

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências - Departamento de Geologia

Rodrigo Sérgio de Paula

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO DO AQUÍFERO CÁRSTICO-FISSURAL
DO GRUPO BAMBUÍ, BACIA DO RIACHO BOI MORTO NO MUNICÍPIO DE
SÃO FRANCISCO, NORTE DE MINAS GERAIS.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Belo Horizonte

2012

Rodrigo Sérgio de Paula

MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO DO AQUIFERO CÁRSTICO-FISSURAL DO GRUPO
BAMBUÍ, BACIA DO RIACHO BOI MORTO NO MUNICÍPIO DE SÃO FRANCISCO, NORTE
DE MINAS GERAIS.

Dissertação de Mestrado apresentado ao Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, com requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Linha de Pesquisa: Hidrogeologia

Orientadora: Dra. Leila Nunes Menegásse Velásquez

Belo Horizonte

2012

Dedicatória

Este Trabalho é dedicado à população de São Francisco, por me receber durante todo este período de maneira calorosa não apenas em sua cidade, mas dentro de suas casas, quero mostrar minha enorme gratidão e sinceros agradecimentos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente e de maneira especial à geóloga Lilian Catone Soares, que esteve presente do início ao fim deste trabalho, que além de muito contribuir para sua confecção sempre me apoiou quando mais precisava, obrigado pela dedicação e compreensão sua presença foi sempre essencial;

À minha orientadora Leila Nunes Menegásse Velásquez, pela vasta paciência, confiança, transmissão de conhecimento e apoio durante toda a fase de pesquisa;

À Universidade Federal de Minas Gerais em especial ao Departamento de Geologia – IGC e a todos os colegas que participaram comigo durante etapas de campo, quero deixar um abraço especial aos geólogos, Romulo, Alessandra, Frederico e Alan;

Ao CNPq, pelo suporte financeiro através do projeto de pesquisa, o qual se inseriu esta dissertação e ao Instituto Mineiro de Gestão das Águas, pelo apoio de campo em especial ao Sr. Geraldo;

Ao CEFET em especial ao professor Guilherme F. Marques, meu muitíssimo obrigado, pelos trabalhos de campo que realizamos junto e por todo o apoio e disponibilidade que sempre mostrou;

Ao Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear, pelo apoio de campo e ao seu corpo técnico pelo apoio durante a pesquisa, meus agradecimentos especiais para a Stela D. S. Cota e Paulo C. H. Rodrigues;

A minha família, amigos e todos aqueles que foram pacientes com minhas ausências durante vários convites por motivos que venho aqui apresentar.

“Para ser um bom observador é preciso ser um bom teórico.”

Charles Darwin

RESUMO

Este estudo foi conduzido na região no norte de Minas Gerais, município de São Francisco, com objetivo de definir um modelo numérico de fluxo no sistema aquífero cárstico-fissural da bacia do riacho Boi Morto, porção média da bacia do rio São Francisco, visando contribuir com dados para o planejamento dos recursos hídricos locais. Situado no contexto geológico das rochas neoproterozóicas pelito-carbonáticas do subgrupo Paraopeba, Grupo Bambuí, e das rochas siliciclásticas intemperizadas do Grupo Urucuia, o sistema aquífero estudado foi definido de acordo com as três unidades hidroestratigráficas assim constituídas: aquífero cárstico fissural inferior, aquífero metapelítico e aquífero cárstico-fissural superior. Procedeu-se a um estudo estatístico das direções de fraturas e dutos em afloramento selecionado a cada 1km², monitoramento anual (fevereiro 2010 a abril 2011) pluviométrico, fluvial e potenciométrico, avaliadas a recarga, permeabilidade, analisadas as direções condutoras e do fluxo geral. O modelo foi realizado em regime permanente pelo método de diferenças finitas utilizando o software *Visual Modflow* 2009.1, considerando o sistema poroso equivalente. Resultados do modelo foram coerentes com os previamente calculados, com erro médio absoluto foi inferior a 10%, avaliado satisfatório tendo em conta a forte anisotropia. Em relação a precipitação (974mm), a recarga foi de 12% (118mm) e o escoamento de base de 9% (90mm) e o escoamento superficial 14% (133mm).

Palavras Chave: Modelo numérico de fluxo, sistema aquífero cárstico-fissural; Bacia do riacho Boi Morto.

ABSTRACT

This study was carried through at the northern region of Minas Gerais State, São Francisco city and aimed at defining a numerical flow model in the fissure-karst aquifer system of Boi Morto Creek basin, middle portion of the São Francisco River basin. The expectancy is that this work contributes with data for the planning of the local hydric resources. The geological context is related to pelite-carbonate neoproterozoic rocks of the Paraopeba subgroup, Bambuí group, and weathered siliclastic rocks of Urucua Group. The aquifer system studied was defined according to three hydrostratigraphic units: inferior fissure-karst aquifer, metapelitic aquitard and superior fissure-karst aquifer. A statistical study of the directions of fractures and ducts was conducted on outcrops selected every 1km², annual (february 2010 to april 2011) pluviometric, fluvial and potentiometric monitoring was done, as well as evaluation of the recharge and permeability and analysis of the conduction directions and general flow. The model was made in permanent regime using the finite differences method, through Visual Modflow 2009.1 software, considering the equivalent porous system. The model results were consistent with the previously calculated results, with absolute average error under 10%, which was considered satisfactory due to the strong anisotropy. Regarding the precipitation (974 mm), the recharge was of 12% (118mm), the basic outflow was of 9% (89,8mm) and the superficial outflow 14 % (133 mm).

key words: Numerical Flow Modeling; Karst-Fissured Aquifer System; Boi Morto Creek Basin.

SUMÁRIO

RESUMO	I
ABSTRACT	II
1. INTRODUÇÃO	9
1.1. LOCALIZAÇÃO	10
1.2. JUSTIFICATIVAS.....	11
1.3. OBJETIVOS.....	11
1.4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	12
2. MATERIAIS E MÉTODOS	15
2.1. GEOLOGIA	15
2.2. HIDROGEOLOGIA	19
2.3. MODELO HIDROGEOLÓGICO	23
3. GEOLOGIA REGIONAL	26
3.1. ESTRATIGRAFIA	28
3.1.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO.....	28
3.1.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO.....	29
3.1.3. GRUPO SANTA FÉ.....	33
3.1.4. GRUPO AREADO.....	34
3.1.5. GRUPO MATA DA CORDA.....	35
3.1.6. GRUPO URUCUIA	35
3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA SÃO FRANCISCO	36
3.3. HIDROGEOLOGIA	39
4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA	43
4.1. ESTRATIGRAFIA	43
4.1.1. DOMÍNIO DOS CALCÁRIOS INFERIORES.....	44
4.1.2. DOMÍNIO DOS METAPELITOS.....	45
4.1.3. DOMÍNIO DOS CALCÁRIOS SUPERIORES.....	47
4.1.4. DOMÍNIO DOS METAPELITOS LAMINADOS.....	48
4.1.5. DOMÍNIO DOS ARENITOS.....	49
4.1.6. DOMÍNIO DAS COBERTURAS.....	50
4.2. ANÁLISE DAS ESTRUTURAS.....	51
4.2.1. LINEAMENTOS	52
4.2.2. FRATURAS	53

4.2.3.	CONDUTOS.....	56
4.2.4.	OCORRÊNCIA DE FRATURAS NOS METAPELITOS.....	57
4.2.5.	Estruturas Dúcteis.....	59
4.3.	DISCUSSÃO PARCIAL DOS RESULTADOS.....	60
5.	HIDROGEOLOGIA DA BACIA.....	64
5.1.	DINÂMICA HÍDRICA SUPERFICIAL.....	64
5.1.1.	PLUVIOMETRIA.....	66
5.1.2.	DESCARGAS SUPERFICIAIS.....	70
5.1.3.	AVALIAÇÃO DA RECARGA.....	75
5.2.	DINÂMICA HÍDRICA SUBTERRÂNEA.....	78
5.2.1.	PIEZOMETRIA.....	80
5.2.2.	ANÁLISE DE VARIAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA.....	83
5.2.3.	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA.....	90
5.3.	DISCUSSÃO PARCIAL DOS RESULTADOS.....	96
6.	MODELO HIDROGEOLÓGICO.....	99
6.1.	MODELO CONCEITUAL.....	99
6.1.1.	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS.....	99
6.1.2.	CONDIÇÕES DE CONTORNO.....	100
6.1.3.	CONDIÇÕES DE FLUXO D'ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	101
6.1.4.	REGIÕES DE ENTRADA E SAÍDA D'ÁGUA.....	102
6.1.5.	PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS.....	103
6.2.	MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	105
6.2.1.	EQUACIONAMENTO MATEMÁTICO.....	106
6.2.2.	CONSTRUÇÃO DO MODELO COMPUTACIONAL.....	110
6.2.3.	CALIBRAÇÃO DO MODELO EM REGIME PERMANENTE.....	118
6.3.	DISCUSSÃO PARCIAL DOS RESULTADOS.....	120
7.	CONCLUSÕES.....	124
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	127
	APÊNDICE -1: MAPA DE PONTOS DE MONITORAMENTO DA BACIA DO RIACHO BOI MORTO.....	134
	APÊNDICE -2: MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO RIACHO BOI MORTO.....	135

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO BACIA DO RIACHO BOI MORTO (BASE DIGITAL DO GOOGLE EARTH).	10
FIGURA 1.2: MATA CILIAR E CERRADO SUBSTITUÍDO POR PASTO PARA GADO.	13
FIGURA 1.3: DOLINA DE ABATIMENTO PREENCHIDA POR SOLO.	13
FIGURA 1.4: LATOSSOLO VERMELHO-ESCURO SOBRE A SEQUENCIA PELITO-CARBONÁTICA.	14
FIGURA 1.5: PONTO INTERMITENTE DO CÓRREGO, EXIBINDO A DISSOLUÇÃO DA MARGEM PELO FLUXO.	14
FIGURA 2.1: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS SUBÁREAS E MICROÁREAS (BASE CARTOGRÁFICA SGE1969).	16
FIGURA 2.2: AFLORAMENTOS DE 9M ² SELECIONADO EM CALCARENITO PARA REPRESENTAR AS MICRO ÁREAS.	17
FIGURA 2.3: MAPA DE PONTOS DE MONITORAMENTO (BASE DIGITAL DO GOOGLE EARTH).	19
FIGURA 2.4: DIVER UTILIZADO PARA MONITORAMENTO AUTOMÁTICO DE NÍVEL.	20
FIGURA 2.5: POÇO TUBULAR MONITORADO POR MEDIDOR DE NÍVEL MANUAL.	20
FIGURA 2.6: PONTO DE MONITORAMENTO FLUVIAL NO RIACHO BOI MORTO (P-120).	21
FIGURA 2.7: PLUVIOGRÁFO INSTALADO A MONTANTE DA BACIA DO RIACHO BOI MORTO(P-118).	21
FIGURA 3.1: MAPA GEOLÓGICO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DA BACIA INTRACRATÔNICA HOMÔNIMA, BASEADO EM ALKMIM & MARTINS-NETO 2001, RETIRADO DE CUKROV, ET AL. 2005.	27
FIGURA 3.2: COLUNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DA BACIA INTRACRATÔNICA DO SÃO FRANCISCO, ENFATIZANDO A CONSTITUIÇÃO DAS GRANDES UNIDADES DE PREENCHIMENTO (RETIRADA DE ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001).	29
FIGURA 3.3: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA BACIA INTRACRATÔNICA DO SÃO FRANCISCO, MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS GRANDES UNIDADES E AS PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS. CIDADES: SL: SETE LAGOAS; TM: TRÊS MARIAS. (RETIRADO DE ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001).	37
FIGURA 3.4: MAPA DE SISTEMAS AQUIFÉROS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO SÃO FRANCISCO EM MINAS GERAIS BASEADO NO MAPA GEOLÓGICO, ESCALA 1:1.000.000 (CODEMIG 1994, RETIRADO DE ALKMIM & MARTINS-NETO, 2001).	41
FIGURA 4.1: CAMADAS INTERCALADAS DE CALCARENITO E CALCILUTITO.	45
FIGURA 4.2: PEDREIRA DO DER, MOSTRANDO AFLORAMENTO DE CALCÁRIO FINO.	45
FIGURA 4.3: METAPELITO ALTERADO E PASTILHADO (EM VERMELHO DESTACAM-SE OS PLANOS DE FRATURAS).	46
FIGURA 4.4: SEDIMENTAÇÃO CÍCLICA MOSTRANDO A DEPOSIÇÃO DE CAMADAS DE CALCÁRIOS.	46
FIGURA 4.5: ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR EM CALCARENITO.	48
FIGURA 4.6: FLUORITA EM MEIO A VEIOS DE CALCITA, NO CALCARENITO GROSSO.	48
FIGURA 4.7: METAPELITO COM INTERCALAÇÕES DE CALCARENITO FINO.	49
FIGURA 4.8: ARENITO QUARTZOSO SILICIFICADO.	50
FIGURA 4.9: CONGLOMERADO COM MATRIZ ARENOSA E COBERTURA CARBONÁTICA.	50
FIGURA 4.10: MAPA DE RELEVO SOMBREADO COM AS DIREÇÕES DE LINEAMENTOS INTERPRETADOS.	52
FIGURA 4.11: DIAGRAMA DE ROSETA MOSTRANDO OS PRINCIPAIS TRENDS DE LINEAMENTO DAS ESTRUTURAS RÚPTEIS.	53
FIGURA 4.12: DIAGRAMA DE ROSETA MOSTRANDO OS PRINCIPAIS TRENDS DAS FRATURAS DOS CALCÁRIOS.	54
FIGURA 4.13: CALCARENITO COM TRÊS DIREÇÕES DE FRATURAS SUBVERTICAIS.	54

FIGURA 4.14: CALCARENITO COM FRATURA SUB-HORIZONTAL PARALELA AO ACAMAMENTO.....	54
FIGURA 4.15: CONDUTO N/S DESENVOLVIDO POR DUAS DIREÇÕES DE FRATURAS.	56
FIGURA 4.16: SUMIDOURO DESENVOLVIDO SOBRE DUTO N/S E OUTRAS DIREÇÕES DE FRATURAS.....	56
FIGURA 4.17: DIAGRAMA DE ROSETA MOSTRANDO OS PRINCIPAIS TRENDS DOS CONDUTOS.	57
FIGURA 4.18: AFLORAMENTOS DE METAPELITOS COM QUATRO DIREÇÕES DE FRATURAS.....	58
FIGURA 4.19: DIAGRAMA DE ROSETA MOSTRANDO OS PRINCIPAIS TRENDS DAS FRATURAS DOS METAPELITOS.....	58
FIGURA 4.20: DOBRA HOMOCLINAL NO METAPELITO.	59
FIGURA 4.21: RAMPA DE EMPURRÃO MOSTRANDO MOVIMENTO DESTAL.	59
FIGURA 4.22: BLOCO DE METAPELITO BASCULADO CONTRARIO AO PLANO DE FALHA, MOVIMENTO SINISTRAL.	60
FIGURA 4.23: ESTRUTURA S-C EM CALCÁRIO MOSTRANDO MOVIMENTO DESTAL.....	60
FIGURA 5.1: CAPTAÇÃO DA NASCENTE N10 DA VEREDA DO TABULEIRINHO.	64
FIGURA 5.2: BARRAMENTO DA NASCENTE N11 DA VEREDA DO TABULEIRINHO.	64
FIGURA 5.3: BACIA HIDROLÓGICA COM AS PRINCIPAIS NASCENTES E DIVISÃO COM RELAÇÃO A SUA INTERMITÊNCIA.	65
FIGURA 5.4: NASCENTE N8 LOCALIZADA NO CONTATO DO CALCÁRIO COM O METAPELITO.	66
FIGURA 5.5: RESSURGÊNCIA DA NASCENTE N1 EM, CONDUTO E-W.....	66
FIGURA 5.6: HISTÓRICO PLUVIOMÉTRICO DA ESTAÇÃO DA ANA ENTRE OS ANOS DE 1938 -2011 (1544012).	67
FIGURA 5.7: CURVA DE DUPLA MASSA, PARA OS DADOS PLUVIOMÉTRICOS DA BACIA DO BOI MORTO E DA ESTAÇÃO DA ANA (1544012).....	68
FIGURA 5.8: VARIAÇÃO DA ALTURA DA LÂMINA D'ÁGUA (M) COM A PLUVIOMETRIA (MM) DA BACIA.	70
FIGURA 5.9: PONTO DE MEDIÇÃO FLUVIOMÉTRICO E FIGURA GEOMÉTRICA ESQUEMÁTICA DE REPRESENTAÇÃO DE ÁREA. 71	
FIGURA 5.10: VARIAÇÃO DA VAZÃO COM A PLUVIOMETRIA.....	73
FIGURA 5.11: HIDROGRAMA DE VAZÃO E PLUVIOMETRIA PARA ANO HIDROLÓGICO 2010-2011.....	75
FIGURA 5.12: DETERMINAÇÃO DO COEFICIENTE DE RECESSÃO PELO MÉTODO DE BARNES (RETIRADO DE COSTA 2005). ...	76
FIGURA 5.13: CARACTERÍSTICAS DAS FRATURAS DAS ROCHAS CARBONÁTICAS.....	79
FIGURA 5.14: MAPA LITOLÓGICO COM OS PONTOS DE MONITORAMENTO SUBTERRÂNEO.....	80
FIGURA 5.15: MAPA POTENCIOMÉTRICO DE 1 DE JUNHO DE 2010.....	82
FIGURA 5.16: VARIAÇÃO DE NÍVEL ESTÁTICO COM A PLUVIOMETRIA.	84
FIGURA 5.17: VARIAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA COM A PLUVIOMETRIA.....	85
FIGURA 5.18: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-20), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA), CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).....	87
FIGURA 5.19: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-28), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA), CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).....	87
FIGURA 5.20: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-31), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA), CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).....	87
FIGURA 5.21: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-38), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA , CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).....	87
FIGURA 5.22: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-106), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA ,) CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).....	88

