvio padrão apresenta valores anômalos para condutividades acima de $8,66 \times 10^{-6}$ cm/s.

Com base nesta análise estatística, as fraturas interceptadas pelos poços PMR-14A e 15, e talvez o PMR-03, apresentam valores de condutividade hidráulica anômalos. Estes poços podem estar interceptando fraturas com fluxo do tipo linear, ou não regida pela lei de Darcy, de maneira que as resoluções matemáticas clássicas não deveriam ser aplicadas.

Os dados e gráficos do ensaio de recuperação são apresentados no Anexo III.

6.6 Resultados de monitoramento de cargas hidráulicas

O monitoramento das cargas hidráulicas dos poços do aquífero fraturado teve como objetivo estudar a conexão entre os poços, comparando os dados de estruturas presentes nas seções filtrantes com a variação das cargas hidráulicas dos poços. Conseqüentemente, por meio das cargas hidráulicas foi estimada a superfície potenciométrica para o topo do aquífero cristalino fraturado da área de detalhe A.

As figuras 21 e 22 (Anexo I) apresentam os gráficos das variações das cargas hidráulicas dos poços do aquífero fraturado para as áreas de detalhe A e

B, respectivamente. A variação corresponde a um período de 25 dias para a área de detalhe A, e 6 dias para área de detalhe B. A figura 21 (Anexo I) apresenta também curvas equipotenciais das cargas hidráulicas dos poços PMR de 1 a 10. As cargas hidráulicas são apresentadas na tabela 6.2 a seguir.

Poço	Comprim. do tubo (m)	Cota (m)	Nível da água 10/10/06 (m)	Cargas hidráulicas 10/10/06 (m)
PMR-1A	39,55	811,39	27,94	783,45
PMR-1B	52,10	811,39	36,58	774,81
PMR-02	37,86	793,07	27,13	765,94
PMR-03	46,50	789,52	26,49	763,03
PMR-04	52,30	801,59	20,44	781,15
PMR-05(*)	46,00	807,55	24,14	783,41
PMR-06(*)	60,00	811,34	39,63	771,71
PMR-07(*)	52,00	811,37	22,33	789,04
PMR-08(*)	57,00	811,09	46,89	764,20
PMR-09(*)	50,10	795,92	22,23	773,69
PMR-10(*)	57,00	811,64	20,77	790,87
PMR-11	70,75	810,80	25,00	785,80

Tabela 6.2 - Medições de nível do topo do aquífero fraturado na área de detalhe A. (*) Poços inclinados; os níveis de água foram corrigidos, multiplicando os n.a. pelo seno de 60°.

O mapa de superfícies potenciométricas da figura 21 (Anexo I) mostra uma grande influência das estruturas N-S na superfície potenciométrica. Aparentemente estas estruturas N-S causam uma anisotropia nas condutividades hidráulicas, condicionando a direção do fluxo da água subterrânea na área. A água preferencialmente flui em direção ao centro da área, e a partir daí o fluxo aponta para o norte.

Ao longo do lineamento N-S, em um intervalo de 200m entre a linha equipotencial de 765 e 790 m, o gradiente hidráulico medido foi de 12,5%. A comparação das cargas hidráulicas do PMR-01A com o PMR-01B indica a existência de um gradiente hidráulico vertical descendente de 55%, neste trecho.

No período monitorado na área de detalhe A, os dados de chuva para a região (Anexo I, figura 21) apontam que houve um pico no 18º dia de

monitoramento e a partir deste dia as chuvas cessaram ou mantiveram-se em patamares mais baixos.

Os poços PMR-10, 7, 6, 2 e 3 (listados de sudoeste para nordeste) apresentaram comportamento similar, com picos de carga hidráulica coincidente com os picos de chuva no início e passando para uma tendência decrescente. É interessante notar que o alinhamento destes pontos segundo a direção NE-SW corresponde à direção da família 3 e também à direção de um pequeno vale situado ao norte desta área, vale este provavelmente condicionado por um lineamento NE-SW. Os poços PMR-02 e 06 podem ser considerados alinhados segundo N-S e, desta maneira, entende-se que o comportamento similar entre os pontos PMR-02 e 06 se deve a presença de estruturas, que condicionam o fluxo, alinhadas com a mesma direção N-S.

Os poços PMR-09 e 05 mantiveram suas cargas hidráulicas estáveis. O PMR-09 não apresentou nenhuma fratura, portanto este deve refletir a água da matriz rochosa, que apresenta permeabilidade baixíssima. Já o poço PMR-05 registra uma variação muito brusca nas cargas hidráulicas por volta do 21º dia, de maneira que o gráfico apresenta apenas um pico isolado, em comparação com as chuvas que apresentaram três picos em escala crescente. Dessa forma este poço foi considerado como de carga constante.

O poço PMR-04 apresenta comportamento muito similar ao das chuvas, porém registrando um atraso de aproximadamente 20 dias entre os maiores picos. De maneira geral o PMR-08 também apresenta esta tendência, onde após 20 dias de pico de chuva, o poço apresentou a carga hidráulica mais alta.

Os poços PMR-01 A e B apresentaram comportamento completamente distinto entre eles. O poço mais raso (PMR-01 A) mostra uma variação expressiva e brusca, provavelmente por encontrar-se muito próximo do contato da rocha com o aquífero poroso. O poço mais fundo (PMR-01 B) apresenta um comportamento mais estável, refletindo apenas um leve aumento da carga hidráulica em função das chuvas.

As maiores alterações de carga hidráulica foram registrados nos poços PMR-01A e PMR-08, que variaram cerca de três e dois metros, respectivamente, e os poços PMR-04 e 07, que variaram por volta de um metro.

Para a área de detalhe B não foi elaborado um mapa de linhas equipotenciais de carga hidráulica, uma vez que a presença de apenas 4 poços (PMR-12 a 15) foi considerada insuficiente para traçar as isopotenciais.

A tabela 6.3 apresenta as cargas hidráulicas calculadas. Observa-se que, dentro da normalidade, o ponto de montante topográfico da área (porção leste) apresenta a maior carga hidráulica dos poços. Porém, a mais baixa carga hidráulica não corresponde ao poço PMR-15, que é o mais próximo da jusante topográfica (rio Cotia). O poço de mais baixa carga hidráulica foi o PMR-13, que está situado na porção central da área. Assim, percebe-se que o fluxo não aponta para a jusante topográfica e sim para as estruturas do PMR-13, e estas apresentam conexão com a área de descarga do aquífero.

Entre os poços PMR-14A e B o fluxo aponta uma leve tendência vertical ascendente de 9%. O fluxo ascendente corrobora com a indicação de que o rio Cotia é a área de descarga do topo do aquífero fraturado.

Poço	Comprim. do tubo (m)	Cota (m)	Nível da água 03/02/06 (m)	Cargas hidráulicas 03/02/06 (m)
PMR-12 (*)	21,00	754,65	1,28	753,37
PMR-13 (*)	33,00	753,80	5,03	748,77
PMR-14A (*)	32,00	756,65	7,48	749,17
PMR-14B (*)	41,00	756,65	6,88	749,77
PMR-15 (*)	29,00	756,66	6,98	749,68

Tabela 6.3 - Medições de nível da água do topo do aquífero fraturado na área de detalhe B. (*) Poços inclinados; os níveis de água foram corrigidos, multiplicando os n.a. pelo seno de 60°.

A figura 22 (Anexo I) apresenta as variações das cargas hidráulicas dos poços monitorados (PMR-12, 13 e 14B) comparando-as com as chuvas do mesmo período. É possível observar que os comportamentos dos poços PMR-

13 e 14B são similares, variando de 0,1 a 0,2 metros, enquanto que o PMR-12 subiu por volta de 1 metro.

As cargas hidráulicas dos poços PMR-13 e 14B aumentaram logo após a chuva do 10º dia, e mantiveram essa tendência de aumento até entre o 11 e 12º dia, quando passaram a diminuir as cargas hidráulicas novamente. O poço PMR-14B apresentou resposta mais rápida às chuvas, demonstrado pela recuperação dos níveis da água a partir da metade do 14º dia, enquanto que o PMR-13 não apresentou um novo aumento das cargas hidráulicas no período monitorado. Este atraso entre a variação dos níveis da água dos dois poços também indica que a água subterrânea apresenta resposta à chuva inicialmente no poço PMR-14 e depois no PMR-13, como observado nas cargas hidráulicas dos poços.

As diferenças das cargas do PMR-14 e 15 para o 13, sugerem duas alternativas: ou ocorre recarga na planície de alagamento do rio Cotia e esta recarga colabora com aporte de água nas fraturas interceptadas pelo poço PMR-13, ou quando se eleva o nível da água do rio Cotia ocorre um aumento das cargas hidráulicas das fraturas do PMR-13. Ambas as respostas apontam que existe forte conexão das fraturas que condicionaram o alinhamento deste segmento do rio Cotia com as fraturas interceptadas pelo PMR-13.

7 TECTÔNICA RÚPTIL APLICADA À HIDROGEOLOGIA EM AQÜÍFERO CRISTALINO FRATURADO

7.1 Análise da tectônica rúptil da área de semi-detálhe

Para a análise da tectônica rúptil, o presente trabalho apresenta comparações entre análise morfométrica, estudo de afloramentos rochosos e de estruturas provenientes de sondagens das áreas de detalhe. Os dois primeiros fornecem informações em caráter regional, que podem ser aplicadas ao estudo de detalhe, enquanto as estruturas provenientes de sondagens na área de detalhe permitem um melhor entendimento da área de semi-detálhe.

7.1.1 *Análise dos dados estruturais e comparação com a evolução das deformações rúpteis da área de semi-detálhe*

Para a área de semi-detálhe, a análise conjunta dos dados morfométricos e dos dados de estruturas rúpteis permitiu a comparação com o quadro estabelecido para as deformações do RCSB (figura 4.9).

Os lineamentos de direção N-S e E-W foram aparentemente ativos na mesma escala de tempo; as famílias de juntas NNW-SSE e WNW-ESE apresentam direções muito aproximadas àquelas dos lineamentos. Estas famílias foram originadas sob campo de esforços com compressão de direção NW-SE e distensão NE-SW, do evento de transcorrência dextral (idade atribuída regionalmente ao Pleistoceno). A alguns lineamentos E-W podem relacionar-se às estruturas neoproterozóicas das zonas de cisalhamento.