<i>FIGURA 5.23: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-107), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA), CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).</i>	88
<i>FIGURA 5.24: CORRELOGRAMAS PARA O PONTO (P-113), AUTOCORRELAÇÃO (À ESQUERDA), CORREÇÃO CRUZADA (À DIREITA).</i>	88
<i>FIGURA 5.25: (À ESQUERDA) VOLUME ELEMENTAR REPRESENTATIVO -VER - RETIRADO DE NEVES, 2005. (À DIREITA) MODELO DE ESPAÇAMENTO E FREQUÊNCIA DAS FAMÍLIAS DE FRATURAS ENCONTRADAS NA REGIÃO.</i>	91
<i>FIGURA 5.26: INFLUÊNCIA DA ABERTURA DA FRATURA NA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (ADOTADO DE HOEK & BRAY 1981, APUD DOMENICO & SCHWARTZ 1990 IN FERNANDES 2008).</i>	93
<i>FIGURA 5.27: COMPARAÇÃO ENTRE A VARIAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA DO P-20 COM A PLUVIOMETRIA.</i>	94
<i>FIGURA 5.28: GRÁFICO DE H/H0 EM FUNÇÃO DO TEMPO PARA O MÉTODO COOPER ET AL. (1967) PONTO P-28.</i>	95
<i>FIGURA 5.29: GRÁFICO DE H/H0 EM FUNÇÃO DO TEMPO PARA O MÉTODO COOPER ET AL. (1967) PONTO P-107.</i>	95
<i>FIGURA 5.30: GRÁFICO DE H/H0 EM FUNÇÃO DO TEMPO PARA O MÉTODO COOPER ET AL. (1967) PONTO P-113.</i>	95
<i>FIGURA 6.1: RELAÇÃO TRIGONOMÉTRICA ENTRE AS DIREÇÕES DAS FRATURAS E SUAS COMPONENTES Kx E Ky.</i>	104
<i>FIGURA 6.2: ESQUEMA DO EXPERIMENTO DE DARCY, RETIRADO DE WENDLAND, E. (2003).</i>	108
<i>FIGURA 6.3: QUOCIENTES DE DIFERENÇAS, RETIRADO DE WENDLAND, E. (2003).</i>	108
<i>FIGURA 6.4: REPRESENTAÇÃO DAS CÉLULAS ATIVAS E INATIVAS (LAYER-5).</i>	111
<i>FIGURA 6.5: MODELO TRIDIMENSIONAL COM A LOCALIZAÇÃO DOS CHD, DRENOS E GHB (ESCALA VERTICAL 10X).</i>	113
<i>FIGURA 6.6: DISCRETIZAÇÃO COM AS CONDUTIVIDADES HIDRÁULICAS (ESCALA VERTICAL 15X).</i>	116
<i>FIGURA 6.7: SISTEMA AQUIFERO COM LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS E DA FALHA GEOLÓGICA (ESCALA VERTICAL 10X).</i>	117
<i>FIGURA 6.8: GRÁFICO DE CALIBRAÇÃO DE PIEZÔMETROS OBSERVADOS E CALCULADOS.</i>	119
<i>FIGURA 6.9: SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA (CAMADA 5) E PERFIL (COLUNA 26) MOSTRANDO AS LINHAS DE FLUXO.</i>	121
<i>FIGURA 6.10: BALANÇO DE MASSA CALCULADO PELO VISUAL MODFLOW.</i>	122

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1.1: DISTRIBUIÇÃO PLUVIOMÉTRICA (MODIFICADO DE PATRUS ET AL., 2001, IN VELÁSQUEZ ET AL., 2007).	12
TABELA 2.1: CAMPANHAS DE CAMPO.	15
TABELA 3.1: ESTRATIGRAFIA DA SÉRIE BAMBUÍ NO CENTRO NORTE DE MINAS GERAIS (RETIRADA DE COSTA & BRANCO, 1960).	32
TABELA 4.1: RELAÇÃO DOS TRENDS, ESPAÇAMENTO E ABERTURA DAS FRATURAS.	55
TABELA 4.2: RELAÇÃO DOS SISTEMAS ESTRUTURAIS DA ÁREA.	61
TABELA 4.3: DIREÇÕES MAIS FREQUENTES DAS ESTRUTURAS ENCONTRADAS NA ÁREA DE ESTUDO.	63
TABELA 4.4: ESTRUTURAS DA COBERTURA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO (ADOTADO DE MISI, 2004).	63
TABELA 5.1: TABELA COM OS VALORES DE PRECIPITAÇÃO DA ESTAÇÃO DA ANA E DO PLUVIOGRÁFO DA BACIA.	67
TABELA 5.2: VALORES DE PLUVIOMETRIA QUE COMPÕEM A SERIE UTILIZADA PARA CÁLCULO DA RECARGA.	69
TABELA 5.3: VALORES UTILIZADOS NA EQUAÇÃO DE MANNING PARA CÁLCULO DE VAZÃO.	72
TABELA 5.4: RELAÇÃO PLUVIOMÉTRICA E FLUVIOMÉTRICA.	74
TABELA 5.5: VALORES DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL E SUBTERRÂNEO.	77
TABELA 5.6: PONTOS DE MONITORAMENTO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA.	81
TABELA 5.7: COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO E CORRELAÇÃO CRUZADA E TEMPO DE RESPOSTA.	89
TABELA 5.8: RELAÇÃO DAS FRATURAS E TIPOS DE AQUÍFEROS.	92
TABELA 5.9: DADOS HIDROQUÍMICOS (FORNECIDOS POR SOUZA E MOURA 2010B).	97
TABELA 6.1: RELAÇÃO DAS CONDUTIVIDADES COM AS UNIDADES AQUÍFERAS.	105
TABELA 6.2: DIMENSÕES DO MODELO COMPUTACIONAL.	110
TABELA 6.3: VALORES DE RECARGA UTILIZADOS NO MODELO COMPUTACIONAL.	114
TABELA 6.4: CARACTERÍSTICAS DOS DRENOS E GHB UTILIZADOS NO MODELO COMPUTACIONAL.	115
TABELA 6.5: RELAÇÃO DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E GEOLOGIA.	115
TABELA 6.6: PONTO DE MONITORAMENTO DE ENTRADA E SAÍDA D'ÁGUA DA BACIA.	118
TABELA 6.7: PONTO DE MONITORAMENTO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA.	120

1. INTRODUÇÃO

Apresenta-se os objetivos desta dissertação, os materiais e métodos empregados, e uma caracterização fisiográfica regional da área de estudo.

A dissertação foi desenvolvida por intermédio do projeto financiado pelo Conselho Nacional de desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, executado pela UFMG/CDTN/CEFET/IGAM intitulado: “Desenvolvimento de tratamento domiciliar do excesso de flúor natural ocorrente no aquífero Bambuí através de esferas adsorventes ocas do composto alumina-carvão ativado e a sua qualificação técnica, econômica e epidemiológica para o combate à fluorose dentária, na região semi-árida do Norte do Estado de Minas Gerais. Área teste de aplicação: Comunidade Brejo dos Angicos, Município de São Francisco”, constituído em Janeiro de 2012.

Tal projeto possui interface nas áreas do saneamento, saúde, educação e recursos hídricos, visando fundamentalmente à melhoria nos aspectos qualitativo e quantitativo da água e a prevenção à fluorose dentária diagnosticada naquelas localidades. Dentre os objetivos específicos, constava a caracterização hidrogeológica quantitativa e de fluxo da bacia do riacho Boi Morto. Assim, este estudo visou contribuir por meio da modelagem numérica do sistema aquífero, principal fonte de abastecimento das comunidades rurais da bacia.

Um modelo numérico do fluxo d'água subterrânea é uma importante ferramenta que permite compreender um sistema aquífero a partir da análise matemática de propriedades geológicas e hidrogeológicas inseridas em um intervalo de tempo definido.

A partir da construção de um modelo numérico é aceitável estimar os parâmetros hidrológicos das unidades aquíferas, tais como; condutividade hidráulica, valores de recarga e descarga, projeção da superfície potenciométrica, velocidade e sentido de fluxo entre outras características. Com a calibração do modelo e de condições iniciais, é admissível simular qual será a resposta dos sistemas aquíferos diante das diversas intervenções que podem neles incidir. É possível, por

exemplo, determinar vazões de explorações máximas sem impactar o sistema, assim como verificar impactos realizados por uma superexploração.

1.1. LOCALIZAÇÃO

Este estudo foi realizado no município de São Francisco, localizado a 578 km de Belo Horizonte, macrorregião do norte de Minas Gerais, na média bacia hidrográfica do rio São Francisco. A área de interesse é limitada pela bacia hidrográfica do riacho do Boi Morto e vereda do Tabuleirinho, sendo estes afluentes diretos pela margem direita do rio São Francisco, com extensão de aproximadamente 150 km² (Figura 1.1).

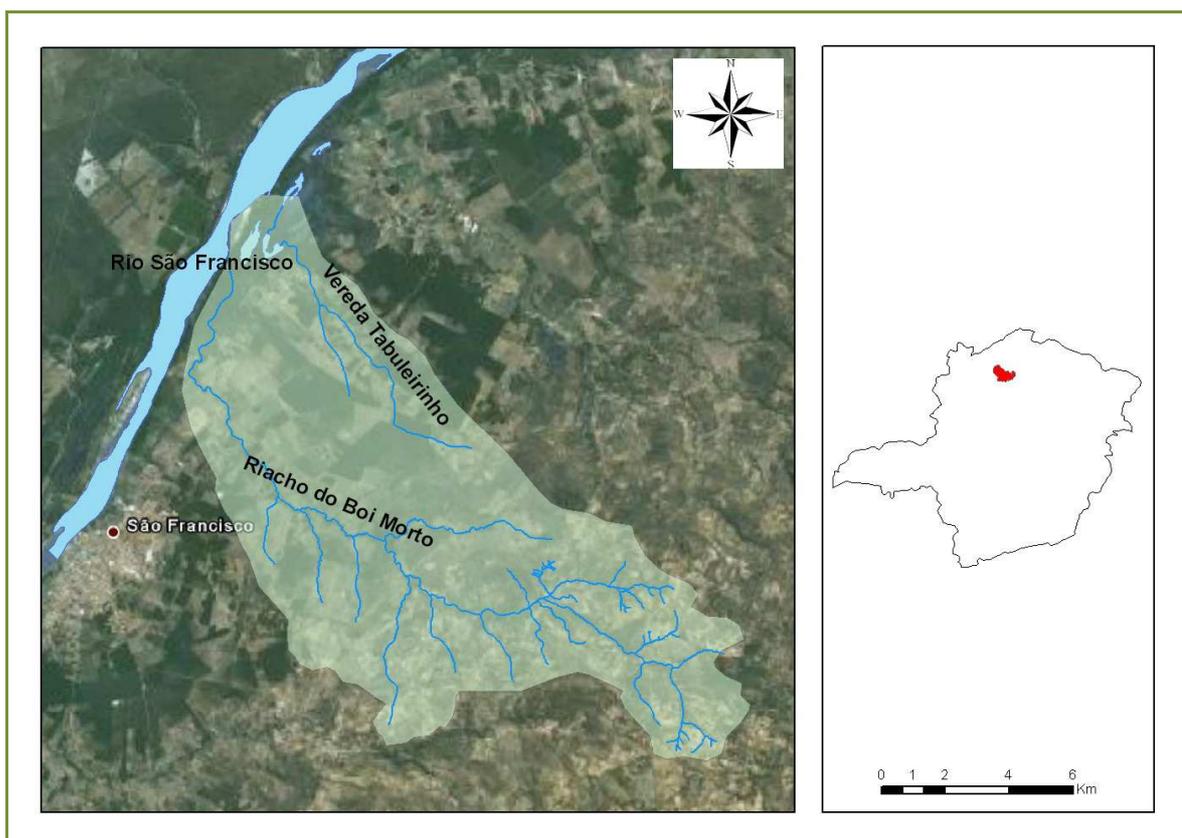


Figura 1.1: Mapa de localização bacia do riacho Boi Morto (Base digital do Google Earth).

1.2. JUSTIFICATIVAS

A bacia do riacho Boi Morto apresenta localidades com concentrações elevadas de flúor natural na água subterrânea (máximo de 3,0 mg/L), além de elevadas concentrações de sódio associado. O teor de fluoreto e sódio também aumenta em profundidade no aquífero (Velásquez *et al.*, 2007). Qualquer planejamento dos recursos hídricos na bacia deve, portanto, atentar para esse problema específico inerente a qualidade das águas subterrâneas, de modo a buscar fontes e formas alternativas de produção de água potável.

Assim, esse trabalho visou contribuir para um melhor entendimento da dinâmica hídrica subterrânea e da avaliação da disponibilidade hídrica, através da identificação das zonas de recarga, definição do fluxo de base e superficial, sendo estes dados imprescindíveis a qualquer planejamento pretendido.

1.3. OBJETIVOS

O objetivo geral foi a elaboração de um modelo computacional de fluxo em regime permanente do sistema aquífero cárstico-fissural da bacia do riacho Boi Morto no município de São Francisco, norte de Minas Gerais, a partir da caracterização hidrológica superficial e subterrânea, da anisotropia do meio aquífero e da compreensão da dinâmica hídrica subterrânea.

Como objetivos específicos o estudo visou:

- i.* Avaliação geológica da bacia, assim como a caracterização da anisotropia do sistema cárstico-fissural;
- ii.* Avaliação hidrológica da bacia e compreensão da dinâmica hídrica subterrânea;
- iii.* Elaboração de um modelo hidrogeológico conceitual.

1.4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

Segundo a classificação climática de Köppen *in Velásquez et al., 2007*, o clima da área estudada é do tipo sub-úmido, com inverno seco e verão chuvoso. A temperatura média anual é de 24°C, e a precipitação é de 1052mm/ano (estação meteorológica de São Francisco).

A distribuição pluviométrica é caracterizada pelos períodos chuvoso e seco, sendo que 91% do volume pluviométrico é representado pelo período chuvoso e 9% pelo período seco, o que define bem estas duas estações. O período chuvoso ocorre nos meses de outubro a março, sendo dezembro e janeiro responsáveis por 42,3% de todo o volume anual, marcando um subperíodo de chuvas intensas na região. Este subperíodo e outros, tais como os períodos já descritos neste parágrafo estão representados na tabela 1.1.

Tabela 1.1: Distribuição Pluviométrica (modificado de Patrus et al., 2001, in Velásquez et al., 2007).

Período e Subperíodos (meses)	Pluviometria (mm)	%
Total Seca (Abril-Setembro)	94,6	9,0
Início das Chuvas (Outubro-Novembro)	268,5	25,5
Chuva Intensa (Dezembro-Janeiro)	445,2	42,3
Final das Chuvas (Outubro-Novembro)	244,6	23,2
Total Chuva (Outubro-Março)	958,3	91,0
TOTAL	1052,9	100,0

Os biomas predominantes são representados pelo cerrado e pela caatinga, com espécies vegetais características de pequeno a grande porte; e, em uma menor proporção, por vegetação de várzea nas áreas úmidas com influência fluvial; em alguns pontos, matas ciliares (Minas Gerais, 2006 *in Velásquez et al., 2007*). Devido a ações antrópicas na região, observa-se a substituição de grande parte desses biomas por pastagem e plantações de subsistência (Figura 1.2).

Na área de estudo são identificadas três unidades de relevo: superfície ondulada, superfície de domínio cárstico e vale do rio São Francisco (Velásquez *et al., 2007*). As feições cársticas presentes na bacia mostram um relevo bem evoluído, exibindo características iniciais de evolução até processos mais avançados, tais como preenchimento de fraturas verticais e dolinas. As rochas carbonáticas apresentam características marcantes, tais como cavernas, dolinas de abatimentos

(Figura 1.3), sumidouros e maciços com *lapiás*. Essas feições são expostas ou recobertas por metassedimentos das rochas pelíticas ou de cobertura.



Figura 1.2:Mata ciliar e cerrado substituído por pasto para gado.



Figura 1.3: Dolina de abatimento preenchida por solo.

As feições de relevo cárstico, como abatimentos, maciços rochosos com *lapiás*, cavernas e condutos, ocorrem nas camadas mais espessas das rochas carbonáticas. Patamares extensos e tabulares, situados nas cotas mais elevadas, correspondem às áreas recobertas por arenitos cretáceos. Nos topos e altas encostas dos patamares, ocorrem solos arenosos de coloração amarelada a rosada, muito susceptíveis a erosão. São solos quartzosos, porosos e permeáveis (Velásquez *et al.*, 2007).

As feições cársticas presentes na bacia de estudo mostram um relevo bem evoluído, exibindo características iniciais de evolução até processos mais avançados, tais como, preenchimento de fraturas verticais; pontos de infiltração vertical identificados por fraturas verticais com presença de dissolução; dolinas de dissolução; sendo algumas relacionadas aos abatimentos.

Elevações de topo tabular a convexas e encostas de decline suave são predominantes nas sucessões pelitocarbonáticas. O solo predominante é dos tipos: Latossolo vermelho-escuro (Figura 1.4) e latossolo vermelho-amarelo; solos litólicos ocorrem em algumas áreas elevadas constituídas por metapelitos com predominância de fragmentos líticos (Velásquez *et al.*, 2007).

O rio São Francisco ocupa um leito com largura em torno de 600 m, com barras de canal formando ilhas de dimensões expressivas. Em suas margens, predominam sedimentos arenosos. Localmente, afloram camadas de rochas do Grupo Bambuí. O terraço atual limita-se às imediações do rio, em cotas de cerca de 450 m. Um terraço mais antigo se estende por ambos os lados do rio nas cotas 460 m a 450 m com largura de alguns quilômetros (Velásquez *et al.*, 2007).

Os padrões das drenagens secundárias são representados por drenagens subperpendiculares ao rio São Francisco. No fim da estação chuvosa até o fim da estação seca, é comum encontrar vários afluentes do São Francisco secos (Figura 1.5) ou com sua drenagem parcialmente seca, isto em função das características climáticas da região e às ações antrópicas ligadas à agropecuária.



Figura 1.4: Latossolo vermelho-escuro sobre a sequência pelito-carbonática.



Figura 1.5: Ponto intermitente do córrego, exibindo a dissolução da margem pelo fluxo.

A bacia estudada pode ser dividida em duas regiões em função da perenidade do riacho Boi Morto, e de suas nascentes, sendo sua porção a montante representada por um córrego intermitente e a porção a jusante perene. Assim predominam nascentes intermitentes a montantes e perenes a jusante. Contudo, nascentes de comportamentos contrários também ocorrem, em virtude da complexidade do fluxo subterrâneo nesse sistema (cárstico), envolvendo ressurgências, sumidouros entre outros.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Tendo em vista a importância da elucidação dos procedimentos adotados nesta pesquisa, serão descritos a seguir os materiais e métodos a partir dos quais chegou-se aos resultados que serão apresentados ao longo do texto. O capítulo foi dividido em tópicos nos quais se aplicaram metodologias que atendem aos objetivos específicos e que, em conjunto, permitem chegar ao objetivo geral da dissertação.

Os trabalhos tiveram início no segundo semestre de 2009 e terminaram no primeiro semestre de 2012. As atividades de campo foram divididas em cinco etapas que totalizaram 61 dias de trabalho (Tabela 2.1), nos quais foi feito o levantamento de dados para a caracterização geológica e hidrogeológica da área de estudo.