Os lineamentos de direção NW-SE não se destacam nas superfícies de base. Eles também podem ser relacionados com as estruturas das famílias WNW-ESE e, neste caso, estes lineamentos também seriam relacionados à transcorrência dextral de binário E-W.

Os lineamentos de direção NE-SW, apesar de serem dos mais expressivos nas anomalias, são claramente superpostos pelos lineamentos de direções N-S e E-W. Estes lineamentos são alinhados com as estruturas das

famílias NE-SW identificadas nos levantamentos de campo. Eles podem ter sido gerados e reativados sob diferentes campos de esforços: i) relacionados às grandes zonas de cisalhamento dextrais neoproterozóicas; ii) transcorrência sinistral de binário E-W, com compressão distensão NW-SE e compressão NE-SW (Neocretáceo- Paleoceno ou Neógeno); iii) distensão NNW-SSE (Eoceno - Oligoceno).

7.1.2 Tectônica rúptil da área de estudos de semi-detálhe aplicada às áreas de detalhe

A comparação entre as estruturas caracterizadas na escala de semi-detálhe com as caracterizadas na escala de detalhe permitiu a definição das seguintes famílias:

- família 1 – estruturas com mergulho sub-horizontal (menor do que de 25°), com orientação indefinida; correspondente à família sub-horizontal da análise dos afloramentos rochosos (Capítulo 5);
- família 2 – estruturas com direção geral N-S e mergulhos para W (sub-família 2A) e direção geral NNW-SSE com mergulhos para NE (sub-família 2B), e orientações médias N180/36W e N170/75NE, respectivamente;
- família 3 – estruturas com direção geral NE-SW e mergulhos moderados para NW (sub-família 3A) e NE-SW com mergulho moderados para SE (sub-família 3B), e atitudes médias N036/66NW e N040/36SE, respectivamente;
- família 4 – estruturas de direção geral WNW-ESE, mergulhos altos para NE, e atitude média N100/80°NE.

As fraturas da família 1 constituem prováveis juntas de alívio (Almeida & Carneiro 1998). No Bloco Cotia, Hasui (1975) descreveu sistemas de fraturas sub-horizontais de origem tectônica, que apresentam maior distribuição e continuidade lateral. Em função do padrão de distribuição dessas estruturas,

mais continuas e sistemáticas a maiores profundidades, e provável que, nas porções mais rasas, acima do topo rochoso, essas estruturas representem juntas de alívio de carga, com pequena continuidade lateral, enquanto que, em maiores profundidades, representem fraturas sistemáticas.

A família 2 corresponde às estruturas dos lineamentos N-S, do estudo de lineamentos morfoestruturais delineadas a partir da análise morfométrica (Anexo I, figuras 4 e 5), e também às estruturas de direção NNW-SSE identificadas na análise dos afloramentos rochosos (Capítulo 5). As atitudes destas fraturas indicam provável vínculo com o evento deformacional rúptil transcorrente dextral, de binário E-W, ativo no RCSB durante o Pleistoceno. Essas estruturas provavelmente possuem grande continuidade em profundidade, além de elevada probabilidade de encontrarem-se abertas, uma vez que podem ter sido reativadas em processos distensivos de orientação NW-SE a E-W do início do Holoceno. Nos afloramentos estas estruturas exibem grande continuidade e boa partição na rocha.

A família 3 abrange as estruturas com direção NE-SW identificadas na análise de lineamentos a partir da morfometria e também corresponde às famílias NE-SW da análise dos afloramentos rochosos (Capítulo 5). Essas fraturas foram geradas e/ou reativadas em diferentes eventos, com idades entre o Neoproterozóico e o Mioceno. Possuem provavelmente alta continuidade, independentemente da profundidade. Quando expostas em afloramentos, constituem famílias de alta densidade. Em alguns locais da área de estudos foram observadas relações de superposição desta família com as foliações regionais do embasamento.

A família 4 inclui as estruturas de direção WNW-ESE identificadas nos levantamentos de campo em afloramentos rochosos, bem como a partir de lineamentos extraídos de mapas morfométricos (Capítulo 5). Apresentam orientação favorável à abertura diante do campo de esforços atuais, de compressão E-W, de maneira que podem manifestar-se em maiores profundidades.

7.1.3 Estudos de densidade de fraturas

As famílias e subfamílias tiveram suas densidades calculadas conjuntamente e para cada área de detalhe separadamente. As áreas de detalhe apresentaram valores diferentes para a mesma família, o que provavelmente reflete a variação das densidades em função das proximidades de grandes lineamentos. Esta afirmação baseia-se nos estudos de afloramentos e de sondagens, que apresentaram boa relação entre posição de lineamentos e frequência de famílias de fraturas relacionadas ao lineamento (Anexo I, figuras 16 e 17).

Destaca-se a escassez de estruturas da família 4 (WNW-ESE) na área de detalhe A, o que provavelmente pode estar relacionado à ausência de lineamentos de direção E-W nessa área. Na área de detalhe B, onde ocorrem lineamentos com as orientações E-W, é possível observar fraturas da família 4 nos poços.

A baixa proporção de estruturas da família sub-horizontal (família 1) na área de detalhe B reflete a importância dos furos inclinados na caracterização da área, uma vez que, na área de detalhe A, com poços verticais, a importância relativa da família horizontalizada foi maior.

A comparação dos valores de densidades ponderadas da família 1 (sub-horizontal) nas duas áreas indicou a mesma ordem de grandeza. Enquanto que a comparação da proporção relativa da família 1 em cada área de detalhe apresenta valores distintos (31 e 5%, respectivamente). Isso mostra que o maciço da área de detalhe B é mais fraturado, porém as fraturas da família 1 mantêm a mesma densidade ponderada. Esta comparação corrobora com uma origem desta família devido à alívio de carga, que atingiu as rochas de ambas as áreas de maneira similar durante o evento de soerguimento.

Devido à correlação existente entre os lineamentos e famílias de juntas observadas em afloramentos com as fraturas identificadas nos poços, foi

efetuada uma comparação entre mapa de densidade de lineamentos com as densidades de fraturas por metro perfurado nos poços.

Na área de detalhe A, as densidades de lineamentos estiveram na classe de 0,0007 a 0,0020 m/m² e a densidade de fraturas por metro linear perfurado foi de 0,171 fraturas por metro linear, enquanto que na área de detalhe B a densidade de lineamentos esteve na classe de 0,0033 a 0,0069 m/m² enquanto que a densidade de fraturas por metro linear perfurado foi de 0,563 fraturas por metro. Na comparação com as duas áreas de detalhe somadas, o valor médio foi de 0,0020 m/m² para os lineamentos e 0,262 fraturas por metro linear perfurado para as áreas de detalhe. Embora os valores obtidos para os dados de poços sejam duas ordens de grandeza superiores em relação aos valores obtidos a partir dos mapas de lineamentos, a correlação pode ser considerada excelente. A diferença está provavelmente relacionada ao fato de que uma densidade está expressa com denominador em unidades lineares (fraturas/m) e a outra densidade estar expressa com denominador em unidades de área (m/m²).

Como resultado, é possível correlacionar os valores de densidade de lineamentos por unidade de área (m/m²) com os valores de fraturas por metro linear perfurado.

Jesus (2005) verificou uma boa correlação entre a capacidade de produção e a transmissividade de poços em função da distância de lineamentos, quando esta distância é inferior a 200 m. O mapa de densidades de lineamentos (figura 11, anexo I) foi confeccionado interpolando células de 500 x 500 m e apresentou correlação muito boa com os estudos de detalhe, resultado ainda melhor do que os 200 m de distância de um lineamento (Jesus 2005). Isto indica que um refinamento da interpolação de mapas de densidade de lineamentos pode aproximar ainda mais os resultados da densidade de fraturas por metro (escala de detalhe) com os resultados de densidade de lineamentos por área (escala de semi-detalle).

7.1.4 Correlação entre os resultados dos estudos da área de semi-detálhe nos estudos de detalhe

A comparação dos resultados obtidos entre as escalas de estudo em 1:50.000 (semi-detálhe) e 1:5.000 (detálhe) permite afirmar que, no caso em estudo:

- existe a possibilidade de identificar e caracterizar famílias de estruturas presentes na área de detalhe, partindo do estudo de afloramentos;
- os lineamentos interpretados a partir do estudo morfométrico podem indicar a ocorrência de famílias de estruturas em um dado local nas proximidades do lineamento, e conseqüentemente locais distantes de lineamentos morfoestruturais tendem a apresentar ausência ou escassez de estruturas;
- de maneira qualitativa e semi-quantitativa os estudos morfométricos podem fornecer informações sobre a densidade de fraturamento das áreas de detalhe;
- os estudos regionais apresentam uma importante aplicação na definição da orientação das sondagens, se verticais ou inclinadas (quando ocorrem famílias sub-verticais), e quando inclinadas, quais os melhores rumos para a perfuração.

7.2 Hidrogeologia no meio cristalino fraturado

Os dados hidrogeológicos de condutividade hidráulica, cargas hidráulicas e conexões hidráulicas foram obtidos a partir dos poços de monitoramento instalados em sondagens na rocha, em geral com perfurações de 20 a 30 metros, chegando a 50 metros no PMR-09. Estas profundidades podem ser consideradas como pertencentes ao topo do aquífero fraturado.

7.2.1 *Análise do fluxo da água subterrânea e conexões entre fraturas do topo do aquífero cristalino fraturado*

A área de detalhe A apresenta uma superfície potenciométrica que aponta uma forte anisotropia N-S, mesma direção do lineamento traçado por anomalias das superfícies de base (Anexo I, figura 22). O fluxo ocorre de outros pontos da área para a região central próxima ao lineamento, para em seguida fluir para o norte, ao longo do lineamento, acompanhando a declividade topográfica, com gradiente hidráulico médio de 12,5%.

A variação das cargas hidráulicas da área de detalhe A em função das chuvas sugere uma conexão entre as fraturas de direção N-S e NE-SW (item 6.6), o que pode ser extrapolado para a escala dos lineamentos identificados na análise morfométrica, além de uma tendência de fluxo descendente na área.