Tabela 2.1: Campanhas de campo.

Período de Campo	Trabalhos Realizados
10 dias em jul/2009	Reconhecimento da área e localização de pontos para monitoramento.
18 dias em fev/2010	Instalação da rede de monitoramento automática.
5 dias em abr/2010	Monitoramento.
22 dias entre jun-jul/2010	Monitoramento, reconhecimento geológico e mapeamento estrutural.
6 dias em abr/2011	Monitoramento Hidrogeológico.

2.1. GEOLOGIA

A caracterização geológica visa atender os objetivos específicos relacionados ao modelo físico e estudar a anisotropia do sistema cárstico-fissural. A caracterização da anisotropia baseou-se no estudo das fraturas medidas nas unidades geológicas que constituem tal sistema. Apenas as fraturas nas rochas carbonáticas foram estudadas devido a sua relação direta com a circulação de fluxo da água subterrânea.

O mapa geológico utilizado foi o executado por Moura & Souza (2010) na escala 1:60.000, no qual foi acrescentado a exposição de uma unidade carbonática (inferior) identificada a noroeste.

As unidades geológicas foram descritas na ordem cronológica de formação, com destaque para a descrição da petrografia macroscópica e espessura dos pacotes, denominam estas ocorrências estratigráficas por domínios geológicos.

Na caracterização dos sistemas de fraturas, a área foi dividida em 41 subáreas de 4km² e, posteriormente, estas divididas em quatro novas microáreas de 1km² (Figura 2.1). A geologia foi descrita em cada subárea com foco nas estruturas rúpteis encontradas. O objetivo desta divisão é apresentar um melhor detalhamento das fraturas do afloramento mais representativo de uma microárea, conforme descrito abaixo.

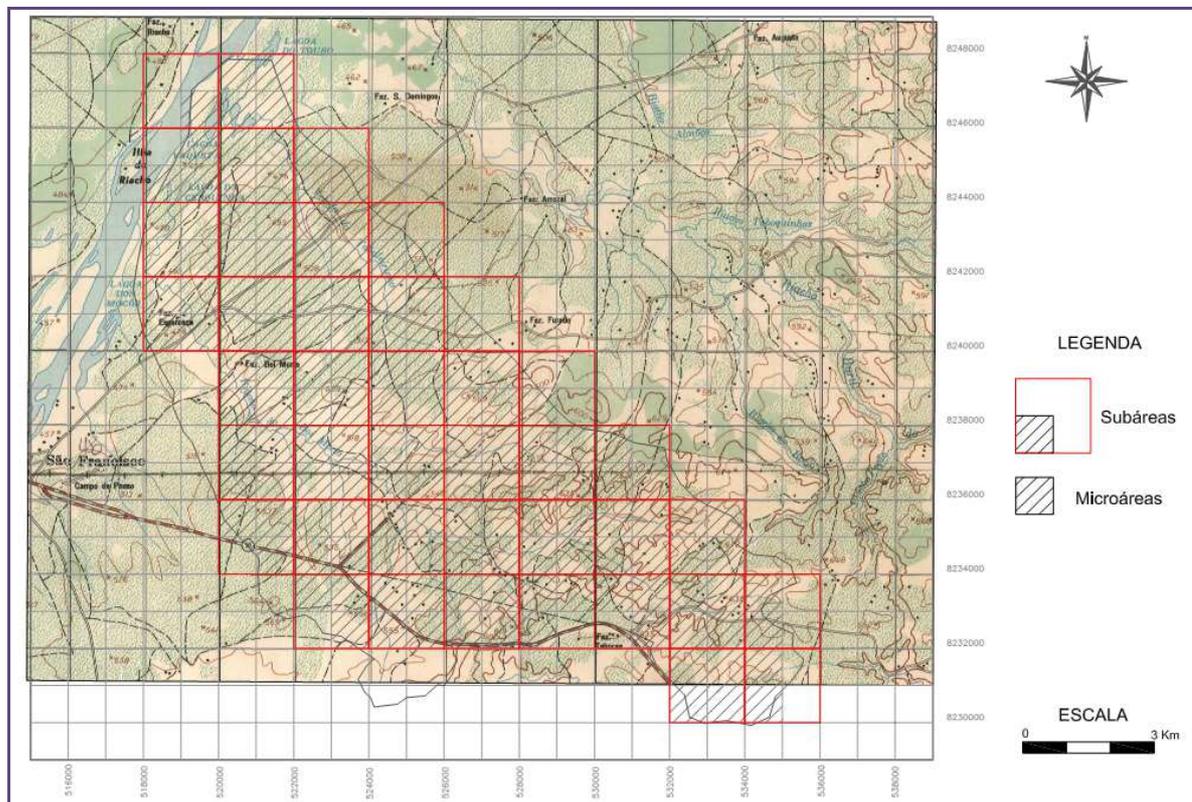


Figura 2.1: Mapa de distribuição das subáreas e microáreas (base cartográfica SGE1969).

Escolhido o afloramento de rocha carbonática de maior representatividade (Figura 2.2) foram realizados os seguintes procedimentos:

Em uma área de aproximadamente 9m² com arestas (x, y) de dimensões semelhantes, foram identificadas as famílias de fraturas e realizadas as medidas de orientação, frequência, espaçamento e abertura destas famílias. O objetivo deste procedimento é identificar as características de cada família e sua relação com a respectiva unidade hidroestratigráfica.

Unidades estas aqui definidas como um corpo de rocha distinguido e caracterizado por sua porosidade e permeabilidade (Seaber 1988 *in* Lazarim 1999). Devido às fraturas paralelas ao S0 sub-horizontal, adotou-se uma profundidade (z) de 3 metros para o afloramento escolhido com o objetivo de representar melhor o espaçamento das fraturas neste eixo.



Figura 2.2: Afloramentos de 9m² selecionado em calcarenito para representar as micro áreas.

A partir da identificação dos *trends* das fraturas nas micro-áreas foi feita uma correlação com o espaçamento e a abertura destas estruturas, de modo a agrupar as descontinuidades individuais com as mesmas características mecânicas e físicas para melhor caracterizar cada família.

O espaçamento entre descontinuidades é medido como a distância perpendicular entre duas descontinuidades de atitudes similares, e então é adotado o valor modal de uma família de descontinuidade conforme ABGE/CBMR, (1983 *in* Durand 1995).

A abertura foi medida a partir da distância perpendicular entre paredes adjacentes de uma descontinuidade, sendo adotado um valor médio para uma mesma abertura, conforme Associação

Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE)/Comitê Brasileiro de Mecânica de Rocha (CBMR), 1983 in Durand 1995. Como as aberturas ocorrem mais largas quando mais próximas da superfície, característica do processo erosivo, este procedimento foi considerado igual para toda área.

Os dados obtidos em campo foram tratados estatisticamente de modo a melhor representar as direções e características das fraturas que podem contribuir para circulação da água subterrânea. Este procedimento foi adotado também na interpretação dos lineamentos por um Modelo Digital de Elevação (MDE) e demais estruturas rúpteis.

A imagem para a interpretação dos lineamentos foi obtida de arquivos ASTER (*Advanced spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) obtidos a partir de um instrumento a bordo do Satélite TERRA (EOS-AM1). As imagens ASTER apresentam 14 bandas espectrais com resolução variável de 15 a 90 metros dependendo da banda.

A partir destes dados, foi gerada uma imagem de falsa cor composta, MDE (imagem de representação digital de seção da superfície), que utiliza bandas no espectro visível com resolução espacial de 15 metros. Com a imagem MDE foi possível interpolar um mapa hipsométrico que foi georreferenciado com a imagem do Google para região com precisão de 30 metros, e a partir disto, confeccionado um mapa de relevo sombreado de mesma precisão, que foi utilizado para realizar a interpretação dos lineamentos.

Foram realizadas diagramas de rosetas, para as estruturas rúpteis, lineamentos e estruturas de dissolução com objetivo de correlacionar essas direções entre si e inferir as principais direções de fluxo. Os máximos identificados foram relacionados a um intervalo angular de 20° distribuídos em duas ou três pétalas da roseta. Este intervalo foi calculado matematicamente para que cada família represente no mínimo 15% de todas as medidas.

2.2. HIDROGEOLOGIA

Os estudos hidrogeológicos visam atender os objetivos específicos relacionados ao modelo físico dos aquíferos. Para isso, estes estudos concentraram-se no monitoramento e instalação de uma rede automatizada superficial e subterrânea (Figura 2.3 e Apêndice – 1) de modo a obter as propriedades hidrológicas das rochas envolvidas e também o sentido de fluxo dos aquíferos.

Para os estudos de água superficial, tal como de águas subterrâneas, é necessário ressaltar que foi feito o monitoramento de um ciclo hidrológico completo, com início em fevereiro de 2010 e término em abril de 2011.

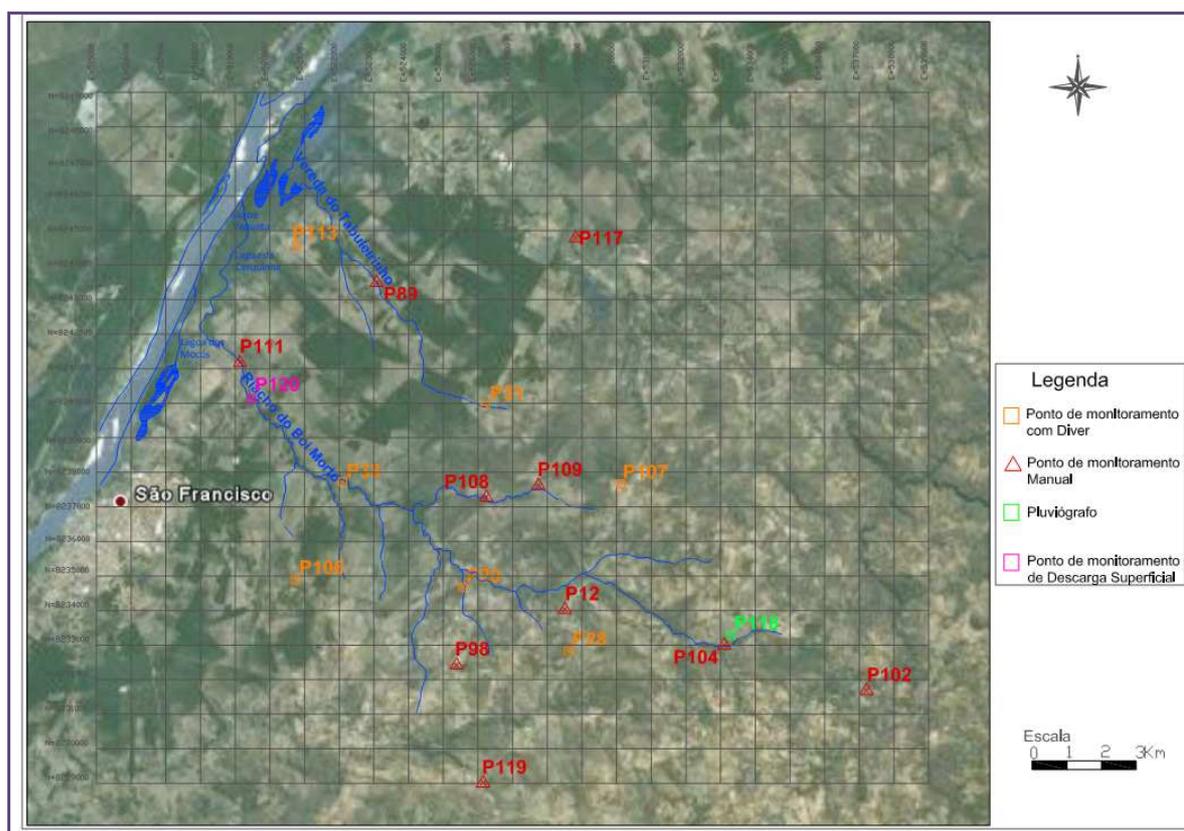


Figura 2.3: Mapa de pontos de monitoramento (Base digital do Google Earth).

A base dos estudos hidrogeológicos realizados a partir do monitoramento de nível estático/dinâmico foi realizada de forma automática por oito transdutores de pressão (*divers* - Figura 2.4), sendo um instalado em seção fluvial e outros sete em poços tubulares.

O *diver* é um dispositivo eletrônico instalado submerso em poços ou leitos de rios que permite registrar a pressão que a água exerce sobre o aparelho. E o *barodiver*, aparelho semelhante ao *diver* que mede a pressão atmosférica sobre si com finalidade de corrigir o a pressão atmosférica no *diver*, Este processo permite a obtenção de uma coluna d'água sobre o aparelho que torna possível a medição do nível estático do aquífero. Os aparelhos mencionados foram programados para registrar dados a cada 30 minutos nos poços e a cada 5 minutos em seção fluvial.



Figura 2.4: Diver utilizado para monitoramento automático de nível.

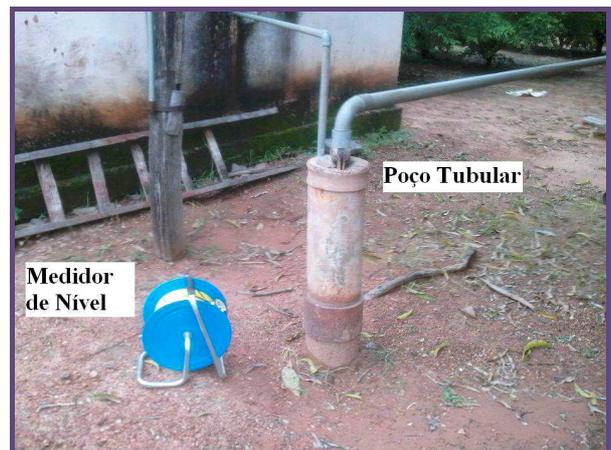


Figura 2.5: Poço tubular monitorado por medidor de nível manual.

Durante o processo de coleta dos dados automáticos, com objetivo de aumentar a malha de monitoramento (Figura 2.3), foi realizado o monitoramento manual de nível estático (Figura 2.5) em poços que, embora se encontrassem na área de estudo, não possuíam *divers*. Concomitantemente, procedeu-se o monitoramento dos pontos onde há *divers* para fazer a conferência dos dados automáticos.

Os dados obtidos pelo monitoramento de nível foram utilizados para análise de piezometria, identificação de fluxos e cálculos de condutividade hidráulica.

Para realização do balanço hídrico e obtenção da recarga aquífera, empregaram-se os dados monitorados pelo *diver* instalado a jusante do riacho do Boi Morto (Figura 2.6) e de um pluviógrafo a montante da bacia (Figura 2.7). Tais dados permitiram calcular a descarga superficial (pela relação cota x vazão) e a recarga da bacia por meio da separação do hidrograma.



Figura 2.6: Ponto de Monitoramento Fluvial no riacho Boi Morto (P-120).



Figura 2.7: Pluviógrafo instalado a montante da bacia do riacho Boi Morto (P-118).

O cálculo da vazão de descarga foi feito a partir do método de Manning, em que se emprega a relação da seção fluviométrica da bacia pelo coeficiente de Manning. Segundo Plínio (2011) este método é a fórmula para dimensionamento de condutos livres mais conhecida entre as usadas no Brasil, Estados Unidos e demais países de língua inglesa.

A avaliação da recarga foi conduzida a partir da separação dos hidrogramas em duas partes: fluxo de base e escoamento superficial. Segundo Custodio & Lhamas (1983) a recarga pode ser considerada pela aproximação do escoamento de base em um regime de longo tempo, onde a entrada é aproximadamente igual à saída.

Para análise da dinâmica hídrica subterrânea foi, a priori, analisada a variação de nível no aquífero cárstico fissural. Para tanto, foram avaliadas séries temporais de carga hidráulica e pluviometria.

Tal análise requer uma medida de dependência, podendo ser feita com funções de autocorrelação e correlação cruzada de séries temporais (Marques 2011) - nível de água dos poços e precipitação. Segundo Marques (2011) a análise de séries temporais é uma aproximação sistemática para investigar estatisticamente a correlação do tempo em dados experimentais não acessíveis a métodos estatísticos, dependendo da suposição da independência e distribuição idêntica.

A função de autocorrelação mede a relação linear ou a dependência entre uma série e seus valores de defasagem. Ferrari & Karmann (2008) descrevem que, para um sistema cárstico, o tempo necessário para perda de memória das condições iniciais está entre 0,1 e 0,2. Se estes valores forem encontrados em intervalos de tempo curtos, indicam um sistema cárstico ativo e bem desenvolvido, com pequeno armazenamento. A função de correlação cruzada mede a relação entre duas séries, nível de água e precipitação em questão, e a possível relação causal.

De modo a obter parâmetros do sistema aquífero para calibração do modelo numérico de fluxo foi calculada a condutividade hidráulica do sistema aquífero para um sistema cárstico-fissural. A condutividade hidráulica foi calculada a partir do levantamento das fraturas (Lei cúbica) assim como pelos dados de recuperação dos poços tubulares em funcionamento medidos pelos *divers*, aplicando o *bail test*. A aplicação dos dois métodos teve como base a melhor caracterização da condutividade hidráulica no sistema aquífero cárstico-fissural.

Segundo Fernandes (2008), a condutividade hidráulica em meio fraturado pode ser calculada para um grupo de fraturas planares e lisas obedecendo a Lei de Darcy e utilizando a equação desenvolvida por SNOW, denominada de lei cúbica.

Para analisar os *bail test* foi utilizado o *software aquífer test 3.5 da Schlumberger Water Services*, e empregado o método de Cooper-Bredehoeft-Papadoulos (1967). Segundo Fiori (2010), que aplicou vários métodos para determinação de condutividade hidráulica, o método de Cooper-Bredehoeft-Papadoulos (1967) pode ser considerado um método adequado para aquíferos fraturados.

2.3. MODELO HIDROGEOLÓGICO

A partir da caracterização geológica da área, foi desenvolvido um modelo hidrogeológico conceitual para a bacia, no qual foram definidas, redes de drenagem, linhas e condições de fluxos de água subterrânea, zonas de recarga e descarga, delimitação das unidades hidrogeológicas e a distribuição das estruturas rúpteis que influenciam os fluxos subterrâneos da bacia.

As regiões nordeste e sudoeste da bacia não apresentam condições físicas de contorno, entretanto, o monitoramento do nível de água teve abrangência maior do que a bacia do riacho Boi Morto e as cargas hidráulicas medidas nesta região indica uma não continuidade de fluxo fora dos limites da bacia. Isso possibilitou constatar a não continuidade lateral de fluxo subterrâneo no entorno dessas direções, o que permitiu o isolamento hidráulico do modelo, exceto uma conectividade de aporte para dentro da bacia na porção sudeste, proveniente de uma bacia adjacente do riacho Tabocal. A região noroeste da bacia se encontra limitada pelo rio São Francisco sendo este usado para delimitar a bacia nesta direção.