As informações do ensaio de bombeamento e perfis de resistividade elétrica da área de detalhe A, comparados com as informações estruturais, apontaram que:

- o PP-01 está fortemente conectado com as estruturas do aquífero fraturado na porção norte da área (PMR-02 e 03), provavelmente por meio das fraturas de direção NE-SW (família 3);
- as estruturas do aquífero fraturado na área dos poços PMR-01B e 06 estão moderadamente conectadas com o PP-01, provavelmente por meio de conexão de estruturas N-S (família 2), ligando os poços PMR-01B e 06 com as estruturas NE-SW (família 3) em direção ao PP-01, o que mostra importante conexão entre as famílias 2 e 3;
- o PP-01 está fracamente conectado com as estruturas do aquífero fraturado no centro da área (PMR-07), o que indica que é provável que o fluxo ocorra por meio de zonas mais fraturadas, que não são uniformemente distribuídas na área;
- as estruturas do PP-01 não apresentam conexão com as estruturas dos PMR-04 e 05, onde os níveis de água subiram devido à recarga natural (o teste foi realizado durante a estação de chuvas).

Em geral, na área A ocorrem sistemas de fraturas de mergulho médio a sub-vertical das famílias 2 e 3, que geram anisotropias na direções N-S e NE-SW, respectivamente. As fraturas sub-horizontais da família 1 promovem uma maior conexão entre as estruturas da área, conectando os sistemas de fraturas de mergulhos moderados e sub-verticais. Desta maneira é facilitado o fluxo da água subterrânea para as estruturas relacionadas ao lineamento principal N-S, que representa forte anisotropia do fluxo nesta direção. A velocidade do fluxo da água de sul para norte é influenciada pela declividade no sentido do fluxo.

A área B está localizada na planície de alagamento do rio Cotia, que nesta porção da área de estudos é condicionado por lineamentos de direção N-S (família 2). O rio é considerado o ponto de descarga do aquífero, uma vez que regionalmente este é o principal rio da área. Esta conclusão é sustentada pelos valores das cargas hidráulicas dos poços PMR-14 A e B, que apresentam fluxo ascendente de 9%.

O fluxo da água subterrânea na área B apresenta evidente controle estrutural, uma vez que cargas hidráulicas dos poços PMR-12, 14, 14B e 15 não exibem um controle topográfico, como seria esperado, e assim são maiores do que as cargas da região central (PMR-13). Desta maneira é provável que o fluxo da água subterrânea ocorra em direção às estruturas interceptadas pelo PMR-13, e estas estruturas se conectem com aquelas que condicionam o segmento do rio Cotia.

7.2.2 Condutividade hidráulica dos poços do topo do aquífero fraturado

Em geral, o fluxo da água subterrânea foi considerado como do tipo radial e regido pelas leis de Darcy. Diante disso, as estimativas de condutividade hidráulica (K) foram realizadas por meio de ensaio de recuperação e solução matemática, com uso do método de Hvorslev (1951). Um fator limitante à aplicação de solução matemática para fluxo poroso em meio fraturado seria a presença de fraturas preenchidas com materiais de permeabilidade variável

(Barker & Black 1983). Nos levantamentos de detalhe não foram encontrados preenchimentos com tais características.

As condutividades hidráulicas variaram de $1,55 \times 10^{-8}$ a 2×10^{-5} cm/s, com média de $2,98 \times 10^{-6}$ e desvio padrão de $5,60 \times 10^{-6}$ cm/s. A soma da média com o desvio padrão apresenta valores anômalos para condutividades maiores do que $8,66 \times 10^{-6}$ cm/s. Com base nesta análise estatística, algumas fraturas interceptadas pelos poços PMR-14A e 15, e talvez pelo PMR-03, possuem valores de condutividade hidráulica anômalos, podendo apresentar fluxo do tipo linear, ou não regido pela lei de Darcy.

Nos três poços supracitados foram detectados fraturas de todas as famílias, mas com maior frequência de estruturas das famílias 1 e 3B. Adicionalmente, foi constatado que as sondagens PMR-14 e 15 apresentam dois dos maiores valores de densidade linear e ponderada de fraturas por metro da área.

7.2.3 Abertura das fraturas e relação com a condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica (K) em meios cristalinos fraturados pode ser atribuída unicamente à permeabilidade secundária. Assim, o valor de K é definido com base na somatória da abertura das fraturas interceptadas pela seção filtrante do poço. Com base nos valores de K (estimados com uso de ensaios de recuperação) foi calculada a abertura total de cada seção filtrante, usando as equações 3.1 e 3.2 (capítulo 3) da “lei cúbica” (Snow 1969).

Para o cálculo da equação 3.1 foram usados como densidade de fratura os valores de densidades lineares e ponderadas apresentadas na tabela 6.1. No emprego da equação 3.2, que utiliza a transmissividade (T) nos cálculos das somatórias da abertura das fraturas, a transmissividade foi calculada a partir da razão dos valores de condutividade hidráulica estimados para os poços e o comprimento da seção filtrante (espaço preenchido por pré-filtro nos poços) de cada poço. A abertura individual das fraturas foi calculada pelo quociente da somatória estimada das aberturas dividido pelo número de fraturas no intervalo.

O estudo estatístico das aberturas calculadas é apresentado na tabela 7.1. Os resultados mostram que a abertura média de cada fratura é de $1,13 \times 10^{-3}$ cm, variando entre $2,78 \times 10^{-4}$ e $1,99 \times 10^{-3}$ cm. Estes resultados foram usados para calcular a condutividade hidráulica do meio fraturado, usando os valores de densidade média linear e ponderada de fraturas. A condutividade hidráulica média ficou entre $3,35 \times 10^{-5}$ e $6,28 \times 10^{-5}$ cm/s, com valores variando normalmente entre $4,99 \times 10^{-7}$ e $3,39 \times 10^{-4}$ cm/s.

	Abertura (3.1) N = fraturas da seção filtrante	Abertura (3.1) N=densidade linear	Abertura (3.1) N=densidade ponderada	Abertura (3.2) T=K/seção filtrante	Abertura individual média (cm)	K do Meio Frat. (cm/s) N linear	K do Meio Frat.(cm/s) Npond.
Média	2,44E-03	3,13E-03	3,52E-03	6,63E-04	2,44E-03	3,35E-05	6,28E-05
Mínimo	6,41E-04	8,99E-04	8,99E-04	1,10E-04	1,10E-04	3,04E-09	5,69E-09
Máximo	6,48E-03	6,94E-03	9,75E-03	2,26E-03	9,75E-03	2,14E-03	4,01E-03
Desvio Padrão	1,84E-03	2,12E-03	2,76E-03	6,40E-04	1,84E-03	1,44E-05	2,69E-05
Média - Desv. Padr.	6,04E-04	1,01E-03	7,61E-04	2,32E-05	6,00E-04	4,99E-07	9,35E-07
Média + Desv. Padr.	4,28E-03	5,24E-03	6,28E-03	1,30E-03	4,28E-03	1,81E-04	3,39E-04

Tabela 7.1 – Estudo estatístico das aberturas das fraturas e condutividade hidráulica resultante.

A partir da abordagem de aberturas médias das fraturas, pode-se estimar aberturas de fraturas separadas por famílias. Com base nos dados de K estimados (exceto para os poços PMR-14 A e 15, considerados anômalos) e dos dados de presença de fraturas abertas nas seções filtrantes, foram calculadas as somatórias das aberturas das fraturas, a partir de um sistema de 7 equações com 4 incógnitas (tabela 7.2).

Os cálculos foram realizados sob a condição de todos os resultados serem sempre positivos, uma vez que são medidas de abertura. Os resultados das famílias 1, 2 e 3 foram obtidos diretamente de equações do tipo “ $ax=b$ ” (“a” é número de fraturas, “x” é a incógnita e “b” corresponde à somatória das aberturas do poço) Estes valores foram fixados nas equações de mais de uma incógnita com intuito de testar os resultados e de estimar valores para as fraturas da família 4. Os valores para a família 4 (b F4) foram obtidos de uma

média dos resultados observados. Para a equação do PMR-6 foi fixado o valor da abertura da família 3 - uma vez que, quando fixado para a família 2, o resultado da família 3 foi um número negativo - e novamente o valor médio foi considerado como a abertura média da família.

	Abertura total média	F1 fraturas	F2 fraturas	F3 fraturas	F4 fraturas	b F1 (cm)	b F2 (cm)	b F3 (cm)	b F4 (cm)
PMR 1 e 3	1,09E-02	5	0	0		2,18E-03	-	-	-
PMR-2	7,75E-03	3	0	0	2	2,18E-03	-	-	6,05E-04
PMR-4	4,95E-03	0	1	0	0	-	4,95E-03	-	-
PMR-5, 7 e 12	1,03E-02	0	0	8	0	-	-	1,29E-03	-
PMR-6	3,48E-03	0	4	1	0	-	5,48E-04	1,29E-03	-
PMR-13	9,38E-03	0	0	5	3	-	-	1,29E-03	9,84E-04
PMR-14 B	1,48E-02	0	0	7	1	-	-	1,29E-03	5,84E-03
Total Médio	2,44E-03	-	-	-	-	2,18E-03	2,75E-03	1,29E-03	2,47E-03
Dens. Linear	2,52E-03					6,77E-04	2,57E-04	4,74E-04	3,79E-04
K médio do meio fraturado dens.linear	3,36E-07	-	-	-	-	6,43E-08	1,29E-07	1,32E-08	9,41E-08
Dens. Ponder.	4,72E-03					7,77E-04	6,62E-04	7,97E-04	1,02E-03
K médio do meio fraturado dens.pond.	6,29E-07	-	-	-	-	7,39E-08	1,48E-07	1,52E-08	1,08E-07

Tabela 7.2 – Abertura de fraturas, densidade de fraturamento linear e ponderada, e condutividade hidráulica por família (as células em amarelo foram fixadas nas equações).

É importante salientar que estes valores foram calculados com base na população de dados disponível para o estudo. Levando-se em conta os erros carregados dos métodos de investigação aplicados, os valores de abertura das fraturas podem ser maiores ou menores, conforme as técnicas disponíveis para as estimativas.

Das técnicas utilizadas duas se destacam como prováveis fontes de incerteza. A primeira é o ensaio de recuperação e a solução matemática empregada para o cálculo de K. A segunda incerteza diz respeito à interpretação da perfilagem acústica (BHTV) para separação das fraturas abertas e fechadas.

7.2.4 Estimativa de condutividade hidráulica a partir da análise do fraturamento das áreas de estudos de detalhe

Com base nos valores de abertura de fratura por família e dos dados de densidade de fraturas foi possível calcular a condutividade hidráulica do meio fraturado, por meio das famílias estruturais. Desta maneira, a partir de uma orientação e de um comprimento de seção filtrante conhecidos pode-se prever o número de fraturas de cada família que o poço interceptará e, com base nas estruturas, simular a condutividade hidráulica de um poço.

A abertura total das fraturas da seção filtrante do poço é calculada pela equação abaixo:

$$\sum_{n \cdot \text{fam}} b = \sum \text{Filtro} \times \cos \theta \cdot \text{fam} \cdot n \times N \cdot \text{fam} \cdot n \times b \cdot \text{fam} \cdot n \quad 7.1$$

Onde:

$\sum b$ = Somatória da abertura das fraturas de uma seção filtrante

Filtro = Comprimento da seção filtrante na rocha fraturada

$\cos \theta \text{ fam } n$ = Cosseno da abertura angular das atitudes do poço e do pólo da família n

$N \text{ fam } n$ = Densidade da família n

$b \text{ fam } n$ = Abertura média da família n

Com a somatória das aberturas das fraturas pode-se calcular a transmissividade T de um poço de comprimento e atitude conhecido, empregando-se a equação 3.2, da lei cúbica de Snow (1969).

Os poços PP-01 e PMR-11 não foram utilizados para o cálculo das densidades e abertura das fraturas. Para estes poços foram obtidos valores de condutividade hidráulica (K) e transmissividade (T) com uso de ensaio de bombeamento, que apresenta soluções matemáticas com menores incertezas para K e T . Os valores de K e T dos ensaios hidráulicos e dos obtidos a partir do cálculo proposto, com valores de densidade linear e ponderado, são apresentados na tabela 7.3.

T (cm ² /s)	Comprimento seção filtrante (m)	Ensaio hidráulico	Densidade linear	Densidade ponderada
PP-01	260	1,33E+01	2,76E+01	5,53E+01
PMR-11	40	1,44E-01	1,01E-01	2,01E-01
K (cm/s)	Comprimento seção filtrante (m)	Ensaio hidráulico	Densidade linear	Densidade ponderada
PP-01	260	1,66E-03	1,06E-03	2,13E-03
PMR-11	40	7,23E-05	2,51E-05	5,03E-05

Tabela 7.3 – Comparação de condutividade hidráulica e transmissividade calculadas.

Os resultados foram satisfatórios para os poços, uma vez que variaram menos de uma ordem de grandeza. Vale ressaltar que o comprimento da seção filtrante influencia as estimativas, pois com o aumento do comprimento a população amostral tende a se tornar mais próxima da realidade. O método foi aplicado nos poços de monitoramento com filtro instalado (em geral com 5 metros de seção) e apenas 58% dos poços mostraram variação inferior a uma ordem de grandeza entre o K calculado e o obtido por meio de ensaios.

7.2.5 Estimativa de condutividade hidráulica e transmissividade a partir da análise do fraturamento da escala de semi-detálhe

Nas áreas de estudos de detalhe foi possível efetuar uma estimativa do valor de transmissividade e condutividade hidráulica de um poço de atitude e comprimento de seção filtrante conhecido. Para tanto foi necessário identificar as fraturas nos poços, separá-las em famílias, determinar a densidade de fraturas por família, bem como medir os valores de condutividade dos poços. Um dos fatores essenciais para que este resultado fosse alcançado é o fato da área de estudo apresentar forte controle estrutural nas propriedades hidrogeológicas do aquífero cristalino fraturado.

Neste estudo foi verificada excelente correlação entre a densidade de lineamentos (obtida a partir da análise morfométrica em escala de semi-detálhe) e a densidade linear de fraturas (a partir de dados de perfilagem acústica de poços). Este fato, somado à possibilidade de se medir a abertura média de fraturas com base na observação de afloramentos ou dados de poços, torna

possível a estimativa da condutividade hidráulica e transmissividade de um poço em função da sua atitude e comprimento da seção filtrante.

O método proposto compreende as seguintes etapas:

- caracterização das famílias de estruturas em escala de semi-detálhe a partir de estudos de afloramentos e correlações com o estudo morfométrico;
- elaboração e decomposição do mapa de lineamentos de sombreamento de relevo nas direções das estruturas classificadas em famílias direcionais (nesta etapa é desprezado o ângulo de mergulho das estruturas);
- gerar os mapas de densidade de lineamentos (células de 200 m) para cada família definida por variação angular de azimuth;
- aplicar a equação 7.1 para o cálculo das células (ou de um dado ponto), com uso do valor da densidade de lineamentos multiplicado por 100 no lugar da densidade de fraturamento;
- se houver mais de uma família com a mesma direção, os valores de densidade de lineamentos para esta direção devem ser distribuídos de forma ponderada de acordo com o número de fraturas de cada família no estudo de campo; como exemplo, no caso de haver 20 fraturas de uma família N-S com mergulho alto para E e 30 fraturas de uma família N-S com mergulho médio para W, deve-se distribuir o valor da densidade em 40 e 60%, respectivamente;

Novamente, a partir da somatória das aberturas das fraturas, pode-se calcular a transmissividade (T) de um poço de comprimento e atitude conhecido, com uso da equação 3.2 da lei cúbica de Snow (1969),

O método não permite calcular a abertura das fraturas sub-horizontais a horizontais. Como essas estruturas não possuem expressão morfológica, não é possível obter um valor de densidade de lineamentos para uma família com essa atitude.

No caso em estudo, no qual admite-se que as famílias de estruturas sub-horizontais a horizontais foram originadas por alívio de carga, a densidade de fraturas da família 1 variou entre 0,039 a 0,075 fraturas/metro na densidade linear e 0,058 a 0,081 fraturas/metro na densidade ponderada. Desta maneira, admitindo-se que uma área apresente o mesmo mecanismo de alívio de carga, é possível utilizar um valor para esta densidade de fratura horizontal para a região, sendo necessário um levantamento de campo, com técnicas apropriadas para obtenção de uma densidade adequada. Os valores de densidade de fraturas horizontais da área de detalhe foram usados para a estimativa regional.

Os valores de T e K dos ensaios hidráulicos dos poços PP-01 e PMR-11 novamente foram utilizados para comparar os resultados obtidos a partir do cálculo proposto. Os mapas densidades de lineamentos separados por classes azimutais (classes de direção N-S, NE-SW, NW-SE e E-W) são apresentados nas figuras 23 a 26 do anexo I. Os valores de densidade de lineamentos foram obtidos dos mapas de lineamentos direcionais, com interpolação de células de 200m (10 classes de densidade), e o valor de densidade utilizado foi o valor médio da classe em que os poços a serem estimados se encontram. Os valores de T e K simulados comparados aos obtidos por ensaio hidráulico são apresentados na tabela 7.4.

T (cm ² /s)	Comprimento seção filtrante (m)	Método		T/T real (%)
		Ensaio hidráulico	Densidade lineamentos	
PP-01	260	1,33E+01	1,87E+01	141
PMR-11	40	1,44E-01	6,79E-02	47
K (cm/s)	Comprimento seção filtrante (m)	Ensaio hidráulico	Densidade lineamentos	K/K real (%)
PP-01	260	1,66E-03	7,17E-04	43
PMR-11	40	7,23E-05	1,70E-05	24

Tabela 7.4 - Comparação de condutividade hidráulica e transmissividade calculadas a partir do estudo de semi-detahle.

Os valores exibidos apresentam variações menores do que uma ordem de grandeza. Considerando-se 100% o valor ideal, este variou entre 47 a 141% para a transmissividade e entre 24 a 43% para o K. Na escala de trabalho de semi-detalhe este erro é comumente aceitável, uma vez que erros menores do que uma ordem de grandeza são usualmente admitidos para estimativas de condutividade hidráulica em poços em aquífero fraturado (Barker & Black 1983).

8 CONCLUSÕES

Os estudos do aquífero fraturado na região de Cotia, SP, foram desenvolvidos em duas escalas de trabalho. A primeira de semi-detálhe, em 1:50.000, e a segunda de detalhe, em 1:5.000, esta última em duas porções distintas dentro da área de semi-detálhe. Os resultados obtidos em escala de semi-detálhe, a partir da análise da tectônica rúptil (morfometria, fotogeologia e levantamentos de campo), serviram para direcionar as investigações em escala de detalhe, onde foram usados dados provenientes de sondagens, métodos BHTV (*Bore Hole Television*), levantamento de perfis de eletrorresistividade e dados hidrogeológicos de poços de monitoramento instalados no aquífero em meio fraturado.

Os estudos de escala de semi-detálhe permitiram delinear lineamentos de direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, originados em diferentes fases de deformação rúptil. Esses dados de lineamentos foram correlacionados com dados de atitude de falhas e juntas medidas em afloramento, e, posteriormente, associados às diferentes fases de deformação descritas para o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Foram definidas seis famílias de juntas: a) família NNW-SSE, com mergulho alto para NE; b) família NE-SW com mergulho sub-vertical; c) família E-W com mergulho alto para NW; d) família WNW-ESE com mergulho alto para NE; e) família NE-SW com mergulho médio para NW; e f) família NE-SW com mergulho médio para SE.

Um grupo de juntas apresentou padrão de cisalhamento com ângulo 2θ maior do que 50° , e padrão híbrido com ângulo 2θ entre 10° e 50° . Foram obtidos direções de $SH_{máx}$ NW-SE e $SH_{mín}$ NE-SW. Esta configuração se assemelha com as direções de encurtamento e distensão observadas nas falhas, as quais foram interpretadas pelo método dos diedros retos.

Também foram observadas juntas de cisalhamento das famílias de direção NE-SW e WNW-ESE, que podem ter sido originadas sob um campo de esforços compressivo NE-SW, talvez relacionado à transcorrência sinistral com

binário E-W, ativa regionalmente por duas vezes durante o Neocretáceo e o Neógeno (Riccomini *et al.* 2004).

Os lineamentos de direção N-S e E-W foram aparentemente ativos na mesma escala de tempo. As famílias de juntas NNW-SSE e WNW-ESE apresentam direções muito aproximadas àquelas dos lineamentos. Estas famílias foram originadas sob campo de esforços com compressão de direção NW-SE e distensão NE-SW, do evento de transcorrência dextral (idade atribuída regionalmente ao Pleistoceno). E alguns lineamentos E-W podem relacionar-se às estruturas neoproterozóicas das zonas de cisalhamento.