As unidades aquíferas foram conceituadas em função das unidades hidroestratigráficas da região, sendo estas relacionadas aos aquíferos e aquíferos envolvidos. Foram definidas também as suas relações com as estruturas rúpteis condutoras de água para assim definir a relação de anisotropia das unidades aquíferas. Para elaboração do modelo conceitual de fluxo foi necessário:

- ✓ Mapa geológico e topográfico;
- ✓ Quantificação da relação dos aquíferos e não-aquíferos e águas superficiais;
- ✓ Mapa de superfície potenciométrica;
- ✓ Locais e taxas de recarga, descargas;
- ✓ Dados de carga hidráulica de poços de observação;
- ✓ Parâmetros dos aquíferos: condutividade hidráulica.

Para o modelamento numérico do fluxo d'água subterrâneo, foi adotado o programa *Modflow*, utilizando o *software Visual Modflow* que trabalha com o método das diferenças finitas. Este método pode simular condições de fluxo d'água subterrânea em aquíferos livres, confinados e

semiconfinados, bem como a combinação ou associação destes três tipos de aquíferos. O software utilizado foi o *Visual Modflow*, versão 2009.1, desenvolvido por Guiguer e Franz da *Waterloo Hydrogeologic Inc.* (McDonald & Harbaugh, 2009).

O *Modflow* visualiza um sistema tridimensional como uma sequência de camadas de materiais com diferentes propriedades hidráulicas. A malha horizontal é gerada especificando as dimensões das colunas e linhas. Como toda malha de diferença finita, a malha horizontal tem de ser a mesma para cada camada. As camadas horizontais são determinadas na direção do eixo perpendicular ao plano horizontal. A intersecção entre linhas e colunas em uma camada formam as células do *grid*.

As condições de contorno são condições matemáticas introduzidas no modelo, que dependem da carga hidráulica e/ou do fluxo, estas condições são aplicadas em cada célula do modelo.

- ✓ Células inativas: são aquelas que não recebem ou fornecem água ao sistema, apresentando fluxo nulo;
- ✓ Potencial Constante: são células cuja carga hidráulica dada permanece invariável;
- ✓ Drenos: são usados no modelo numérico para simular estruturas de descarga;
- ✓ Recarga: é a entrada d'água no modelo, sendo neste trabalho aplicada na célula ativa mais alta de cada coluna do modelo;

Os dados de monitoramento do nível d'água foram inseridos no modelo como poço de observação. Estes dados de entrada foram inseridos como cota do nível d'água em função do tempo, e permitem comparar os valores de carga hidráulica calculados pelo modelo com relação aos valores aferidos em campo.

Para calcular o balanço hídrico da bacia foi utilizado o programa “Zona de Balanço” que é executado após cálculo do *Modflow* em células pré-determinadas. O resultado deste balanço hídrico total é dado pelo volume e vazão de água que é retirada ou injetada em cada zona de balanço.

Há duas maneiras de representar o fluxo d'água em um modelo de simulação. A primeira é em regime permanente (*Steady State*) e a segunda em regime transitório (*transient*). Em regime permanente simulam-se as condições do aquífero em seu estado de equilíbrio com o tempo tendendo ao infinito, buscando definir, através da retroanálise, valores de recarga e da condutividade hidráulica do aquífero. Em regime transitório, simula-se o aquífero no estado de não equilíbrio, sendo necessário determinar o tempo de duração da simulação, que pode ser segundos, horas, dias, ou outras unidades temporais. O presente estudo contempla a simulação do fluxo d'água em regime permanente.

Um modelo numérico do fluxo d'água subterrânea permite representar as condições hidrogeológicas em um intervalo de tempo definido para simular, a partir de uma condição inicial, qual será a resposta do(s) aquífero(s) diante das diversas intervenções que podem neles incidir. Estas intervenções podem ser o bombeamento ou injeção de água por poços, a recuperação do nível d'água, entre outras.

A condição inicial corresponde a um campo de cargas hidráulicas inicial não necessariamente correspondente a valores condizentes com o sistema, mas necessários para o desenvolvimento dos cálculos matemáticos de modo a produzir uma superfície de nível d'água final correspondente a uma situação de equilíbrio no sistema simulado.

Para que um modelo numérico seja válido, é necessário realizar a calibração do mesmo. Este processo consiste em ajustar os parâmetros monitorados com os dados calculados pelo modelo numérico. Este ajuste de parâmetros é obtido a partir de um processo denominado retroanálise, em que são feitas sucessivas alterações nos valores das parâmetros hidrodinâmicas e nos valores das condições de contorno (recarga e descargas).

A partir do modelo calibrado, é possível, então, realizar simulações que podem representar condições futuras, como, por exemplo, determinar a vazão de exploração necessária para se alcançar um determinado rebaixamento, ou verificar os impactos e a recuperação de um determinado bombeamento. As simulações futuras serão mais precisas quanto melhor for a definição do modelo físico.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do São Francisco, área de estudo desta pesquisa, é considerada por alguns autores como Chang *et al.* (1988) in Alkmim & Martins-Neto (2001), a porção sul do cráton do São Francisco, coberta por sedimentos de idades proterozóicas a fanerozóicas. Para outros como Dominguez (1993) in Alkmim & Martins-Neto (2001), seria a porção *locus* da deposição dos sedimentos neoproterozóicos do Supergrupo São Francisco (ou, às vezes, somente do Grupo Bambuí), o que implica em considerar a extensão desta bacia para muito além dos limites do cráton do São Francisco.

Segundo Pflug & Renger (1973), o Cráton Sanfranciscano é orlado por um sistema de cordilheiras, especialmente no leste e oeste. Este sistema foi reconhecido como elemento estrutural do escudo brasileiro pela primeira vez por Guimarães (1951), que o denominou de Arqui-Brasil. Segundo os mesmos autores, o nome de “Crato Franciscano” foi introduzido por M. Barbosa (1966), que o define como núcleo cratônico, estabilizado no arqueano.

Almeida (1977) definiu o cráton do São Francisco como uma grande unidade tectônica cujo embasamento consolidou-se ao término do Ciclo Transamazônico. Sua cobertura compreende dois complexos, sendo o mais antigo correlato a dobramentos do Pré-Cambriano Superior e o mais novo do Brasileiro.

Alkmim e Martins-Neto (2001) consideram a Bacia do São Francisco como a porção sul do cráton homônimo, que atuou como bacia em pelo menos quatro estágios distintos no tempo posterior a 1,8 Ga. Definida de acordo com esses autores, a bacia cobre uma área de cerca de 500.000 km² nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Seus limites oeste e leste coincidem com os limites do cráton São Francisco. A nordeste, é balizada pelo corredor de deformação do Paramirim, e a sul, seu limite é erosional (Figura 3.1).

A Bacia São Francisco tem como principais unidades de preenchimento os Supergrupos Espinhaço e São Francisco, de idades, respectivamente, Paleo/Mesoproterozóica e

Neoproterozóica, além do Grupo Santa Fé, Permo-Carbonífero e dos Grupos Cretácicos, Areado, Mata da Corda e Urucuia.

Do ponto de vista estrutural, o cráton do São Francisco envolve dois cinturões de antepaís de vergências opostas, que correspondem às zonas externas das faixas Neoproterozóicas Brasília, Rio Preto e Araçuaí, além de um compartimento central onde a cobertura pré-cambriana acha-se indeformada (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

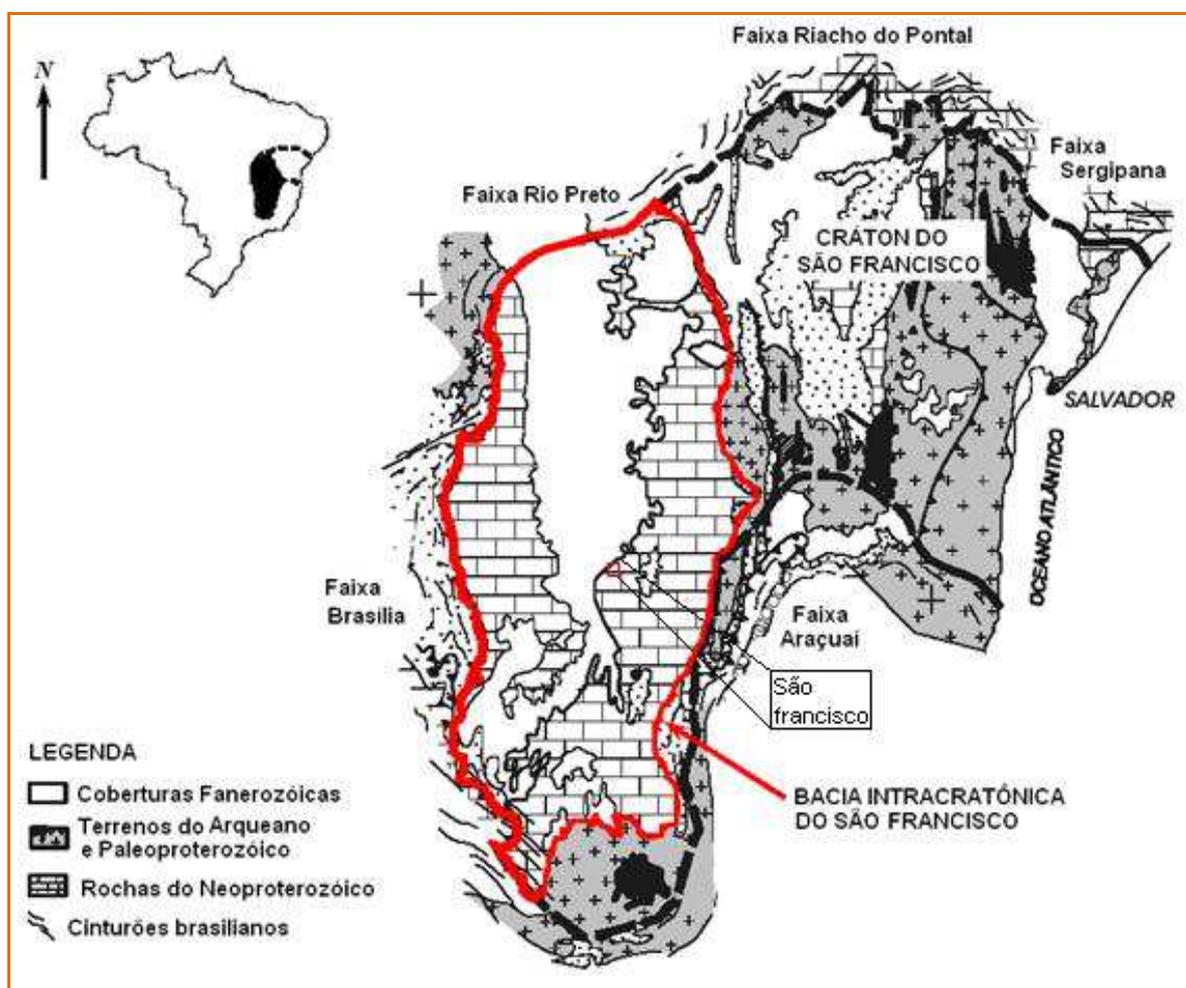


Figura 3.1: Mapa geológico do cráton do São Francisco, mostrando a localização da bacia intracratônica homônima, baseado em Alkmim & Martins-Neto 2001, retirado de Cukrov, et al. 2005.

As unidades de preenchimento do cráton e suas estruturas deformacionais refletem grandes mudanças de regime tectônico e registram, pelo menos, cinco importantes cenários geotectônicos da história geológica, que são: i) a instalação de um sistema de *riftes* no continente Paleoproterozóico de Atlântica, a cerca de 1,75 Ga; ii) o colapso de Rodínia e uma glaciação toniana, entre 950 e 900 Ma; iii) uma sequência de colisões que levaram a formação do Gondwana no Neoproterozóico; iv) a glaciação de Gondwana durante o Permo/Carbonífero; v) e, por fim, o surgimento Atlântico Sul, no Cretáceo (Alkmim e Martins-Neto, 2001).

3.1. ESTRATIGRAFIA

Caracterizam como embasamento da bacia intracratônica do São Francisco, as rochas mais velhas que 1.8 Ga e como unidades de preenchimento aquelas mais jovens que essa idade. O preenchimento da bacia comporta o Supergrupo Espinhaço (Paleo/Mesoproterozóico), o Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico), o Grupo Santa Fé (Permo/Carbonífera), os Grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Cretácicos) (Figura 3.2).

3.1.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço é constituído pelos depósitos da bacia Espinhaço Meridional, de idade Paleo/Mesoproterozóica, aflorantes na Serra do Espinhaço Meridional no estado de Minas Gerais. De acordo com Martins-Neto (1998), a evolução tectono-sedimentar dessa bacia permite sua caracterização como uma bacia do tipo *rifte-sag*, ou seja, desenvolvida inteiramente em contexto intracratônico (sem o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico), com um período de *rifteamento* inicial e um subsequente período flexural, caracterizado pela expansão em área da bacia.

Nos domínios extracratônicos, o Supergrupo Espinhaço é constituído na base por uma espessa sucessão de terrígenos continentais com intercalações vulcânicas e por sedimentos marinhos no topo. As áreas de exposição na bacia do São Francisco são relativamente pequenas, citando-se, dentre as mais expressivas, as serras do Cabral e da Água Fria. (Alkmim & Martins Neto, 2001).

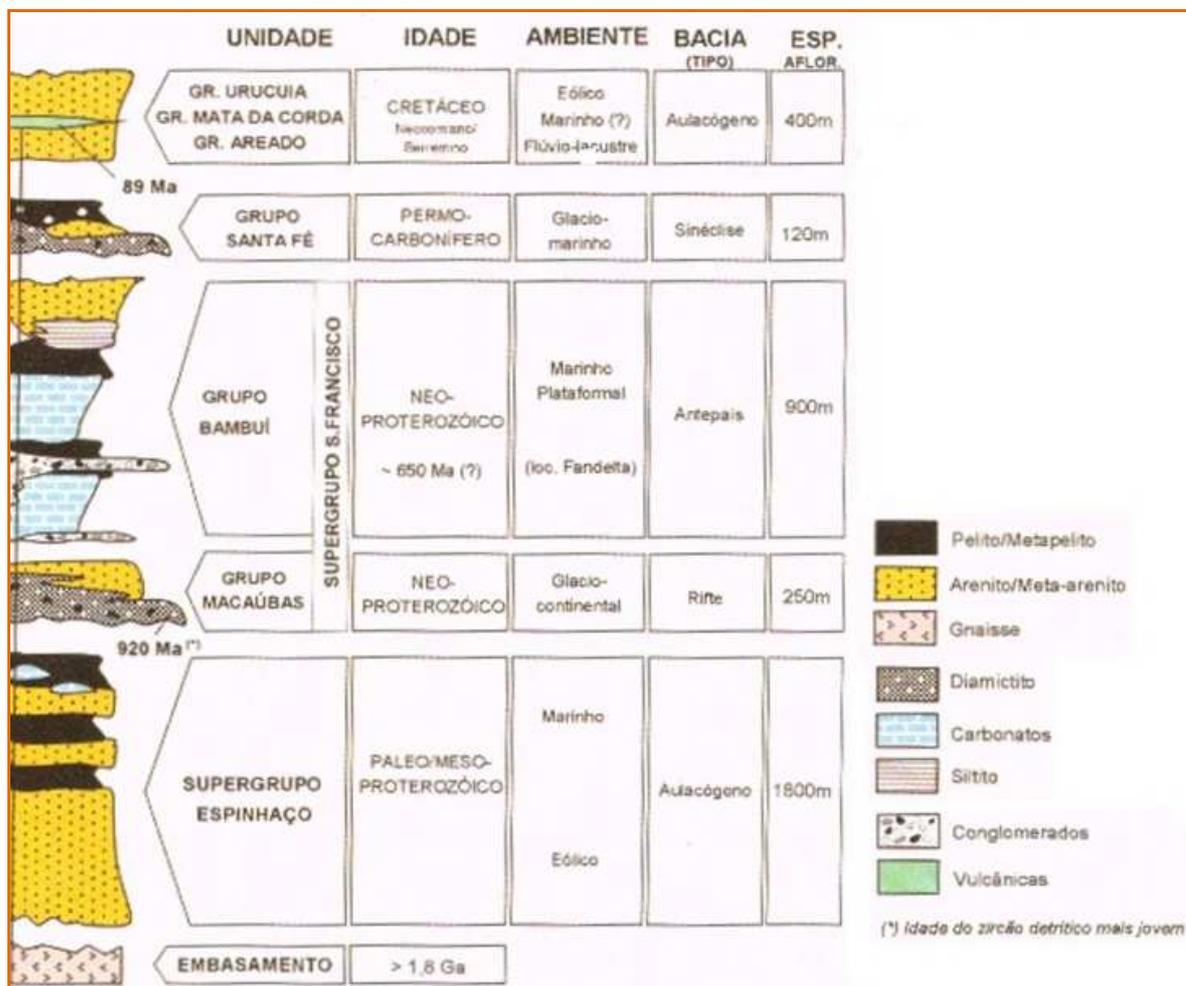


Figura 3.2: Coluna estratigráfica simplificada da bacia intracratônica do São Francisco, enfatizando a constituição das grandes unidades de preenchimento (retirada de Alkmim & Martins-Neto, 2001).

3.1.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

O Supergrupo São Francisco engloba duas unidades neoproterozóicas: o Grupo Macaúbas, glacio-continental e o Grupo Bambuí, marinho.

3.1.2.1 GRUPO MACAÚBAS

Segundo Pflug & Renger (1973), Moraes e Guimarães na edição (1930) denominaram Formação Macaúbas a anteriormente chamada Série de Lavras por Moraes (1929), que a descreveu como “uma série de filitos, arenitos e conglomerados que começa desde 8km a NE de Mendanha e 2km

a NE de Inhamy e continua para NE, formando extensas chapadas que se prolongam ao oriente do Jequitinhonha”. O nome Macaúbas se refere ao rio Macaúbas, norte de Minas Gerais, e litologicamente predominam na base rochas clásticas, enquanto para o topo observa-se uma participação maior de siltitos e filitos.

Segundo Alkmim & Martins-Neto (2001), o Grupo Macaúbas no interior do cráton é caracterizado por uma associação de diamictitos, arenitos e pelitos, representando depósitos glacio-continentais proximais e distais (aluviais, lacustres), sendo muito pouco expressivas as áreas de afloramento na Bacia do São Francisco.

3.1.2.2 GRUPO BAMBUÍ

Segundo Costa & Branco (1960) e Pflug & Renger (1973), Rimann (1917) adotou uma sugestão de H. Williams (1914), o qual denominou Série Bambuí um conjunto de rochas calcíferas e ardosianas aflorantes a oeste do rio São Francisco, até então denominadas “Übergangsgebirge” (tradução literal: montanhas de transição) por Von Eschwege. Estas rochas recobrem uma extensa área, desde parte da Bacia do rio São Francisco em Minas Gerais e Bahia, até Ceará e Bahia e cobrindo também vasta área em Goiás.

Segundo Pflug & Renger (1973), as rochas argilosas e calcárias que bordejam o rio São Francisco a partir de suas nascentes em Minas Gerais até a Bahia foram reconhecidas como uma formação própria por vários geólogos, incluindo Von Eschwege em 1832. Ainda de acordo com esses autores, Rimann (1917) introduziu a denominação Série Bambuí: “... a série Bambuí tem suas camadas muito dobradas e geralmente inclinadas e deve ser de idade Siluriana, em vista dos corais de fósseis encontrados por Sr. Derby nas rochas calcárias da mesma formação em Bom Jesus da Lapa”.

Costa & Branco (1960) definiram uma estratigrafia para a então Série Bambuí no Centro Norte de Minas Gerais, distinguindo três Formações:

- i) Carrancas, basal, caracterizada por um conglomerado basal seguido de quartzo-filitos, às vezes calcíferos que representam uma sedimentação pelítica em transição para sedimentação química;
- ii) Sete Lagoas, sobreposta e em concordância com a anterior, segue-se um período de sedimentação química, caracterizado por um calcário puro marmorizado, bem recristalizado e cor cinza azulada a negra devido a inclusões de grafita;
- iii) Rio Paraopeba, no topo da série predomina uma sedimentação clástica, que inclui quatro membros da base para o topo:
 - a) Serra de Sta. Helena, caracterizada por ardósias e ambiente de deposição, águas profundas sem turbulência;
 - b) Lagoa do Jacaré, de sedimentação de mar raso, com turbulência e clima quente, caracterizado por siltito com matriz clorito-calcífera e calcários oolíticos;
 - c) Três Marias, de sedimentação de mar raso com fases subaéreas, turbulência (estuarino-deltáica) e de clima quente, caracterizado por siltitos com matriz rica em sericita, clorita e lentes de arcósio;
 - d) Serra da Saudade, de sedimentação mar calmo médio a raso, com siltitos e ardósias verdes (Tabela 3.1). Segundo esses autores, o ambiente passa da base para o topo, de águas profundas e sem turbulência para águas rasas e de maior turbulência, à medida que a bacia foi se enchendo.

Segundo Almeida (1977), “o Grupo Bambuí e correlatos sobre o cráton do São Francisco representam a sedimentação marinha resultante de sua submersão quase total, por ocasião do desenvolvimento do segundo estágio estrutural dos geossinclíneos marginais”. Ainda segundo Almeida *op cit* “A Formação Três Marias, de natureza silto-arenosa com intercalações de arcósios representa o estágio molássico, do Ciclo Brasileiro”.

Tabela 3.1: Estratigrafia da Série Bambuí no Centro Norte de Minas Gerais (retirada de Costa & Branco, 1960).

Formação	Membro	Caracteres litológicos	Ambientes de deposição	Sedimento	Espessura aproximada	Principais ocorrências
rio Paraopeba	Serra da Saudade	Siltitos e ardósias verdes calcíferos	Mar calmo de profundidade média a rasa	Sedimentação clástica	Acima de 300 m	Serra da Saudade São Gonçalo do Abaeté Três Marias Curvelo São Gonçalo
	Três Marias	Siltitos-matriz sericito-clorítica granulação silte a areia fina com aleitamento gradacional. Lentes de arcócio.	Mar raso com fases subáreas com turbulência (estuarino deltaico). Clima quente.			
	Lagoa do Jacaré	Siltito matriz clorito-calcífera, com leitos de calcário (oolitos).	Mar raso com turbulência e clima quente.			
	Serra de Sta. Helena	Ardósias	Águas mais profundas sem turbulência.		200 m	Serra de Sta Helena - Sete Lagoas - Paraopeba
Sete Lagoas		Calários cinza-negro grafitosos. Calcários marmorizados geralmente silicosos. Mármoreos cloríticos.	Mar calmo de profundidade média a raso (Diferenciações mais de metamorfismo, às vezes locais).	Sedimentação química	200 m	Nova Granja - Lagoa Santa - Pedro Leopoldo - Matosinhos - Sete Lagoas - Maquiné - João Pinheiro - Paracatu - Serra do Cipó
Carrancas		Quartzo, clorita, filito, calcíferos. Conglomerado basal.		Sedimentação pelítica	Zero a poucos metros	km 30 estrada de Sete Lagoas- Dr. Lund.

Segundo (Alkmim & Martins Neto, 2001; Martins Neto & Alkmim 2001), a Megassequência Bambuí (Grupo Bambuí, Vazante e correlatos) representa a principal cobertura do Cráton São Francisco, aflorando também nas suas faixas móveis adjacentes, sobretudo na faixa Brasília a oeste. O Grupo Bambuí constitui a unidade característica da Bacia do São Francisco, exibindo a maior área de afloramento de todas as unidades. Encerra um pacote de rochas carbonáticas alternadas com terrígenos, dividido nas Formações da base para o topo:

- i)* Carrancas - ruditos - conglomerados e diamictitos delgados;
- ii)* Sete Lagoas - margas, calcilutitos, calcarenitos, biolutitos – calcarenitos e calcissiltitos cinza escuros de água rasa portadores de estromatólito;
- iii)* Serra de Santa Helena - pelitos – folhelhos e ardósias que mostram em direção ao topo uma tendência de aumento progressivo do retrabalhamento por ondas de tempestade da proporção siltítica e da intercalação de lentes e camadas silto-arenosas;
- iv)* Lagoa do Jacaré - calcarenitos oolíticos e oncolíticos, pelitos;
- v)* Serra da Saudade - pelitos;
- vi)* Três Marias - arcóseos, arenitos e conglomerados de origem marinho-raso a fluvial.

Esta sequência marca uma transgressão marinha generalizada sobre o cráton e início de uma bacia de antepaís (sítio receptor de sedimentos provenientes de áreas soerguidas nas vizinhanças). O caráter de bacia de antepaís, antes atribuído somente à sedimentação da formação de topo (Fm. Três Marias), tem sido estendido a toda unidade. (Alkmim & Martins Neto, 2001; Martins Neto & Alkmim 2001).

3.1.3. GRUPO SANTA FÉ

Segundo Campos & Dardenne (1997), os registros do Grupo Santa Fé são caracterizados por escassas áreas de afloramentos localmente preservados em paleo-depressões do embasamento, que representam prováveis paleo-vales glaciais com pequeno volume e extensões restritas de afloramentos, mas com registros desde o vale do rio São Francisco na porção sul até a região de Posse/GO na porção norte da bacia. Este Grupo é composto pelas formações Floresta e Tabuleiro.

Devido a sua não ocorrência na área de estudo, não serão detalhadas as formações e membros do mesmo.

O Grupo Santa Fé, de idade Permo-Carbonífera, é constituído por de diamictitos, folhelhos violáceos com seixos pingados e intercalações de arenitos e diamictitos finos, assentado sobre um pavimento estriado, desenvolvido em arenitos da Formação Três Marias do Grupo Bambuí. Com uma espessura de cerca de 250m, o grupo contém depósitos glácio-lacustres, glácio-fluviais e de base de geleiras (Alkmim & Martins Neto, 2001).

3.1.4. GRUPO AREADO

De acordo com Grossi-Sad *et. al.* (1971), a primeira referência formal à sequência cretácica do estado de Minas Gerais parece ser devida a H. Williams (1914) que chamou “Arenito do Areado” às rochas da base da sequência mesozóica. A Formação Areado é constituída na região oeste de Minas Gerais, zona do Alto Paranaíba, por sedimentos que recobrem o Grupo Bambuí. O primeiro estudo sistemático destes sedimentos foi realizado por B. Von Freyberg (1932), que definiu da base para o topo as quatro unidades: 1. conglomerados; 2. arenitos friáveis vermelhos em banco e arenitos argilosos; 3. arenito vermelho compacto; 4. arenito friável; e também formalizou a designação Arenito Areado, vinculando as suas unidades 2 e 3. Barbosa (1965) revalida a designação Arenito Areado atribuindo-lhe status de formação e divide-a em três membros: Abaeté, Quiricó e Três Barras, correspondendo às unidades definidas por Freyberg (*op. cit.*) relacionadas sob os números 1, 2 e 3, respectivamente.

Segundo Sgarbi (1991), o Grupo Areado representa a unidade litoestratigráfica basal da Bacia do São Francisco e inicia-se com conglomerados fluviais (Membro Abaeté) depositados em regime torrencial sob clima árido a semi-árido. Acima ocorre um pacote de siltitos lacustres contendo ostracodes (Membro Quiricó) superposto por arenitos eólicos e flúvio-deltáicos (Membro Três Barras). O topo do Grupo Areado exhibe uma desconformidade que o separa do Mata da Corda.

Segundo Campos & Dardenne (1997) o Grupo Areado é composto por três formações fortemente interdigitadas: Formação Abaeté, Quiricó e Três Barras. Apresenta grande variação lateral de litofácies em função da atuação simultânea de diversos ambientes deposicionais, entre os quais leques aluviais, fluviais entrelaçados, fluvio-deltáicos, lacustres, campo de dunas e interdunas. Como não há ocorrência deste grupo na área de estudo, não serão detalhadas as formações e membros do mesmo.

3.1.5. GRUPO MATA DA CORDA

Sob a designação Formação Mata da Corda, Grossi-Sad *et al* (1971) englobou três unidades faciológicas bem definidas: Fácies Patos, caracterizada por tufos e lavas ultrabásicas alcalinas, cuja fonte do material relaciona-se ao vulcanismo de fissuras evidenciado por diques em afloramentos; Fácies Capacete, caracterizada pela diminuição da contribuição piroclástica em função do aumento da distância das áreas vulcânicas. Ocorrem arenitos de cor verde e com estratificações cruzadas, indicando ambiente subaquático; e níveis de conglomerados cineríticos; Fácies Urucuia, sendo testemunhas mais distais da sedimentação detrítica, contemporânea ao vulcanismo Mata da Corda, com fácies de arenitos e conglomerados esporádicos.

Segundo Campos & Dardenne, (1997), o Grupo Mata da Corda, neocretáceo, é caracterizado pela presença de rochas vulcânicas alcalinas efusivas e piroclásticas, plutônicas alcalinas e sedimentares epiclásticas. É dividido nas formações Patos e Capacete. Na porção sul da bacia (ao sul do paralelo 19°30'), o Grupo Mata da Corda se sobrepõe aos sedimentos do Grupo Areado, enquanto a norte, o mesmo repousa sobre os arenitos do Grupo Urucuia.

3.1.6. GRUPO URUCUIA

O Grupo Urucuia foi designado como Fácies Urucuia por Grossi-Sad *et al.* (1971) e englobado por esse autor no Grupo Mata da Corda, representando a sedimentação mais distal detrítica, sem

material cinerítico e contemporâneo ao vulcanismo Mata da Corda, com predominância de arenito.

Neocretácico e parcialmente sincrônico ao vulcanismo do Grupo Mata da Corda, é composto por arenitos, sub-dividido nas formações Posse (com as Fácies 1 e 2) e Serra das Araras, respectivamente interpretadas como depósitos eólicos de campos de dunas secas, fluvial entrelaçado depositado em canais e fluvial entrelaçado sedimentado em lençóis de areia e cascalho.

O Grupo Urucuia constitui a unidade com mais amplo espalhamento geográfico da bacia, ocupando continuamente a maior parte de sub-bacia Urucuia, acima do paralelo 17° S até o sudeste do Piauí (Campos & Dardenne, 1997, Sgarbi *et al.*, 2001). Predominantemente arenoso, representa o quarto ciclo sedimentar na bacia (Sgarbi *et al.*, 2001). Desde há muito entendido como um equivalente lateral do Mata da Corda, recobre uma vasta área na porção central e norte da bacia, extrapolando-a e continuando para o norte até a bacia do Parnaíba. É constituído por uma sequência de arenitos eólicos que passam a aluviais no topo, marcando um máximo de aridez seguido por condições de crescente umidade na medida em que se ascende na coluna (Alkmim & Martins Neto, 2001).

3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA SÃO FRANCISCO

Este capítulo tem o objetivo de descrever o Arcabouço Estrutural da Bacia São Francisco conforme Alkmim & Martins-Neto (2001).

A Bacia do São Francisco abrange unidades pré-cambrianas praticamente indeformadas na sua porção central e domínios externos das faixas neoproterozóicas, sendo eles Brasília, Rio Preto e Araçuaí, típicos cinturões de antepaís. Podem-se distinguir três compartimentos estruturais (Figura 3.3):

- i) Oeste (W), zona externa das faixas Brasília e rio Preto;
- ii) Leste (E), zona externa da Faixa Araçuaí;
- iii) Central (C), onde as unidades pré-cambrianas estão praticamente indeformadas.

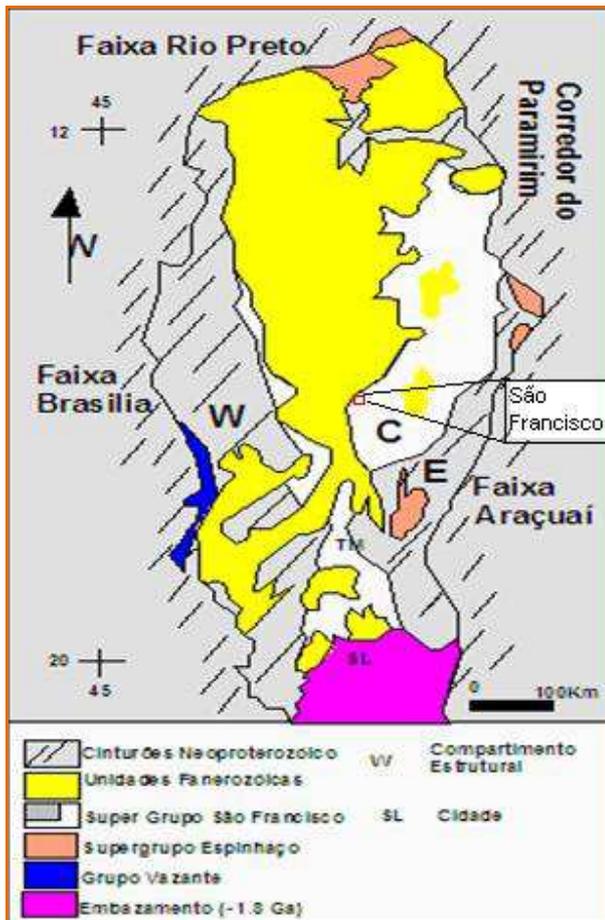


Figura 3.3: Mapa geológico simplificado da bacia intracratônica do São Francisco, mostrando a distribuição das grandes unidades e as principais feições estruturais. Cidades: SL: Sete Lagoas; TM: Três Marias. (Retirado de Alkmim & Martins-Neto, 2001).

O compartimento oeste é representado por um cinturão de dobramentos e cavalgamentos de antepaís, onde o Supergrupo São Francisco é a unidade predominante. Nessas rochas, o metamorfismo e clivagem são ausentes, e veios são pouco frequentes. No segmento sul do compartimento oeste, as dobras orientam-se preferencialmente segundo NNE-SSW com vergência para leste. Ocorrem vários conjuntos de juntas assim como dobras e falhas de empurrão relacionados ou rotacionados por sistemas transpressivos dextrais na porção norte e sinistrais na porção sul.

No compartimento leste, ocorrem rochas do Supergrupos Espinhaço e São Francisco envolvidas num cinturão epidérmico de antepaís vergente para oeste. A clivagem de plano axial é a característica mais expressiva progressivamente em direção a leste. Ocorre deformação compressional acompanhada de metamorfismo e abundante migração de soluções hidrotermais. O metamorfismo é baixo ou ausente e cresce progressivamente para leste, onde atinge fácies xisto verde na Cordilheira do Espinhaço, junto ao limite da bacia. As estruturas desse compartimento são: falhas de empurrão e dobras em duplexes e leques imbricados; raras falhas direcionais; sistema de juntas persistentes em par conjugado NE/SW e NW/SE.

No compartimento central, as rochas não apresentam deformações significativas, apenas deformação local é observada. Regionalmente, o compartimento central é caracterizado pelo Alto de Januária ao norte, Alto de Sete Lagoas ao sul, e separando-os, o Baixo de Pirapora.

A área de estudo se encontra localizada no compartimento central e pelo fato deste apresentar zonas localmente deformadas, o arcabouço estrutural deste compartimento foi detalhado conforme Baptista & Menegusso, (1976) in Martínez (2007), dito que, este autor apresenta um maior detalhamento deste compartimento.

Segundo Baptista & Menegusso (1976), no compartimento central, ocorre uma cobertura tabular não deformada na escala regional; contudo em zonas localizadas, observam-se falhas normais de pequeno rejeito, seja provocando estruturas monoclinais suaves ou pilares (*horsts*) estreitos. Localmente, a área de estudo é caracterizada pelo processo de deformação rúptil descrito.

Baptista & Menegusso, (1976) descrevem o alto estrutural de Januária como uma proeminência do embasamento presente a pequena profundidade sob o leito do rio São Francisco. Nas imediações deste Alto, ocorrem zonas onde se desenvolvem amplas dobras supradelgadas (*supratenuous folds*) que são típicas de uma distorção provocada por compactação diferencial sobre altos submersos do embasamento.

Muito provavelmente, os altos estruturais são neoproterozóico ou mais antigos e sofreram reativação durante a estruturação do Bambuí. Borges & Drew (2001), a partir de levantamentos magnetométricos na bacia do São Francisco, caracterizaram essas macro-estruturas (Baptista & Menegusso, 1979).

3.3. HIDROGEOLOGIA

Segundo Jardim *et al.* (1981), os estudos hidrogeológicos na bacia Sãofranciscana foram iniciados pela CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais a partir de 1974, com o projeto de “Inventário Hidrogeológico Básico do Noroeste” onde foram cadastrados 87 pontos de água e realizado 44 análise química de água. Neste mesmo ano a RuralMinas, através do Consórcio LASA-SENSORIA, realizou estudos de avaliação qualitativa e quantitativa dos recursos hídricos subterrâneos da região de Jaíba.