Os resultados dos estudos desenvolvidos em escala de semi-detálhe, somados aos condicionantes geológicos e geomorfológicos das áreas selecionadas para estudos de detalhe, orientaram a instalação de poços de monitoramento verticais e inclinados nessas últimas. Foram instalados 11 poços na área de detalhe A e quatro poços na área de detalhe B. Os poços foram perfilados por televisionamento acústico e as fraturas identificadas nesses poços foram separadas por famílias e subfamílias: Família 1 (sub-horizontal), Família 2A (N-S com mergulho médio para W) e 2B (N-S com mergulho alto para E), Família 3A (NE-SW com mergulho médio para NW) e 3B (NE-SW com mergulho médio para SE) e Família 4 (WNW–ESE sub-vertical).

Na área de detalhe A, as densidades de lineamentos estiveram na classe de 0,0007 a 0,0020 m/m² e a densidade de fraturas por metro linear perfurado foi de 0,171 fraturas por metro linear, enquanto que na área de detalhe B a densidade de lineamentos esteve na classe de 0,0033 a 0,0069 m/m², enquanto que a densidade de fraturas por metro linear perfurado foi de 0,563 fraturas por metro. Na comparação com as duas áreas de detalhe somadas, o valor médio foi de 0,0020 m/m² para os lineamentos e 0,262 fraturas por metro linear perfurado para as áreas de detalhe.

Na maioria dos poços foram realizados ensaios hidráulicos para determinação da condutividade hidráulica (K), que variou de 1,55x10⁻⁸ a 2x10⁻⁵ cm/s, com média de 2,98x10⁻⁶ e desvio padrão de 5,60 x10⁻⁶ cm/s. Ensaios de

bombeamento indicaram fluxo de água subterrânea através das estruturas N-S, com boa conexão com as estruturas NE-SW.

A abertura média das fraturas foi de $1,13 \times 10^{-3}$ cm, calculada com base nos valores de condutividade hidráulica correlacionados aos dados estruturais. Também foi calculada a abertura média por família, que variou de $1,29 \times 10^{-3}$ cm a $2,75 \times 10^{-3}$ cm. O valor médio de abertura, nesse caso, não foi calculado a partir dos valores de abertura de cada família, e sim com base em todas as estruturas e poços dos estudos de detalhe, enquanto que para a definição das aberturas por família optou-se por excluir dos cálculos valores de condutividade hidráulica anômalos e, por fim, utilizar os valores de densidade de fraturas/metro definidos no estudo de densidade de fraturas dos maciços.

Verificou-se, no caso em estudo, excelente correlação entre a densidade de lineamentos obtida a partir da análise morfométrica em escala de semi-detalle e a densidade linear de fraturas a partir de dados de perfilagem acústica de poços). Este fato, aliado à possibilidade de se medir a abertura média de fraturas com base na observação de afloramentos ou dados de poços, abrem a perspectiva de se poder estimar a condutividade hidráulica e transmissividade de um poço em função da sua atitude e comprimento da seção filtrante. Para esta finalidade, é proposto um procedimento metodológico com base nos resultados alcançados com o desenvolvimento do presente trabalho.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41:169-263.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, Salvador, SBG, p. 24-46.
- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:135-150.
- Alves, F.M. 2005. *Tectônica rúptil do Maciço Alcalino de Poços de Caldas no contexto do Alinhamento Magmático de Cabo Frio*. Monografia de trabalho de formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 48 p.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89:5835-5848.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press, p.53-100.
- Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:1309-1318.
- Aragaki, S. & Mantovani, W. 1998. Caracterização do clima e da vegetação de remanescente florestal no planalto paulistano (SP). In: Aciesp, Simpósio de Ecossistemas Brasileiros, 4, Águas de Lindóia, *Anais*, Águas de Lindóia, Aciesp, 2:25-36.
- Asmus, H.E. & Guazelli, M. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos de recursos minerais. In: PETROBRÁS, Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais, *relatório final*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p. 187-269. (Projeto REMAC 9).
- Barker, J.A. & Black, J. H. 1983. Slug tests in fissured aquifers. *Water Resources Research*, 6:1558-1564.
- Bouwer, H. & Rice, R.C. 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 3:423-428.
- Chiessi, C.M. 2004. *Tectônica cenozóica do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 116p.
- Cho, H. J.; Fiacco, R. J.; Daly, M. H. 2004. Pumping test analysis in a fractured crystalline bedrock. In: U.S. EPA/NGWA, Fractured Rock Conference: State of the Science and Measuring Success in Remediation, Portland, *Atas*, Portland, U.S. EPA/NGWA, p. 161-172.
- Coblentz, D.D. & Richardson, R.M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal Geophysics Research*, 101:8643-8657.

- Cooper, H.H. & Jacob, C.E. 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *American Geophysical Union Transactions*, 27:526-534.
- Cooper, H.H.; Bredehoeft, J.D.; Papadopoulos, S.S. 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, 3:263-269.
- Cordani, U.G. & Bittencourt, I. 1967. Determinações de idades potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, *Anais*, Curitiba, SBG, p.218-233.
- Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais, São Paulo*, SBG, p.105-110.
- Cordani, U. G.; Milani, E. J., Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, 854 p.
- Costa, W.D. 1986. *Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural - área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte*. São Paulo. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 205 p.
- Coutinho, J.M.V. 1972. Petrologia do Precambriano em São Paulo e arredores. *Boletim do Instituto de Geociências*, 3:5-99.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1999. *Carta geológica da Folha São Paulo, escala 1:250.000*.
- Day, M.J. 1979. Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 32:1-8.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. 1990. *Physical and chemical hydrogeology*. New York, John Wiley, 824 p.
- Dunne, W.M. & Hancock, P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L. (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press, p.101-120.
- Eddy, W.F. 1977. A new convex hull algorithm for planar sets. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 3:398-403.
- Fernandes, A.J. 1991. *O Complexo Embu no leste do estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 120 p.
- Fernandes, A. L. 1997. *Tectônica Cenozóica na porção média da Bacia do rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 244 p.
- Fernandes da Silva, P.C. 1998. Tectônica rúptil da região entre Pilar do Sul e Votorantim, SP. *Revista Brasileira de Geologia*, 28:485-494.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. 1979. *Groundwater* / R. Allan Freeze, John A. Cherry. Second Edition. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 604 p.
- Ferrari, A.L. 2001. *Evolução Tectônica do Graben da Guanabara*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 412p.

- Golts, S. & Rosenthal, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7:305-315.
- Grohmann, C. H. 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30:1055-1067.
- Grohmann, C.H. & Steiner, S.S. 2006. SRTM Resample with Short Distance-Low Nugget Kriging. In: International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling, Nanjing, China, *Proceedings*, Nanjing, CD-ROM.
- Hancock, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7:437-457.
- Hancock, P.L. & Engelder, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of American Bulletin*, 101:1197-1208.
- Hartwig, M.E. 2006. *Tectônica rúptil mesozóica-cenozóica na região da Serra dos Órgãos, RJ*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 117p.
- Hasui, Y.; Penalva, F.; Hennies, W. T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, Salvador, SBG, p.101-34.
- Hasui, Y. & Hama, M. 1972. Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio. *Revista Brasileira de Geociências*, 2:18-24.
- Hasui, Y. 1973. *Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul, São Paulo*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190p.
- Hasui, Y. 1975. Geologia da Folha de São Roque, São Paulo. *Boletim IG - USP*, 6: 95-108.
- Hasui, Y. & Sadowski, G. R. 1976. Evolução geológica do Pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6:157-183.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A. 1981. O Embasamento pré-cambriano e eo-paleozóico em São Paulo. In: Almeida, F.F.M. et al. *Mapa geológico do estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo: IPT/PRÓ-MINÉRIO, p.12-45.
- Hennies, W.T.; Hasui, Y.; Penalva, F. 1967. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, *Anais*, Curitiba, SBG, p.159-168.
- Hiruma, S.T. 1999. *Neotectônica no planalto de Campos de Jordão, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 102p.
- Hiruma, S.T. & Riccomini, C. 1999. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista do Instituto Geológico*, 20:5-19.
- Hobson, R.D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: Chorley, R.J. (ed.) *Spatial analysis in geomorphology*. New York, Harper and Row, p.225-245.
- Hodgson, R.A. 1961. Regional study of jointing in Comb Ridge – Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 45:1-38.
- Hoek, E. & Bray, J.W. 1981. *Rock Slope Engineering*. London, The Institution of Mining and Metallurgy, 358 p.

- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56:275-370.
- Hvorslev, M. J. 1951. Time lag and soil permeability. *U.S. Army Corps of engineers, Waterways experiment station*, Bulletin No. 36.
- Ihaka, R. & Gentleman, R. 1996. R: A language for data analysis and graphics. *Journal of Computational and Graphical Statistics*, 5:299-314.
- Janasi, V. A. & Ulbrich, H. H. G. J. 1985. Avaliação das informações disponíveis para granitóides do Estado de São Paulo. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, Atas, São Paulo, SBG, p.133-146.
- Jenkins, D. N. & Prentice, J. K. 1982. Theory for aquifer test analysis in fractured rocks under linear (nonradial) flow conditions. *Ground Water*, 20:12-21.
- Jesus, I.P.S. 2005. *Caracterização dos aquíferos em meio cristalino da porção oeste da Bacia do Alto Tietê*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 203p.
- Jianjun, H.; Mukang, H.; Ollier, C.D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, 20:95-99.
- Köppen, W. 1948. *Climatologia: con un estudio de los climas de la Tierra*. México, Fondo Econômica, 479 p.
- Kruseman, G.P. & de Ridder, N.A. 1990. Slug Tests. In: Kruseman, G.P. & de Ridder, N.A. (eds.) *Analysis and evaluation of pumping test data*. The Netherlands, ILRI, pp. 237 – 244.
- Liu, C.C. 1987. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: SBG/RJ-ES, Simpósio Regional de Geologia, 1, Rio de Janeiro, *Anais*, Rio de Janeiro, SBG/RJ-ES, p.164-188.
- Loke, M. H. 1999. *RES2DMOD, versino 2.2, Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite difference and finite-element methods..* Austin, Wenner-Schlumberger, 22p.
- Madrucci, V. 2004. *Prospecção de água subterrânea em terreno cristalino utilizando-se análise integrada de dados de sensoriamento remoto, geofísicos e técnicas de geoprocessamento, região de Lindóia, SP*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 226 p.
- Manuel Filho, J. 1996. *Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 197 p.
- Meiser & Earl hidrogeologists 1982. *Use of fractures traces in water well location: A handbook*. Office of water research & technology, 55p.
- Mitasova, H. & Mitas, L. 1993. Interpolation by regularized spline with tension: I. Theory and implementation. *Mathematical Geology*, 25:641-655.
- Mitasova, H. & Hofierka, J. 1993. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology*, 25:657-669.

- Neves, M.A.; Morales, N.; Borges, M.S.; Ebert, H.D. 2003. Compartimentação Morfotectônica da região de Jundiaí (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, 33:167-176.
- Neves, M. A. 2005. *Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na Bacia do Rio Jundiaí (SP)*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 200 p.
- Neves, M. & Morales, N. 2006. Structural control over well productivity in the Jundiaí River Catchment, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79:307-320.
- Neves, M. & Morales, N. 2007. Well productivity controlling factors in crystalline terrains of southeastern Brazil. *Hydrogeology Journal*, 15:471-482.
- Novakowski, K. S. 1995. Groundwater flow in fractured rocks. Waterloo: Centre for Groundwater Research, *Course notes*, 46 p.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9:597-608.
- Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.
- Riccomini, C. 1995. Padrão de fraturamento do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:79-84.
- Riccomini, C. & Crósta, A.P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Boletim Instituto de Geociências USP, Série Científica*, 19:23-37.
- Riccomini, C.; Sant'Anna, L. G.; Ferrari, A. L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.383-405.
- Rodriguez, S.K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, Pará*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 106p.
- Salvador, E.D. 1994. *Análise Neotectônica da Região do Vale do Paraíba compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 129p.
- Salvador, E.D. & Riccomini, C. 1995. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25:151-164.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 1984, 501 p.
- Singhal, B.B.S. & Gupta, R.P. 1984. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Netherlands, Smith & Schwartz, 400 p.
- Smith, L. & Schwartz, F.W. 1984. An analysis of the influence of fracture geometry on mass transport in fractured media. *Water Resources*, 20:1241-1252.

- Snow, D. T. 1969. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, 6:1273-1289.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. 1990. *Applied geophysics*. Second Edition. Cambridge, Cambridge University Press, 770 p.
- Vignol-Lelarge, M.L.M.; Soliani Jr., E.; Poupeau, G. 1994. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa - Brasil). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, Camboriú, SBG, V.2, 379-380.
- Vita-Finzi, C. 1986. *Recent Earth movements – an introduction to neotectonics*. London, Academic Press, 226p.

Anexo I – Figuras

Figura 1 – Mapa de Localização

Figura 2 – Mapa Geológico

Figura 3 – Mapa Hipsométrico

Figura 4 – Lineamentos de sombreamento de relevo

Figura 5 – Lineamentos de aerofotometria

Figura 6 – Mapa de orientação de Vertentes

Figura 7 – Mapa de declividades

Figura 8 – Mapa de superfícies de base

Figura 9 – Mapa de superfícies de base, lineamentos e estruturas de campo

Figura 10 - Mapa geológico, linhas de isobase e lineamentos

Figura 11 – Mapa de densidade de lineamentos

Figura 12 – Mapa de densidade de drenagens

Figura 13 – Mapa de rugosidade de relevo

Figura 14 – Mapa de campo

Figura 15 – Perfis de eletrorresistividade na área de detalhe A

Figura 16 – Mapa de estruturas de poços na área de detalhe A

Figura 17 – Mapa de estruturas de poços na área de detalhe B

Figura 18 – Mapa de estruturas nos filtros dos poços na área de detalhe A

Figura 19 – Mapa de estruturas nos filtros dos poços na área de detalhe B

Figura 20 – Ensaio de bombeamento na área de detalhe A

Figura 21 – Mapa de variações das cargas hidráulicas na área de detalhe A

Figura 22 – Mapa de variações das cargas hidráulicas na área de detalhe B

Figura 23 – Mapa de densidades de lineamentos NW-SE

Figura 24 – Mapa de densidades de lineamentos NE-SEW

Figura 25 – Mapa de densidades de lineamentos E-W

Figura 26 – Mapa de densidades de lineamentos N-S

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudos

Figura 2 - Mapa geológico da área

Fonte: CPRM 1999, Carta geológica folha São Paulo, escala 1:250.000

Figura 3 - Mapa hipsométrico

Figura 4 - Lineamentos de sombreamento de relevo composto

Figura 5
Lineamentos fotogeológicos

Legenda

- | Lineamentos N-S
- | Lineamentos E-W
- | Lineamentos NE-SW
- | Lineamentos NW-SE

Figura 6 - Mapa de orientação de vertentes

Figura 7 - Mapa de declividade do terreno

Figura 8 - Mapa de superfícies de base

Figura 9 - Mapa de superfícies de base, lineamentos e estruturas de campo

Figura 10 - Mapa geológico, linhas de isobase e lineamentos

Figura 11 - Densidade de lineamentos

Figura 12 - Densidade de drenagens

Figura 13 - Rugosidade de relevo

Figura 14 - Mapa de localização dos afloramentos e lineamentos interpretados

Figura 15 - Perfis de eletrorresistividade - área de detalhe A

Figura 16 - Área de detalhe A - estruturas abertas nos poços

Figura 17 - Área de detalhe B - estruturas abertas nos poços

Figura 18 - Estruturas nos filtros dos poços - área de detalhe A

Figura 19 - Estruturas nos filtros dos poços - área de detalhe B

Figura 20 - Ensaio de bombeamento - área de detalhe A

PMR-01 B

PMR-02

PMR-03

PMR-01 A

PMR-04

PMR-11

PMR-05

PMR-07

PMR-06

Gráficos

Carga hidráulica x tempo

↓ Duração do ensaio

Data: Dezembro de 2004
a Janeiro de 2005

Figura 21 - Variações das cargas hidráulicas - área de detalhe A

Figura 22 - Variações das cargas hidráulicas - área de detalhe B

Hipsométrico

Value

Dados pluviométricos

Figura 23 - Densidade de lineamentos NW-SE

Figura 24 - Densidade de lineamentos NE-SW

Figura 25 - Densidade de Lineamentos E-W

Figura 26 - Densidade de lineamentos N-S

Anexo II – Tabelas

Tabela 1 – Estruturas de campo

Tabela 2 – Fraturas da área de detalhe A

Tabela 3 – Fraturas da área de detalhe B

Atitude (clar)	Mergulho	Tipo	Observação	Ponto
70	48	P		Ponto 1
107	53	P		Ponto 1
162	90	P		Ponto 1
320	63	P		Ponto 1
310	20	P		Ponto 1
330	86	P	consolidada	Ponto 1
135	35	P		Ponto 1
120	90	P		Ponto 1
320	80	P	proeminente	Ponto 1
323	76	P	perc. água	Ponto 1
325	75	P		Ponto 1
0	86	P		Ponto 1
270	7	L	dextral	Ponto 1
355	80	P	falha	Ponto 1
2	55	P	falha	Ponto 1
90	3	L	dextral	Ponto 1
0	60	P	zona milonitizada	Ponto 1
260	80	p		Ponto 2
70	90	p		Ponto 2
90	80	p		Ponto 2
120	90	p		Ponto 2
100	90	p	veio feldspato	Ponto 2
120	90	p	espelho	Ponto 2
185	90	p	sistemática	Ponto 2
90	90	p	sistemática	Ponto 2
82	70	p	falha proemin.	Ponto 2
315	45	p	foliação	Ponto 2
140	20	p	foliação	Ponto 5
250	90	p	plano c/ caulim	Ponto 5
245	90	p	plano c/ caulim	Ponto 5
345	70	p	camada máfica bi e mica dourada	Ponto 5
69	15	l	lineamento mineral	Ponto 5
330	55	p	corpo feldspato	Ponto 5
245	75	p		Ponto 8
247	80	p		Ponto 8
63	85	p		Ponto 8
330	70	p	falha 5 estrelas	Ponto 9
325	90	p		Ponto 9
340	90	p		Ponto 9
230	85	p		Ponto 10
240	88	p		Ponto 10
115	90	p		Ponto 12
112	90	p		Ponto 12
330	55	p	sistemática	Ponto 13
0	90	p	sistemática	Ponto 13
125	83	p		Ponto 13
320	78	p	plano	Ponto 14
348	38	p	foliação	Ponto 14
350	40	p	foliação	Ponto 14
340	90	p	plano	Ponto 14
60	90	p	plano	Ponto 14
220	85	p	plano	Ponto 14
315	90	p	plano	Ponto 14

Atitude (clar)	Mergulho	Tipo	Observação	Ponto
315	65	p	plano	Ponto 14
315	20	p	foliação	Ponto 15
60	90	p		Ponto 15
75	79	p		Ponto 15
320	30	p	foliação	Ponto 16
40	85	p		Ponto 16
55	80	p		Ponto 16
320	48	p	foliação	Ponto 16
325	46	p	foliação	Ponto 16
327	45	p	foliação	Ponto 16
322	47	p	foliação	Ponto 16
320	45	p	foliação	Ponto 16
317	49	p	foliação	Ponto 16
65	85	p		Ponto 16
320	35	p	foliação	Ponto 16
335	25	p	foliação	Ponto 16
120	90	p		Ponto 16
120	80	p		Ponto 16
118	80	p		Ponto 16
320	13	p	foliação	Ponto 16
50	82	p		Ponto 16
150	65	p	falha	Ponto 16
62	5	l	estria	Ponto 16
327	88	p	foliação	Ponto 16
288	73	p		Ponto 16
332	64	p	foliação	Ponto 16
290	72	p		Ponto 16
345	55	p		Ponto 16
170	85	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
105	75	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
354	42	p		Ponto 16
350	76	p	aplito milonitizado c/ 50cm	Ponto 16
347	67	p	milonitiz. Feldspatos	Ponto 16
135	62	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
180	70	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
110	53	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
355	73	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
63	88	p	grande continuidade lateral	Ponto 16
275	42	p		Ponto 16
55	80	p		Ponto 16
315	82	p		Ponto 16
310	44	p		Ponto 16
45	81	p	grande continuidade lateral	Ponto 16
315	58	p		Ponto 16
104	63	p		Ponto 16
310	90	p	plano mestre	Ponto 16
145	45	p	sistemática	Ponto 16
145	45	p	sistemática	Ponto 16
145	45	p	sistemática	Ponto 16
90	30	p	grande continuidade lateral	Ponto 16
330	82	p		Ponto 16
350	67	p		Ponto 16
340	40	p		Ponto 16
60	88	p	grande continuidade lateral	Ponto 16