Segundo Alkmim & Martins-Neto (2001), a CPRM realizou estudos hidrogeológicos que resultaram nos projetos Hidrogeologia do Norte de Minas Gerais e Sul da Bahia (CPRM 1977) e Hidrogeologia do Centro de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo (CPRM 1980). Tais projetos executados na escala 1:500.000 resultaram num inventário de pontos d’água, caracterização hidrodinâmica e dimensionamento do sistemas aquíferos, caracterização dos aspectos hidroquímicos e estimativas de reservas.

Segundo Silva (1984), em 1982 a Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC) realizou estudos clássicos dos recursos hídricos, denominado Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro, visando o conhecimento do funcionamento dos aquíferos e suas relações com as águas superficiais. Em seguida, foi preparado um modelo matemático com objetivo de verificar a coerência dos dados existentes, simular a exploração do aquífero, posteriormente desenvolveram-se de pesquisas geofísicas com sensoriamento remoto e geoquímicas com isótopos ambientais traçadores e hidroquímica.

Em 1994 a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais – CODEMIG, publicou um mapa hidrogeologia da bacia do São Francisco na escala 1:1.000.000 dividindo a bacia em quatro sistema aquíferos (Figura 3.4), sendo este mapa um compilação dos resultados apresentados nos trabalhos anteriores.

Sistema aquífero granular; constituídos por rochas sedimentares, com porosidade primária intersticial e/ou mantos de alteração proveniente do intemperismo da rocha original; incluem os sedimentos aluviais, coberturas detríticas e manto de alteração;

Sistema aquífero cársticos; desenvolvidos em ambientes de rochas carbonáticas, onde a capacidade de acumulação e circulação da água subterrânea é condicionada por condutos de dissolução de rochas calcárias e dolomíticas;

Sistema aquífero fraturado; aqueles dependentes da atuação de mecanismos adicionais, ou secundários, desenvolvidos a partir de estruturas de deformação, originando as fraturas por onde se dá a circulação e o armazenamento da água subterrânea;

Sistema aquífero cárstico-fissural; correspondem aos depósitos de rochas pelíticas associadas às carbonáticas sendo o fluxo de água subterrânea ligado as fraturas das rochas carbonáticas.

Segundo Pessoa (2005), a condição de circulação em aquífero cárstico-fissural está incluída na capacidade de dissolução das rochas carbonáticas e de sua densidade de fraturamento, como descrito por Shuster & White (1971). O processo de dissolução decorre da atuação conjunta de diversos fatores que atingem de maneira coincidente o desenvolvimento de feições de alargamento superior a 1,0cm. Este espaçamento marca o limite de mudança entre sistemas aquíferos fraturados para o cárstico, como descrito por White (1993).

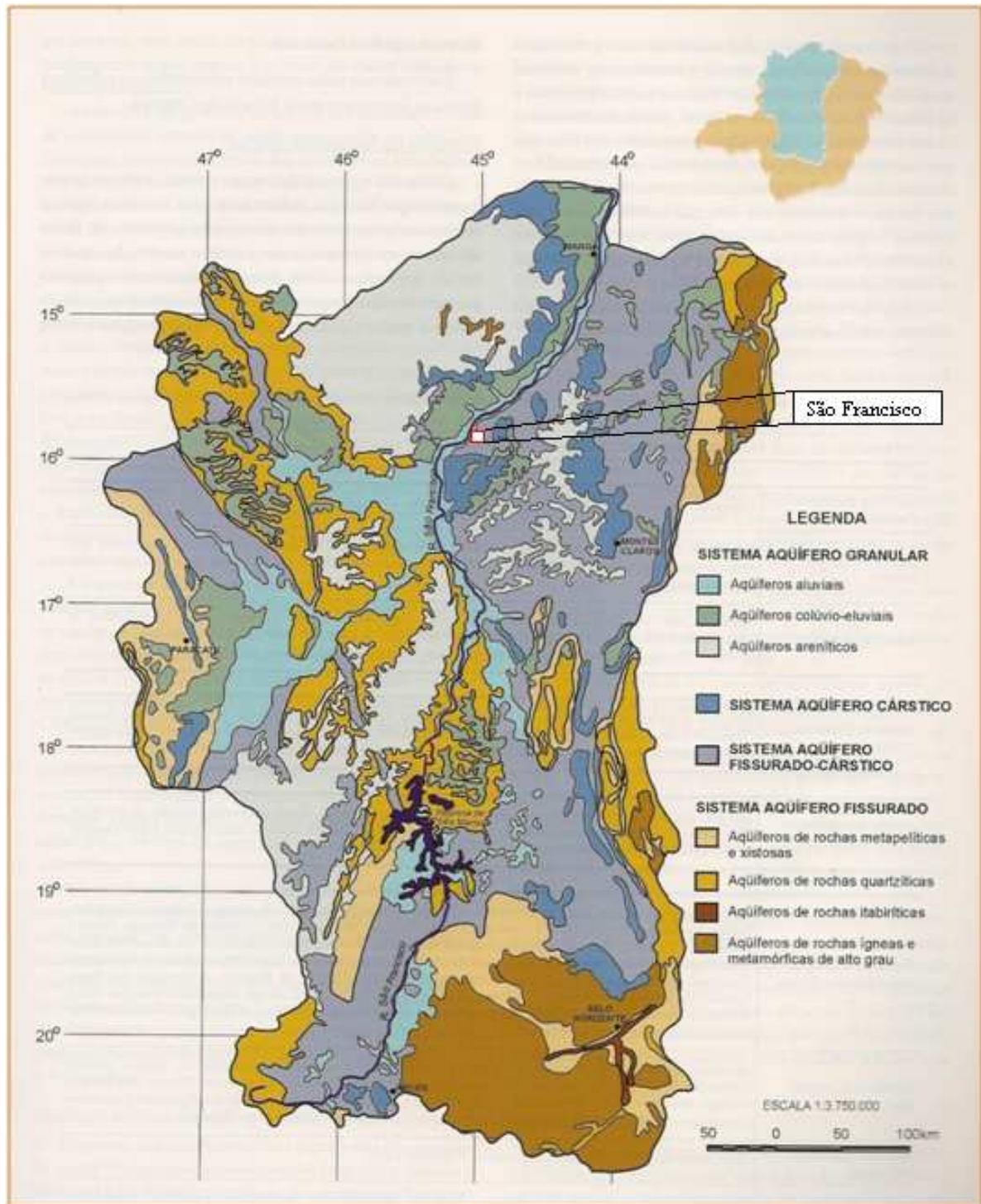


Figura 3.4: Mapa de sistemas aquíferos da bacia hidrográfica do São Francisco em Minas Gerais baseado no mapa geológico, escala 1:1.000.000 (CODEMIG 1994, retirado de Alkmim & Martins-Neto, 2001).

Segundo Shuster & White *in* Pessoa (2005), a diferenciação entre os sistemas fissural e cárstico está relacionada ao sistema de circulação da água subterrânea, sendo o primeiro representado por fluxo laminar em fraturas e o segundo por fluxo turbulento em conduto. Não obstante, há de se salientar a porosidade primária dos carbonatos, que se relaciona com a matriz da rocha, completando a chamada tripla porosidade descrita por Quinlan (1991). A porosidade primária dos carbonatos não os classifica como aquífero, entretanto em virtude da interconexão entre fraturas e planos de estratificação da rocha, há um aumento significativo da condutividade nestas zonas.

Castro & Freire (2002), e Velásquez *et al.* (2003) realizaram estudos geológicos, hidrogeológicos, hidrogeoquímicos e epidemiológicos na região em escala 1:100.000. Os trabalhos tiveram como ênfase a origem do flúor na água subterrânea e sua relação com a endemia de fluorose dental em comunidades rurais do município de São Francisco, sendo duas dessas comunidades pertencentes a bacia do córrego do Boi Morto (Vaqueta e Brejo dos Angicos). Os autores identificaram ocorrência de fluorita sub-centimétrica em veios calcíticos dos calcários, e de fluoreto excessivo (>1,5 mg/L) nas águas ingeridas pelas comunidades endêmicas, comprovando, assim, essa relação. Velásquez *et al.* (2007), aprofundou os estudos na região fazendo avaliações isotópicas na região.

Moura & Souza (2010), realizaram o mapeamento geológico, hidrogeológico e hidrogeoquímico de semi-detalle da bacia do Boi Morto, na escala 1:60.000.

Velásquez *et al.* encontram-se finalizando, na bacia do Boi Morto, estudos geológicos, hidrogeológicos, de gestão dos recursos hídricos e experimentos de tratamento domiciliar do excesso de flúor natural através de esferas adsorventes do compósito alumina e carvão ativado. O presente trabalho é parte desse projeto, no campo da gestão dos recursos hídricos.

4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA

Os dados de geologia contemplam a descrição litoestratigráfica, baseando-se apenas na descrição macroscópica das rochas, sem preocupação com a litoestratigráfica formal, e na descrição das estruturas rúpteis, que se relacionam a dinâmica hídrica subterrânea.

A porção central do cráton do São Francisco é marcada por um baixo grau metamórfico e baixo grau de deformação dúctil. Entretanto, é observado um intenso fraturamento rúptil que é o foco da geologia estrutural. Os pacotes rochosos dispõem-se de maneira sub-horizontal, apresentando atitude variada. Estas camadas exibem direção modal para NW com mergulho para NE inferior a 7° e direção média para NW com mergulho para SW inferior a 9°.

A área é representada geologicamente pelas rochas do Grupo Bambuí (Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade) e sobre estas estão presentes as rochas do Grupo Urucuia e as Coberturas Cenozóicas.

4.1. ESTRATIGRAFIA

Uma vez que todos os pacotes rochosos presentes na área de estudo foram depositados horizontalmente e apresentam baixa intensidade de deformação dúctil, a correlação estratigráfica regional de deposição das formações e grupos citados anteriormente foi adotada para caracterizar a geologia local, considerando, a partir das características apresentadas, um sistema estratigráfico sem inversão de camadas.

Devido às constantes intercalações pelíticas e carbonáticas definiram-se as unidades litoestratigráficas pela ocorrência litológica predominante observadas em campo. Neste trabalho, estas unidades foram classificadas como domínio, ou seja, pacote de rochas com características macroscópicas semelhantes. Estes domínios definidos serão descritos da base para o topo, respeitando a cronologia de deposição regional (vide mapa geológico – apêndice 2).

4.1.1. DOMÍNIO DOS CALCÁRIOS INFERIORES

A exposição do domínio dos calcários inferiores corresponde a cerca de 0,3% da bacia, com topo próximo da cota 460. Esta região é marcada pela predominância de pacotes repetidos de calcilutitos e calcarenitos finos.

Este domínio parece corresponder regionalmente à Formação Sete Lagoas. Embora possua uma pequena exposição na bacia, tem grande importância hidrogeológica como unidade aquífera, e por isso, foi definido por alguns afloramentos na área. Para melhor classificação deste domínio e identificação das rochas aqui caracterizadas como calcários finos, foram realizados reconhecimentos além dos limites da bacia.

As rochas carbonáticas apresentam textura maciça com matriz variando de argila a areia fina e estão dispostas em estratos intercalados (Figura 4.1). Sua coloração varia de cinza claro a intermediário. Esses calcários apresentam atitudes de acamamento sub-horizontais concordante com o pacote superior, além de estruturas laminares que se dispõem paralelamente ao acamamento. A deposição destes sedimentos de menor fração, assim como as estruturas analisadas, pode indicar um sistema de deposição em mar raso e calmo.

O contato superior deste domínio foi definido pela diferenciação litológica e pela topografia, uma vez que as coberturas terciárias abrangem cotas superiores à deste domínio, recobrando assim os prováveis afloramentos. Contudo, para melhor definição destas rochas carbonáticas, foram realizados pontos em uma pedreira do Departamento de Estrada de Rodagem (DER) próxima à área (Figura 4.2).



Figura 4.1: Camadas intercaladas de calcarenito e calcilutito.



Figura 4.2: Pedreira do DER, mostrando afloramento de calcário fino.

Para avaliação de uma espessura mínima desta unidade, foram utilizados dados de hidroquímica fornecidos por Souza e Moura (2010). As águas coletadas em todos os poços profundos neste domínio apresentam os maiores valores de magnésio (de duas a três vezes maiores que a média da bacia), estes poços encontram-se geologicamente sobre este domínio. Sabendo-se que, regionalmente, a Formação Sete Lagoas apresenta rochas dolomíticas $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, pode-se deduzir que estes poços devem estar extraindo água do aquífero Sete Lagoas.

Com base na profundidade máxima de 130 metros dos poços perfurados nesse domínio e na espessura média de 10 metros de cobertura, pode-se comprovar uma espessura mínima de 120 metros para esta unidade.

4.1.2. DOMÍNIO DOS METAPELITOS

O domínio dos metapelitos abrange cerca de 36,4% da bacia e apresenta seus limites topográficos aproximadamente entre as cotas 460 e 520, tendo esta camada uma espessura mínima de 60 metros. Esta região é marcada pela predominância de metapelitos com intercalações secundárias centimétricas a métricas de calcários. Este domínio parece ser correlacionado a Formação Serra de Santa Helena.

Os metapelitos apresentam diferença de granulometria variando de silte a argila, sendo o primeiro predominante. A coloração varia de rosa avermelhada, quando mais alterados, a verde acinzentada, quando mais preservados.

Observam-se estruturas laminadas, estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno porte, e uma profoliação S1 caracterizando um metamorfismo de baixo grau. Estes metassedimentos exibem uma grande quantidade de diáclases, cuja interseção destas com as estruturas sedimentares registram uma característica de pastilhamento (Figura 4.3), principalmente nos afloramentos mais alterados. O contato das intercalações pelíticas e carbonáticas é transicional, sendo muitas vezes identificado pela presença de calcários impuros.

Os calcários intercalados apresentam-se de forma maciça, com coloração variando de cinza claro a escuro e granulometria de argila a matacão. Na região, há predominância de calcarenito cinza médio e calcilutito cinza claro. Esta variação granulométrica, quando comparada com o domínio inferior (Figura 4.4), indica uma sedimentação cíclica dos sedimentos aloquímicos em ambiente de maior energia. Em muitas localidades acima da cota 500, observa-se a presença do retrabalhamento de calcário. Próximo a este limite topográfico, encontra-se o contato transicional com os calcários superiores.



Figura 4.3: Metapelito alterado e pastilhado (em vermelho destacam-se os planos de fraturas).



Figura 4.4: Sedimentação cíclica mostrando a deposição de camadas de calcários.

4.1.3. DOMÍNIO DOS CALCÁRIOS SUPERIORES

O domínio dos calcários superiores abrange cerca de 47,2% da área da bacia com ocorrência aproximadamente entre as cotas 520 e 640, portanto, com uma espessura mínima de 120 metros.

Este domínio parece corresponder à Formação Lagoa do Jacaré e é marcada pela predominância de rochas carbonáticas com intercalações pelíticas. O contato superior deste domínio, assim como os subsequentes, foi definido pela diferenciação litológica e pela topografia.

As rochas carbonáticas variam de calcilutito a calcirrudito predominando a granulometria areia grossa. Sua coloração varia de cinza claro a cinza azulado, sendo este último predominante em granulações mais grossas. Estas rochas se encontram intercaladas com camadas centimétricas a métricas de metapelitos finos, de coloração rosa a verde quando menos alterado.

Observa-se a presença de estruturas planares, estratificações cruzadas métricas (Figura 4.5) e marcas onduladas. Estas características, quando comparadas com as do domínio inferior, apresentam deposição em mar mais raso e mais agitado que dos metapelitos.

Ascendendo na topografia, é possível observar uma gradação granulométria crescente, saindo de pacotes métricos de calcilutito e calcarenitos finos na base e passando por pacotes decamétricos de calcarenito médio a grosso, a pacotes métricos de calcirruditos no topo.

Verifica-se em todos estes carbonatos a presença de veios de calcitas de cores branca, marrom e preta, sendo a primeira predominante na região. Este mineral se encontra preenchendo veios disseminados e concordantes com estruturas sedimentares no calcarenito grosso. Os calcarenitos exibem a ocorrência de cristais de fluorita de cor lilás a roxa associada aos veios de calcita.

A fluorita encontrada apresenta as seguintes características mineralógicas: Translúcida com brilho vítreo, cor variável entre lilás e roxa e de tamanho milimétrico a centimétrico. Este mineral apresenta-se em veios disseminados de calcita branca (Figura 4.6).

Os depósitos regionais de Pb, Zn e Ag nas rochas proterozóicas regionais foram mineralizados por fluidos hidrotermais (Dardene, 1978 entre outros), tendo alguns destes a fluorita como mineral de ganga formado após a diagênese (Nobre-Lopes, 2002). Este fluido explicaria o desenvolvimento centimétrico destes cristais.

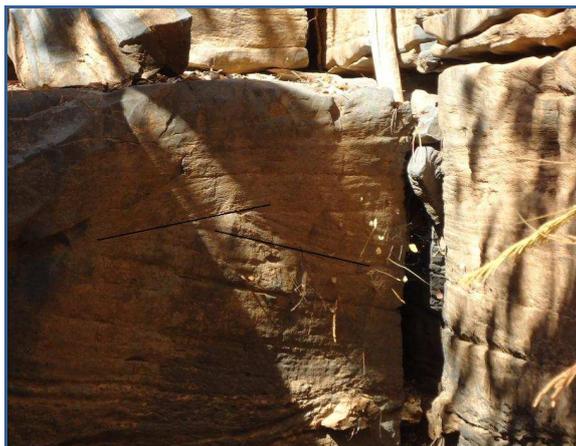


Figura 4.5: Estratificação cruzada planar em calcarenito.



Figura 4.6: Fluorita em meio a veios de calcita, no calcarenito grosso.

Sobre o controle estrutural dos fluidos, é possível comparar os dados de lineamentos N30-40W regionais de Misi (2004) para os depósitos proterozóicos com os valores encontrados na região de N35-55W; sugerindo um conjunto de estruturas extensionais profundas em toda região como descrito por Misi (2004).

4.1.4. DOMÍNIO DOS METAPELITOS LAMINADOS

O domínio dos metapelitos laminados ocupa cerca de 4,5% da bacia, iniciando-se na cota 640. Esta região é marcada pela predominância de metapelitos com intercalações laminares de calcário, podendo ser correlacionado à Formação Serra da Saudade. Devido ao processo erosivo ocorrido nestas rochas, sua distribuição é de forma descontínua pela área. Para uma melhor determinação da espessura mínima desta camada, foi confeccionado um mapa altimétrico a partir da imagem ASTER entre a cota do rio São Francisco 450 e a cota 720 (valor superior a cota mais

elevada encontrada na área de estudo). A partir dos dados de altimetria, foi possível obter a espessura mínima média de 30 metros pela subtração dos intervalos de cota de menor espessura.

Os metapelitos apresentam granulometria variando de silte a argila, com predominância de silte; a coloração destas rochas se altera de rósea a alaranjado.

Em escarpas de drenagens, é possível observar os melhores afloramentos deste domínio, onde se identifica grande quantidade de fraturas nos metapelitos e intercalações de calcarenitos finos (Figura 4.7).

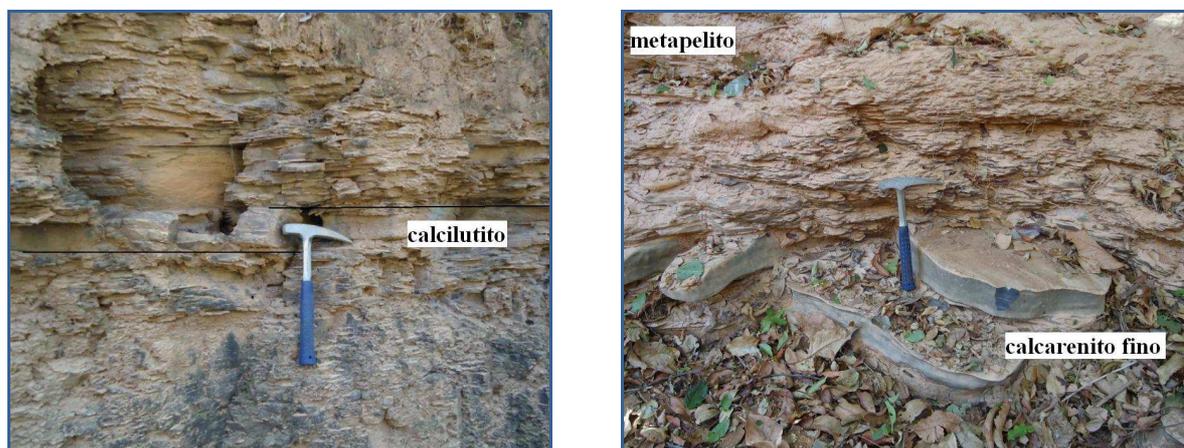


Figura 4.7: Metapelito com intercalações de calcarenito fino.

4.1.5. DOMÍNIO DOS ARENITOS

O domínio dos arenitos abrange cerca de 0,2% da bacia, tendo seu limite vertical marcado acima da cota 610. Este domínio pode ser relacionado às rochas do Grupo Urucuia e é marcada pela predominância de arenitos. Para determinar a espessura mínima desta camada, foram utilizados os mesmos procedimentos adotados no domínio anterior, obtendo uma espessura mínima de aproximadamente 20 metros pela subtração dos intervalos de cota menos espessos.

Os arenitos são predominantemente quartzosos, com granulometria média a grossa. Sua coloração esbranquiçada pode chegar a avermelhada em afloramentos silicificados (Figura 4.8). Por todo este domínio são observados seixos e blocos de quartzito, sendo estes oriundos da erosão de conglomerados em regiões topograficamente mais elevadas. Em geral, os conglomerados se apresentam com matriz arenosa e eventualmente é observada uma cobertura carbonática sobre esta matriz (Figura 4.9).



Figura 4.8: Arenito quartzoso silicificado.



Figura 4.9: Conglomerado com matriz arenosa e cobertura carbonática.

4.1.6. DOMÍNIO DAS COBERTURAS

O domínio das coberturas abrange cerca de 11,4% da bacia e apresenta seu limite de topo abaixo da cota 470. É marcado pela predominância de sedimentos aluvionares, eluvionares e coluvionares. Este domínio pode ser relacionado aos sedimentos cenozóicos. Sabendo-se que, na região, a maior parte dos afloramentos da Formação Sete Lagoas está recoberta por coberturas cenozóicas, e que o topo deste pacote encontra-se na cota 470, e que o topo da Formação Sete Lagoas está na cota 460, pode-se adotar a espessura mínima para as coberturas a partir da subtração destes contatos; sendo este valor mínimo igual a 10 metros para as Coberturas cenozóicas. O domínio em questão é representado por depósitos cenozóicos aluvionares, coluvionares e eluvionares depositados da calha do rio São Francisco ao topo da cobertura. A

distribuição espacial destes sedimentos aumenta em área e espessura para o topo de deposições eluvionares.

Os depósitos aluvionares se encontram próximos à calha do rio São Francisco e em lagoas formadas por este rio. Os sedimentos são constituídos por areias brancas com granulometria variando de fina a grossa, com presença de cascalho de tamanho variado.

Os depósitos coluvionares estão topograficamente acima do descrito anteriormente e são representados por areia fina a argila. Estes depósitos apresentam coloração avermelhada e são caracterizados por clastos de tamanho grânulo a matacão, de composição predominantemente arenosa.

Os depósitos eluvionares estão topograficamente mais elevados e são formados por uma cobertura arenosa, de granulometria fina e de coloração esbranquiçada na base a avermelhada no topo.

4.2. ANÁLISE DAS ESTRUTURAS

Este ítem tem como ênfase a geologia estrutural descritiva, com foco nas estruturas rúpteis, (falhas e fraturas) que regem as características de fluxo em aquíferos cárstico-fissural, podendo sofrer alargamento e dissolução, evoluindo para condutos de circulação em aquíferos predominantemente cársticos.

Foi dada ênfase à geologia estrutural descritiva, que se refere à análise geométrica voltada para o reconhecimento das estruturas, descrição e medição de suas orientações, como descrito por (Davis 1984 *in* Magalhães, 1989). Apesar da análise cinemática e dinâmica não ser objetivo direto deste trabalho, após a descrição geométrica das estruturas rúpteis, foi realizada uma interpretação dos diagramas gerados com objetivo de correlacionar estas direções entre si de modo a identificar os principais *trends* do fluxo subterrâneo.

4.2.1. LINEAMENTOS

Os lineamentos interpretados na escala 1:60.000 (Figura 4.10) correspondem a quebras negativas de relevo, constituindo os lineamentos do tipo 2 (definido por Amaro & Strieder 1994 *in* Sousa e Silva 2007), sendo constituído por lineamentos longos sendo estes representados por vales e/ou prováveis manifestações de estruturas rúpteis (falhas e fraturas).

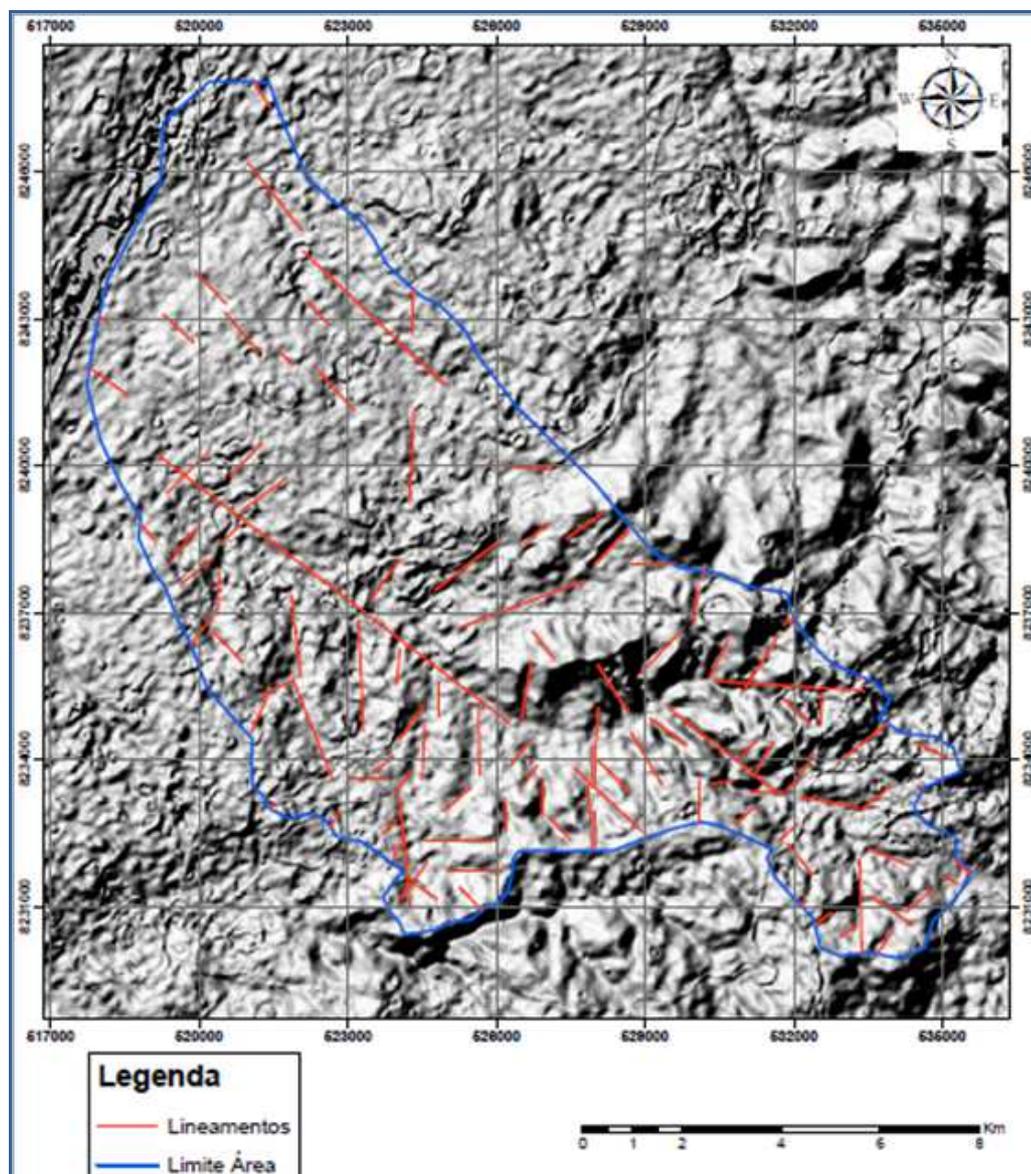
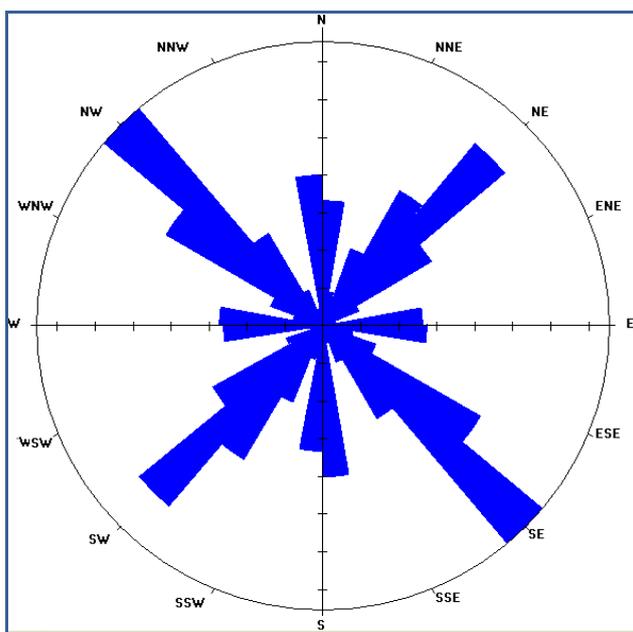


Figura 4.10: Mapa de relevo sombreado com as direções de lineamentos interpretados.

A bacia é caracterizada por um lineamento com alta densidade, distribuição homogênea, com uma nítida existência de pelo menos quatro direções principais sendo a mais proeminente N35-55W (Figura 4.11).



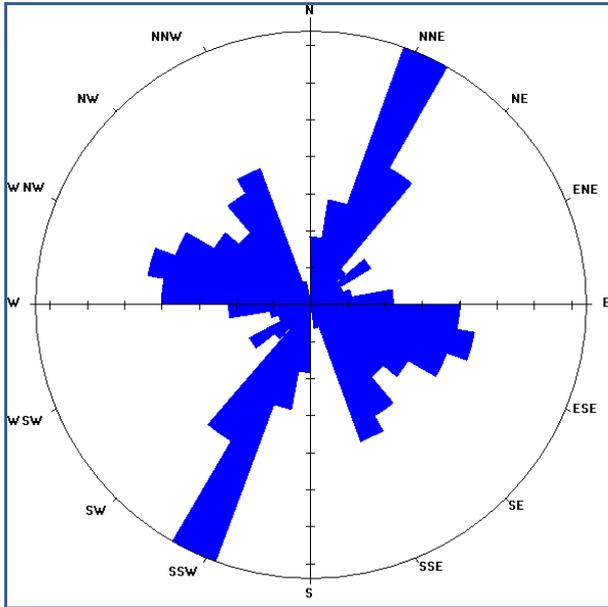
<i>Número de Dados</i>	107
<i>Ângulo de Intervalo de Agrupamento</i>	10°
<i>Máximos Identificados (n° dados >15%)</i>	N-S: 10° E-W: 10° N35-55E N35-55W
<i>Direção 1° Ordem (n° dados >25%)</i>	N35-55W
<i>Direção 2° Ordem (n° dados >20%)</i>	N35-55E

Figura 4.11: Diagrama de roseta mostrando os principais trends de lineamento das estruturas rúpteis.

4.2.2. FRATURAS

Foram realizadas 1236 medidas de fraturas nos calcários, sendo que 764 concentravam-se dentro das micro-áreas, ou seja, afloramentos de aproximadamente 27m³ de maior representatividade dentro de uma área de 1km² (Figura 2.1).

A distribuição destas fraturas na área se mostra homogênea com alta densidade (média superior a três fraturas por metro quadrado) e com uma nítida existência de pelo menos três direções principais, sendo N20-40E a direção de primeira ordem, ou seja, mais frequente (Figura 4.12).



Número de Dados	764
Ângulo de Intervalo de Agrupamento	10°
Máximos Identificados (n° dados >15%)	N20-40E N20-40W N65-85W
Direção 1° Ordem (n° dados >20%)	N20-40E
Direção Média do Mergulho	81NE ou 80 SE

Figura 4.12: Diagrama de roseta mostrando os principais *trends* das fraturas dos calcários.

Além das três direções mencionadas (Figura 4.13), há uma quarta direção de fratura sub-horizontal que é paralela ao S0 e S1 (Figura 4.14). Devido à dificuldade de separação entre as estruturas planares e a fratura horizontal, estas não foram representada em diagrama sendo considerada como parte de trama estrutural para homogeneização do fluxo subterrâneo que é regido pelas fraturas verticalizadas.



Figura 4.13: Calcarenito com três direções de fraturas subverticais.

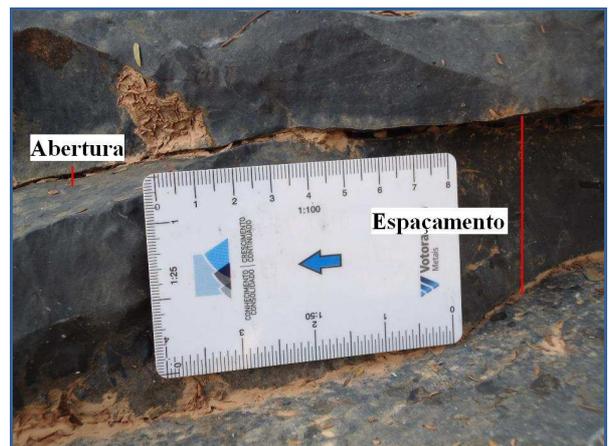


Figura 4.14: Calcarenito com fratura sub-horizontal paralela ao acamamento.

A análise das relações entre os elementos das fraturas (abertura e espaçamento) permitiu chegar a uma definição da relação destes elementos com os *trends* das principais direções fraturas em calcário (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Relação dos trends, espaçamento e abertura das fraturas.

Abertura das Fraturas	Distribuição Percentual das Direções das Fraturas		
	N20-40E	N20-40W	N65-85W
Bem fechada <0,10 mm	0	0	0
Fechada 0,10 a 0,25mm	0	12	0
Parcialmente aberta 0,25 a 0,50mm	0	16	0
Aberta 0,50 a 2,5mm	13	3	15
Moderadamente larga 2,5 a 10mm	49	9	49
Larga 1 a 3 cm	13	27	28
Muito larga 3 a 10 cm	18	30	5
Extremamente larga 10 a 100 cm	7	3	3
Cavernosa > 1 m	0	0	0
TOTAL	100	100	100
Espaçamento entre as Fraturas	Distribuição Percentual das Direções das Fraturas		
	N20-40E	N20-40W	N65-85W
Extremamente pequeno < 2 cm	2	1	4
Muito pequeno 2 a 6 cm	3	5	5
Pequeno 6 a 20 cm	43	15	47
Moderado 20 a 60 cm	45	40	33
Grande 60 a 200 cm	7	32	9
Muito grande 2 a 6 m	0	7	2
Extremamente grande > 6 m	0	0	0
TOTAL	100	100	100

A tabela acima mostra 100% das fraturas medidas referentes aos três máximos identificados na figura 4.12. Observa-se que, tanto em relação à abertura quanto ao espaçamento há uma concentração de mais de 50% das medidas em campos bem definidos.

Apesar da direção N20-40E ser o *trend* mais frequente, sua direção é contrária ao sentido ocidental topográfico do fluxo subterrâneo. Há de se destacar a direção N20-40W com abertura e espaçamento diferenciado, podendo estar relacionada a um fluxo mais turbulento regido por um sistema aquífero mais cárstico, assim como a direção N65-85W pode estar relacionada a um sentido de fluxo mais fissural. No entanto, devido à complexidade dos fluxos subterrâneos em

aquíferos cársticos-fissural, e às interações de zonas mais carstificadas com regiões mais fraturadas, a relação destas regiões e zonas com o fluxo de água subterrâneo não foi abordada.

4.2.3. CONDUTOS

A partir do levantamento de campo, foram identificados condutos de dissolução, que estão condicionados ao sistema de fratura, evoluindo para um sistema cárstico. Estas dissoluções foram e são responsáveis por reger o sentido do fluxo em aquíferos cársticos.

Em campo, foram identificadas estruturas com percolação de água. Geralmente, estes dutos se encontram dentro de cavidades e dispostos na direção NNW, e estruturas sem percolação de água (Figura 4.15) geralmente estão relacionadas ao sentido W para E ou S para N. Outra característica destes condutos relacionados ao desenvolvimento do relevo cárstico, quanto mais desenvolvido, mais se observa a presença de dutos relacionados ao desenvolvimento de sumidouros (Figura 4.16).