Atitude (clar)	Mergulho	Tipo	Observação	Ponto
300	85	p		Ponto 16
310	85	p		Ponto 16
295	48	p		Ponto 16
320	55	p		Ponto 16
340	70	p		Ponto 16
345	72	p		Ponto 16
323	30	p	dique aplito-corpo leucogranítico	Ponto 16
320	35	p	foliação	Ponto 16
340	50	p	fratura proeminente	Ponto 16
60	86	p	plano mestre	Ponto 16
55	87	p	plano mestre	Ponto 16
60	89	p	plano mestre	Ponto 16
57	88	p	plano mestre	Ponto 16
63	86	p	plano mestre	Ponto 16
170	53	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
155	57	p	conjugada - corta foliação	Ponto 16
105	47	p	falha	Ponto 16
97	46	l	estria, inverso	Ponto 16
64	85	p	preenchimento de caulim	Ponto 18
180	70	p		Ponto 18
0	36	p	veio	Ponto 18
32	89	p		Ponto 18
65	85	p	preenchimento de caulim	Ponto 18
25	85	p	caulim	Ponto 18
30	87	p	plano	Ponto 18
65	85	p	Conjugadas	Ponto 18
30	87	p		Ponto 18
13	85	p	plano	Ponto 18
283	7	L		Ponto 18
28	82	p		Ponto 18
20	81	p		Ponto 18
128	30	p	trunca o sistema	Ponto 18
270	70	p		Ponto 18
282	52	p		Ponto 19
185	85	p		Ponto 19
252	80	p	preenchimento	Ponto 19
10	75	p		Ponto 19
180	60	p		Ponto 19
250	88	p		Ponto 19
300	67	p	rugosidade leve para cima	Ponto 20
195	85	p	veio Qz cortado por fratura	Ponto 20
310	42	p	veio Qz e feldspato	Ponto 20
200	72	p	foto contato	Ponto 21
212	65	p		Ponto 21
250	60	p	contato	Ponto 21
280	89	p		Ponto 21
225	70	p		Ponto 22
205	80	p		Ponto 22
200	80	p		Ponto 22
5	60	p		Ponto 22
135	65	p	veio ou fratura preenchida	Ponto 22
195	75	p		Ponto 22
95	30	p	veio ou fratura preenchida	Ponto 22
30	78	p	conjugada	Ponto 24

Atitude (clar)	Mergulho	Tipo	Observação	Ponto
235	75	p	Normal-conjugada	Ponto 24
30	78	p	conjugada	Ponto 24
210	65	p	conjugada	Ponto 24
120	65	p	falha foto lapiseira	Ponto 24
255	68	p		Ponto 24
355	40	p	Foliação	Ponto 25
80	80	p	preenchida negra	Ponto 25
57	85	p	boa partição	Ponto 25
348	40	p	preenchida caulim	Ponto 25
310	45	p	preenchida caulim	Ponto 25
155	50	p	Partição ruim - vermelha	Ponto 25
250	80	p	amarelo	Ponto 25
3	40	p	preto	Ponto 25
215	60	p	foto	Ponto 25
20	80	p	irregular-preto	Ponto 25
10	70	p		Ponto 25
140	90	p	Foliação milonítica	Ponto 26
165	50	p	veio caulim	Ponto 27
60	82	p	boa partição-amarelo	Ponto 27
55	89	p	boa partição-amarelo	Ponto 27
247	73	p		Ponto 27
150	80	p	veio caulim	Ponto 27
150	85	p	camada caulim	Ponto 27
150	75	p	veio caulim	Ponto 27
185	82	p	boa partição-amarelo	Ponto 28
330	85	p	Corpo tabular caulim	Ponto 28
202	75	p	amarelo partição ruim	Ponto 28
160	65	p	negro // foliação	Ponto 28
225	85	p	boa partição-preto	Ponto 29
80	75	p	Preto irregular	Ponto 29
150	85	p	Preto irregular de difícil partição	Ponto 30
0	65	p	Preto irregular de difícil partição	Ponto 30

Atitude (Clar)	Mergulho		Profundidade	Observação	
347	11	P	37	aberta	PMR-01
153	23	P	38,5	aberta	PMR-01
212	3	P	44	aberta	PMR-01
121	16	P	48,7	aberta	PMR-01
257	5	P	47,4	aberta	PMR-01
10	78	P	28,6	aberta	PMR-02
23	7	P	28,7	aberta	PMR-02
0	77	P	30,4	aberta	PMR-02
359	77	P	30,4	aberta	PMR-02
4	21	P	34,9	aberta	PMR-02
354	17	P	35,1	aberta	PMR-02
50	6	P	37,7	aberta	PMR-02
237	5	P	24,6	aberta	PMR-03
334	17	P	26,8	aberta	PMR-03
47	9	P	40,7	aberta	PMR-03
96	14	P	44,8	aberta	PMR-03
253	65	P	46,8	aberta	PMR-04
280	25	P	50,9	aberta	PMR-04
342	68	P	41,9	aberta	PMR-05
310	66	P	49	aberta	PMR-05
299	43	P	51	aberta	PMR-05
73	43	P	27,5	fechada	PMR-05
1	75	P	28,5	fechada	PMR-05
14	83	P	28,7	fechada	PMR-05
11	67	P	30,2	fechada	PMR-05
10	71	P	36,1	fechada	PMR-05
19	79	P	36,2	fechada	PMR-05
14	63	P	37	fechada	PMR-05
6	66	P	38,32	fechada	PMR-05
9	67	P	38,4	fechada	PMR-05
344	51	P	38,7	fechada	PMR-05
326	57	P	39,6	fechada	PMR-05
343	59	P	39,7	fechada	PMR-05
337	71	P	43,9	fechada	PMR-05
352	61	P	44,4	fechada	PMR-05
332	57	P	49,2	fechada	PMR-05
317	55	P	49,6	fechada	PMR-05
339	39	P	51,6	fechada	PMR-05
254	12	P	42,2	aberta	PMR-06
256	31	P	42,9	aberta	PMR-06
276	23	P	43,2	aberta	PMR-06
69	32	P	46,4	aberta	PMR-06
268	32	P	58,1	aberta	PMR-06
264	28	P	58,2	aberta	PMR-06
263	53	P	59,1	aberta	PMR-06
270	39	P	59,2	aberta	PMR-06
311	30	P	59,3	aberta	PMR-06
271	52	P	40,6	fechada	PMR-06
197	35	P	45	fechada	PMR-06
38	77	P	47,7	fechada	PMR-06
42	54	P	48,3	fechada	PMR-06

Atitude (Clar)	Mergulho		Profundidade	Observação	
255	46	P	49,2	fechada	PMR-06
253	27	P	50,8	fechada	PMR-06
266	77	P	54,6	fechada	PMR-06
306	33	P	55,7	fechada	PMR-06
227	35	P	56,1	fechada	PMR-06
221	69	P	56,4	fechada	PMR-06
27	40	P	61,5	fechada	PMR-06
13	21	P	62	fechada	PMR-06
334	6	P	63,3	fechada	PMR-06
265	50	P	65,1	fechada	PMR-06
306	13	P	68	fechada	PMR-06
294	41	P	28,5	fechada	PMR-07
289	58	P	28,6	fechada	PMR-07
292	47	P	40,1	fechada	PMR-07
291	52	P	43,7	fechada	PMR-07
296	46	P	44,6	fechada	PMR-07
292	50	P	46,2	fechada	PMR-07
293	47	P	47,3	fechada	PMR-07
269	44	P	53,8	fechada	PMR-07
298	45	P	48,2	aberta	PMR-07
345	71	P	50,9	aberta	PMR-07
348	47	P	51,1	aberta	PMR-07
337	66	P	51,2	aberta	PMR-07
331	63	P	51,4	aberta	PMR-07
284	37	P	56,4	aberta	PMR-07
244	7,8	P	57,2	aberta	PMR-08
240	20,7	P	44,8	aberta	PMR-08
264	10,5	P	43,2	aberta	PMR-08
247	29,7	P	41,3	aberta	PMR-08
308	20,5	P	37,1	aberta	PMR-08
287	19,2	P	34,3	aberta	PMR-08
232	30	P	34,1	aberta	PMR-08
237	29	P	61,2	fechada	PMR-08
218	20,2	P	61,0	fechada	PMR-08
223	70,6	P	57,9	fechada	PMR-08
226	64,2	P	57,8	fechada	PMR-08
220	66,9	P	56,2	fechada	PMR-08
310	55,6	P	53,1	fechada	PMR-08
221	63,7	P	52,4	fechada	PMR-08
312	53,4	P	52,3	fechada	PMR-08
271	85,7	P	50,2	fechada	PMR-08
259	29,5	P	40,1	fechada	PMR-08
241	21,5	P	37,8	fechada	PMR-08
340	40	P	76,6	fechada	PMR-09
342	48	P	76,3	fechada	PMR-09
331	40	P	76,2	fechada	PMR-09
325	49	P	75,0	fechada	PMR-09
305	51	P	74,1	fechada	PMR-09
319	49	P	71,1	fechada	PMR-09
320	48	P	70,0	fechada	PMR-09
311	45	P	67,5	fechada	PMR-09

Atitude (Clar)	Mergulho		Profundidade	Observação	
342	53	P	66,2	fechada	PMR-09
333	38	P	63,5	fechada	PMR-09
317	34	P	63,0	fechada	PMR-09
347	41	P	62,6	fechada	PMR-09
328	36	P	61,9	fechada	PMR-09
340	41	P	61,4	fechada	PMR-09
336	43	P	61,1	fechada	PMR-09
325	41	P	59,2	fechada	PMR-09
310	43	P	58,7	fechada	PMR-09
355	47	P	58,6	fechada	PMR-09
336	55	P	56,7	fechada	PMR-09
298	45	P	54,9	fechada	PMR-09
345	27	P	54,8	fechada	PMR-09
333	39	P	54,4	fechada	PMR-09
337	44	P	53,5	fechada	PMR-09
329	35	P	52,9	fechada	PMR-09
344	46	P	51,8	fechada	PMR-09
333	48	P	51,0	fechada	PMR-09
333	46	P	50,5	fechada	PMR-09
344	41	P	49,4	fechada	PMR-09
335	50	P	48,7	fechada	PMR-09
341	44	P	47,7	fechada	PMR-09
347	40	P	46,7	fechada	PMR-09
322	43	P	45,5	fechada	PMR-09
347	52	P	44,1	fechada	PMR-09
324	49	P	43,6	fechada	PMR-09
312	48	P	42,5	fechada	PMR-09
340	49	P	41,7	fechada	PMR-09
315	49	P	41,6	fechada	PMR-09
331	46	P	41,0	fechada	PMR-09
330	52	P	40,0	fechada	PMR-09
323	34	P	39,5	fechada	PMR-09
324	43	P	39,0	fechada	PMR-09
354	37	P	38,2	fechada	PMR-09
352	44	P	37,0	fechada	PMR-09
328	46	P	36,8	fechada	PMR-09
353	39	P	36,2	fechada	PMR-09
340	51	P	34,6	fechada	PMR-09
317	62	P	55,9	abertas	PMR-10
311	41	P	53,7	abertas	PMR-10
314	11	P	53,6	abertas	PMR-10
274	42	P	53,5	abertas	PMR-10
21	79	P	53,1	abertas	PMR-10
59	50	P	33,9	abertas	PMR-10
246	40	P	32,3	abertas	PMR-10
258	43	P	58,0	fechadas	PMR-10
299	56	P	56,5	fechadas	PMR-10
245	43	P	54,5	fechadas	PMR-10
251	43	P	53,9	fechadas	PMR-10
234	31	P	52,3	fechadas	PMR-10
213	28	P	50,9	fechadas	PMR-10

Atitude (Clar)	Mergulho		Profundidade	Observação	
234	38	P	50,1	fechadas	PMR-10
240	41	P	48,4	fechadas	PMR-10
214	41	P	43,4	fechadas	PMR-10
214	32	P	42,7	fechadas	PMR-10
261	31	P	39,9	fechadas	PMR-10
252	27	P	37,2	fechadas	PMR-10
234	32	P	34,4	fechadas	PMR-10
262	45	P	33,1	fechadas	PMR-10

Atitude (Clar)	Mergulho		Profundidade	Observação	
302	36,6	P	23,9	Fechada	PMR-12
72	62,7	P	17,1	Fechada	PMR-12
319	14,4	P	8,4	Fechada	PMR-12
104	54,7	P	18,4	Aberta	PMR-12
345	36,6	P	7,1	Aberta	PMR-12
316	45,3	P	6,6	Aberta	PMR-12
212	84,5	P	36,2	Fechada	PMR-13
29	62,7	P	34,0	Fechada	PMR-13
188	22,6	P	31,5	Fechada	PMR-13
233	40	P	30,7	Fechada	PMR-13
319	75,5	P	30,4	Fechada	PMR-13
48	67,8	P	29,7	Fechada	PMR-13
285	42,5	P	23,2	Fechada	PMR-13
179	79,8	P	34,4	Aberta	PMR-13
28	68,7	P	34,0	Aberta	PMR-13
319	66,5	P	33,5	Aberta	PMR-13
153	82,5	P	33,3	Aberta	PMR-13
158	89,4	P	30,9	Aberta	PMR-13
305	64,6	P	30,1	Aberta	PMR-13
43	71,9	P	29,7	Aberta	PMR-13
324	69	P	29,1	Aberta	PMR-13
299	56	P	25,4	Aberta	PMR-13
27	79	P	24,4	Aberta	PMR-13
18	72,6	P	24,3	Aberta	PMR-13
6	78,2	P	24,2	Aberta	PMR-13
14	78,9	P	24,1	Aberta	PMR-13
134	54,9	P	41,8	Fechada	PMR-14
139	36,8	P	41,7	Fechada	PMR-14
127	32,9	P	34,6	Fechada	PMR-14
105	44,5	P	40,3	Aberta	PMR-14
125	37,7	P	40,2	Aberta	PMR-14
95	41,6	P	39,9	Aberta	PMR-14
118	32,1	P	38,3	Aberta	PMR-14
151	32,7	P	37,7	Aberta	PMR-14
134	29,8	P	37,6	Aberta	PMR-14
131	43,5	P	37,2	Aberta	PMR-14
27	83,1	P	35,6	Aberta	PMR-14
136	35,2	P	34,1	Aberta	PMR-14
101	44,1	P	33,8	Aberta	PMR-14
214	51,7	P	32,9	Aberta	PMR-14
225	37,2	P	32,7	Aberta	PMR-14
150	46,5	P	30,7	Aberta	PMR-14
140	44	P	30,6	Aberta	PMR-14
170,6	8,3	P	25,2	Aberta	PMR-14
107	5,6	P	29,7	Fechada	PMR-15
111	48,6	P	28,2	Fechada	PMR-15
191	8,4	P	27,2	Fechada	PMR-15
241	35,4	P	26,9	Fechada	PMR-15
18	77,1	P	26,5	Fechada	PMR-15
213	10,8	P	27,8	Aberta	PMR-15
288	8,9	P	27,5	Aberta	PMR-15

Atitude (Clar)	Mergulho		Profundidade	Observação	
120	37,5	P	25,9	Aberta	PMR-15
150	27,3	P	25,6	Aberta	PMR-15
81	78,5	P	18,0	Aberta	PMR-15
79	74,1	P	17,8	Aberta	PMR-15
70	56,5	P	16,2	Aberta	PMR-15
96	46	P	15,9	Aberta	PMR-15
77	88	P	14,9	Aberta	PMR-15
87,2	72,3	P	14,6	Aberta	PMR-15
183	30,2	P	14,5	Aberta	PMR-15
94,5	34,6	P	14,3	Aberta	PMR-15

Anexo III – Ensaaios Hidráulicos

Hydraulic conductivity [cm/s]: 1.60×10^{-8}

Slug Test No. 1

Test conducted on: 02/2005

PMR-01B

PMR-01B

Static water level: 38.1 cm below datum

[illegible]

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 2		Test conducted on: 02/2005	
PMR-02

Hydraulic conductivity [cm/s]: $3,10 \times 10^{-7}$

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Test	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 3		Test conducted on: 02/2005	
PMR-03

Hydraulic conductivity [cm/s]: $3,00 \times 10^{-6}$

Hydraulic conductivity [cm/s]: 1.70×10^{-6}

Slug Test No. 4

Test conducted on: 02/2005

PMR-04

PMR-04

Static water level: 2100.0 cm below datum

[illegible]

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 5		Test conducted on: 02/2005	
PMR-05

Hydraulic conductivity [cm/s]: $5,40 \times 10^{-8}$

PMR-05[illegible]

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 6		Test conducted on: 02/2005	
PMR-06

Hydraulic conductivity [cm/s]: 2,01 x 10⁻⁸

PMR-06[illegible]

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by:	
Slug Test No. 7		Test conducted on: 02/2005	
PMR-07

Hydraulic conductivity [cm/s]: 1,40 x 10⁻⁷

[illegible]

	Pumping test analysis Time-Drawdown-method after COOPER & JACOB Unconfined aquifer	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Pumping Test No. 12		Test conducted on: 03/2004	
PMR-11			
Discharge 1,000 m³/h

Transmissivity [cm²/s]: $1,44 \times 10^{-1}$

Hydraulic conductivity [cm/s]: $7,23 \times 10^{-5}$

Aquifer thickness [cm]: 2000,0

[illegible]

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 8		Test conducted on: 08/2005	
PMR-12

Hydraulic conductivity [cm/s]: 5,40 x 10⁻⁸

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 9		Test conducted on: 08/2005	
PMR-13

Hydraulic conductivity [cm/s]: $2,45 \times 10^{-7}$

PMR-13

271,0

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 9		Test conducted on: 08/2005	
PMR-14 A

Hydraulic conductivity [cm/s]: $9,00 \times 10^{-6}$

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado		slug/bail test analysis HVORSLEV's method		Date: 02/2008	Page 2
				Project: Anexo III - Bail Testes	
				Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 9			Test conducted on: 08/2005		
PMR-14 A			PMR-14 A		
Static water level: 237,7 cm below datum					
	Pumping test duration	Water level	Change in Waterlevel		
	[s]	[cm]	[cm]		
1	0	2950,0	2712,3		
2	10	2910,0	2672,3		
3	30	2889,0	2651,3		
4	50	2873,0	2635,3		
5	66	2863,0	2625,3		
6	90	2850,0	2612,3		
7	107	2840,0	2602,3		
8	120	2830,0	2592,3		
9	135	2820,0	2582,3		
10	150	2810,0	2572,3		
11	170	2800,0	2562,3		
12	220	2770,0	2532,3		
13	237	2760,0	2522,3		
14	255	2748,0	2510,3		
15	285	2730,0	2492,3		
16	310	2715,0	2477,3		
17	335	2700,0	2462,3		
18	355	2690,0	2452,3		
19	372	2680,0	2442,3		
20	387	2670,0	2432,3		
21	406	2660,0	2422,3		
22	431	2650,0	2412,3		
23	457	2630,0	2392,3		
24	470	2620,0	2382,3		
25	485	2615,0	2377,3		
26	508	2600,0	2362,3		
27	543	2580,0	2342,3		
28	580	2560,0	2322,3		
29	615	2540,0	2302,3		
30	650	2520,0	2282,3		
31	684	2500,0	2262,3		
32	721	2480,0	2242,3		
33	757	2460,0	2222,3		
34	794	2440,0	2202,3		
35	867	2400,0	2162,3		
36	960	2350,0	2112,3		
37	1057	2300,0	2062,3		
38	1155	2250,0	2012,3		
39	1250	2200,0	1962,3		
40	1360	2150,0	1912,3		
41	1466	2100,0	1862,3		
42	1572	2050,0	1812,3		
43	1685	2000,0	1762,3		
44	1920	1900,0	1662,3		
45	2190	1800,0	1562,3		
46	2455	1700,0	1462,3		
47	2766	1600,0	1362,3		
48	3108	1500,0	1262,3		
49	3500	1400,0	1162,3		
50	3965	1300,0	1062,3		

--	--

[illegible]

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 10		Test conducted on: 08/2005	
PMR-14 B

Hydraulic conductivity [cm/s]: 1,20 x 10⁻⁶

Universidade de São Paulo Instituto de Geociências Dissertação de Mestrado	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 02/2008	Page 1
		Project: Anexo III - Bail Testes	
		Evaluated by: Fernando Alves	
Slug Test No. 11		Test conducted on: 08/2005	
PMR-15

Hydraulic conductivity [cm/s]: 2,63 x 10⁻⁵

PMR-15[illegible]

[illegible]