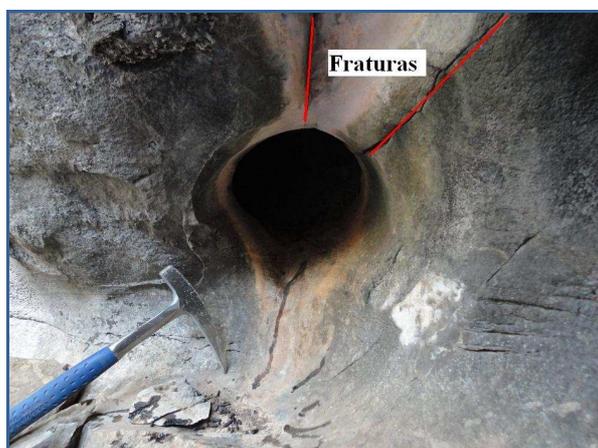


Figura 4.15: Conduto N/S desenvolvido por duas direções de fraturas.

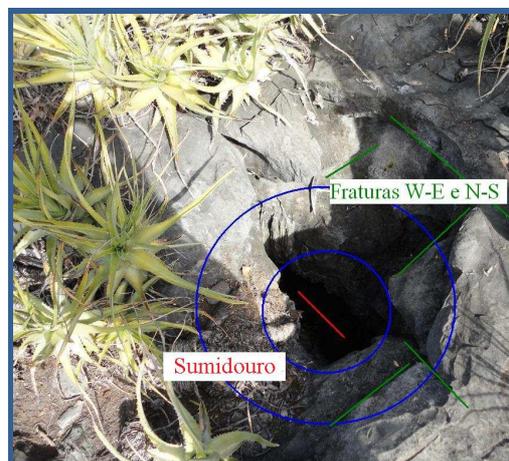
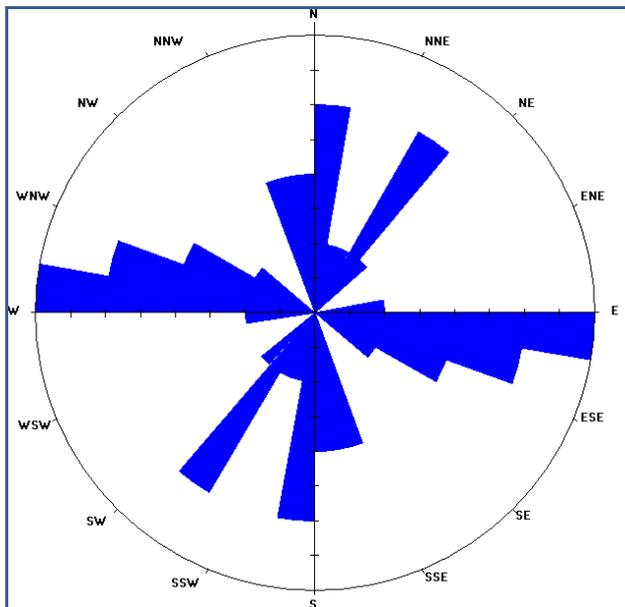


Figura 4.16: Sumidouro desenvolvido sobre duto N/S e outras direções de fraturas.

Identificação de pelo menos três direções principais, sendo a direção de primeira ordem ou mais frequente N70-90W (Figura 4.17).



Número de Dados	25
Ângulo de Intervalo de Agrupamento	10°
Máximos Identificados (n° dados >20%)	N-S ±10° N70-90W N25-45E
Direção 1° Ordem (n° dados >30%)	N70-90W

Figura 4.17: Diagrama de roseta mostrando os principais trends dos condutos.

Os três máximos identificados na figura 4.17 representam estruturas mais antigas, ou seja, dutos sem percolação de água. As estruturas mais recentes são observadas em campo na direção WNW, truncando as direções N70-E e N-S ±10°. A direção WNW apresentou poucas estruturas não sendo considerada uma direção principal no diagrama de roseta, contudo, devido à presença de água, esta deve estar relacionada a um sentido de fluxo turbulento recente. A direção de máximo N25-45E encontra-se sempre isolada ou cortada pelos outros máximos identificados, possivelmente indicando uma direção de fluxo pretérita às demais.

4.2.4. OCORRÊNCIA DE FRATURAS NOS METAPELITOS

Apesar do foco da geologia estrutural ser a classificação geométrica das fraturas em calcário, as fraturas nos metapelitos foram medidas sem a aplicação da metodologia aplicada para os calcários.

Foram realizadas 274 medidas nos metapelitos, sendo estas medidas distribuídas de forma homogênea em todos os afloramentos e com densidade superior à encontrada nos calcários.

Foram identificadas pelo menos quatro direções preferenciais nos metapelitos (Figura 4.18) tendo dois máximos N65-85W e N35-55E bem definidos (Figura 4.19).

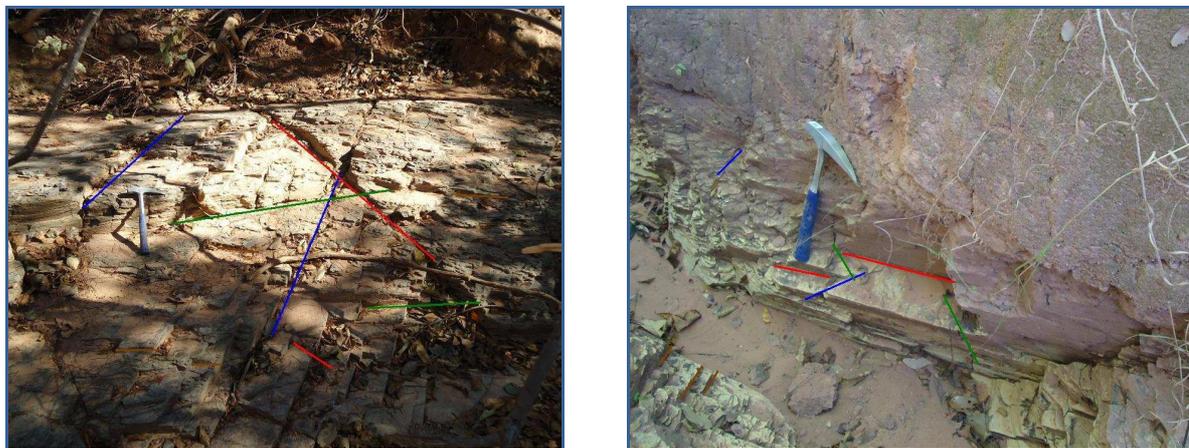
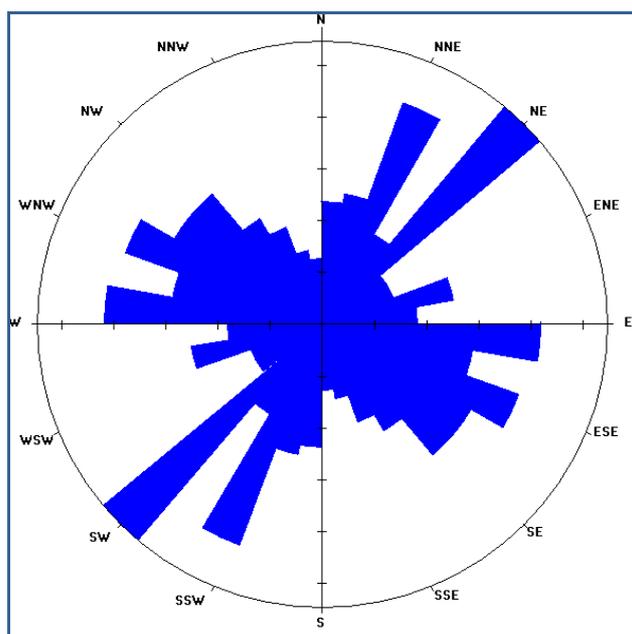


Figura 4.18: Afloramentos de metapelitos com quatro direções de fraturas.



Número de Dados	274
Ângulo de Intervalo de Agrupamento	10°
Máximos Identificados (n° dados >20%)	N65-85W N35-55E N10-30E N35-55W
Direção 1° Ordem (n° dados >80%)	N65-85W N35-55E
Direção Média do Mergulho	76 NE ou 74 SE

Figura 4.19: Diagrama de roseta mostrando os principais *trends* das fraturas dos metapelitos.

Apesar da metodologia aplicada aos metapelitos ser diferente daquela aplicada às rochas carbonáticas, observaram-se máximos de direção iguais e outros semelhantes entre estas duas litologias, mostrando uma correlação entre o processo de faturamento que será discutido posteriormente.

4.2.5. Estruturas Dúcteis

Embora a bacia não apresente grandes estruturas de características rúptil-dúctil, foram observadas algumas estruturas menores que serão utilizadas para caracterização da área.

A foliação, S1, tal como a estruturação primária, S0, possui mergulho médio inferior a 10° predominantemente para NE ou SE. Fraturas sub-horizontais também são presentes nos calcários e metapelitos. Estas características de atitude são iguais para as fraturas horizontais presentes nos calcários e metapelitos, dificultando a separação destas três estruturas em campo.

A região encontra-se localmente dobrada, entretanto, há uma grande variação dos tipos de dobras quanto à sua classificação geométrica. A maioria das dobras foi encontrada nas rochas pelíticas (Figuras 4.20) apresentando vergência predominante para NW.



Figura 4.20: Dobra homoclinal no metapelito.

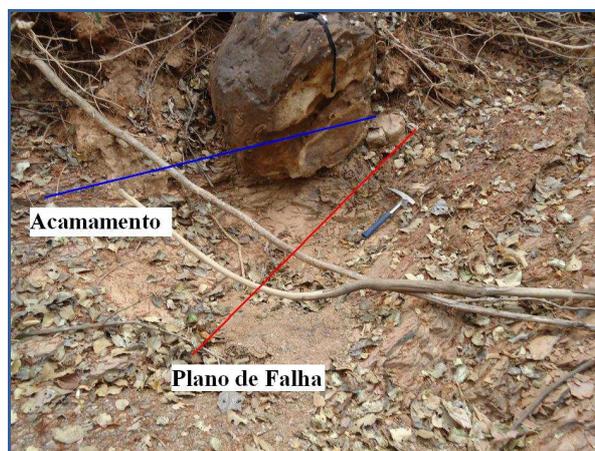


Figura 4.21: Rampa de empurrão mostrando movimento destal.

Ocorrem dobras enraizadas em falhas de cavalgamento, estas apresentando atitude e foliação paralela ao plano axial da dobra (Figura 4.21). Observam-se também mergulhos invertidos ao plano da falha, podendo caracterizar um evento secundário ao empurrão principal gerando blocos rotacionados e basculados, possivelmente falhas antitéticas (Figura 4.22).

As falhas presentes na área são pouco expressivas para a escala de trabalho e de difícil identificação, sendo aqui descritas apenas para melhor caracterização do sistema de fraturas encontrado na região.

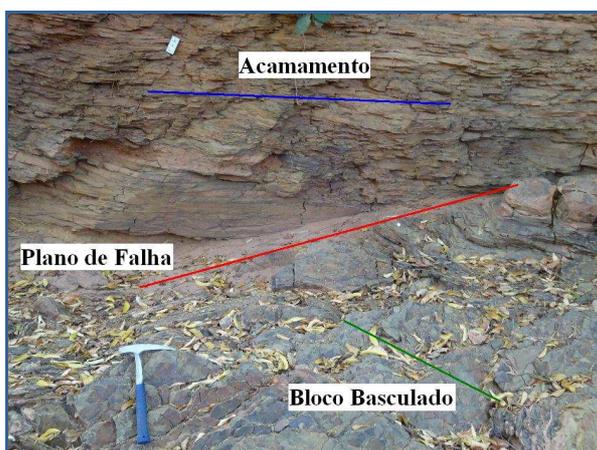


Figura 4.22: Bloco de metapelite basculado contrario ao plano de falha, movimento sinistral.

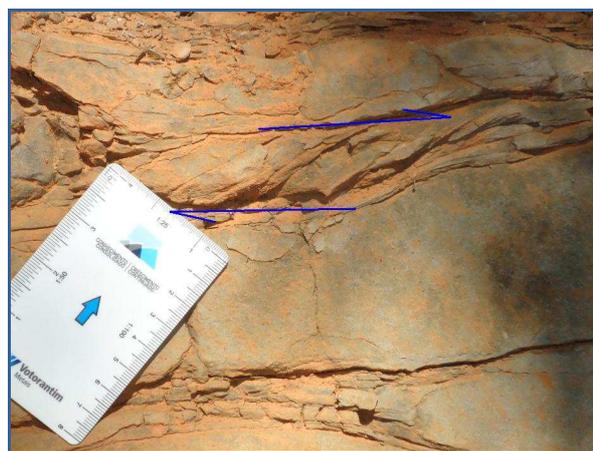


Figura 4.23: Estrutura S-C em calcário mostrando movimento destal.

As regiões de característica rúptil-dúctil apresentam ainda estrias, *tension gashes*, *boudins* e zonas de cisalhamento rúptil-dúctil subparalelas ao acamamento, às vezes preenchidas por veios de quartzo e/ou com presença de estruturas S-C (Figura 4.23). Os poucos indicadores cinemáticos analisados exibem movimento destal e outros sinistrais, provavelmente ligados à compensação de esforços gerados durante o evento principal de deformação, entretanto, o movimento reverso parece predominar.

4.3. DISCUSSÃO PARCIAL DOS RESULTADOS

Esta seção trata da interpretação dos diagramas e da correlação com a geologia da região. Devido à posição da bacia no contexto geológico regional, não se observam meso-estruturas características dos eventos brasileiros, mas é encontrado um intenso fraturamento rúptil e algumas feições dúcteis. Estas estruturas serão usadas para interpretar a geologia e posteriormente a hidrogeologia da área.

Como mencionado e apresentado, as estruturas rúpteis foram o foco da geologia estrutural devido à sua relação com os fluxos dos aquíferos. A tabela 4.2 apresenta as direções das estruturas e feições cársticas analisadas e correlacionadas entre si.

Tabela 4.2: Relação dos Sistemas Estruturais da Área.

Estruturas relacionadas a Rochas da Região				
	Fratras dos Calcários	Condutos	Lineamentos	Fratras dos Metapelitos
Principais <i>Trends</i>	N20-40E	N25-45E	N35-55E	N10-30E
		N-S +-10°	N-S +-10°	N35-55E
	N20-40W		N35-55W	N35-55W
	N65-85W	N70-90W	E-W +-10°	N65-85W

Foram realizadas comparações das direções entre as famílias. Devido ao maior detalhamento realizado nos afloramentos de calcário, esta litologia foi usada para comparação entre as outras estruturas.

Verificam-se três direções máximas de fraturas nos calcários (Tabela 4.2), sendo uma concordante com a encontrada nos metapelitos (N65-85W) e as outras duas, N20-40E e N20-40W nos calcários, relacionadas, respectivamente, às encontradas nas famílias dos metapelitos N10-30E e/ou N35-55E e N35-55W. Assim, é possível considerar o sistema de fraturas dos calcários e dos metapelitos como correspondentes entre si, pois segundo Moraes (2000), com base na mecânica do contínuo, a relação entre variáveis dinâmicas, cinemáticas e termiais, pode apresentar parâmetros intrínsecos às propriedades dos materiais, podendo estes exibir variações em relação a uma grandeza física ou ao próprio comportamento reológico do material, tais como ocorrência de refrações das tensões e das deformações.

As direções das fraturas nos calcários N20-40E e N65-85W apresentam, respectivamente, uma correspondência notável com os dutos N25-45E e N70-90W. A pequena variação deve-se ao próprio processo de dissolução que originou os condutos. Apenas os máximos N-S +-10° dos condutos não se relacionam com um dos máximos dos fraturamentos, embora haja fraturas nos calcários nesta direção em baixa proporção.

Considerando o sistema de fraturas dos calcários como resultado dos sistemas de tensões sofridas durante o brasiliano, e sendo este correspondente às famílias dos condutos e metapelitos como já mencionados, podem-se comparar as famílias dos lineamentos às direções já analisadas.

As direções N35-55E e N35-55W dos lineamentos são concordantes às direções das fraturas dos metapelitos descritas anteriormente já a direção N-S ± 10 dos lineamentos é correspondente à direção dos condutos descrita nos parágrafos acima. Estas três direções apresentam uma correlação com as direções de fraturas dos calcários como já interpretadas.

A direção E-W $\pm 10^\circ$ dos lineamentos, por sua vez, pode ser entendida como o reflexo das estruturas N65-85W dos calcários e/ou metapelitos. Uma vez que o método usado para obter as direções dos lineamentos é diferente do utilizado para obter as direções das medidas das fraturas, esta diferença entre as medidas é completamente aceitável.

Como visto nos parágrafos precedentes, há uma correlação entre as famílias de fraturas mostrada na tabela 4.2, apesar dos metapelitos e lineamentos apresentarem quatro famílias e os calcários e condutos três famílias. Estas diferenças, no entanto, estão relacionadas ao comportamento de diferentes corpos frente a um mesmo esforço. Sendo assim, considera-se para os estudos hidrogeológicos o sistema de fraturas dos calcários e condutos como representativo para região da bacia.

Foi relacionada a estruturação da área com os eventos compressivos ocorridos no evento brasiliano, os quais foram responsáveis por gerar sistemas de falhas de empurrões profundas por todo o Cráton do São Francisco, como descritas por Schobbenhaus *et al* 1984 (*in* Silva 1995) e por Misi *et al* (2004). Este último autor denomina este sistema como sendo responsável pela mineralização e conseqüentemente pela concentração de minerais de ganga como fluorita. O sistema de fraturas da área de estudo (Tabela 4.3) pode ser correlacionado com o exposto por Misi *et al* (2004) (Tabela 4.4).

Tabela 4.3: Direções mais frequentes das estruturas encontradas na área de estudo.

Nome	Estruturas Associadas
Bacia Do Boi Morto	Fraturas nos Calcários N20-40W
	Fraturas nos Metapelitos N35-55W
	Lineamentos N35-55W

Tabela 4.4: Estruturas da cobertura do Cráton do São Francisco (adotado de Misi, 2004).

Nome	Estruturas Associadas	Rochas Encaixantes
Irecê	Falha N40W	Doloarenitos silicificados
Nova redenção	Falha N40W	Doloarenitos silicificados
Serra do Ramalho	Falha N45W	Doloarenitos silicificados
Vale do São Francisco (Montalvânia, Januária e Itacarambi)	Falha N45W	Doloarenitos silicificados
Moro Agudo	Falha N15W	Doloarenitos e brechas
Vazante	Falha N50E	Doloarenitos e brechas

Com a correspondência entre as estruturas encontradas na área e a geologia regional (Tabelas 4.3 e 4.4), propõe-se o seguinte modelo compressivo para a área, adotando-se o modelo de *Riedel* às estruturas dos calcários: esforço compressivo de movimento resultante sinistral paralelo à direção SSE/NNW; tensor σ_1 horizontal, sendo esta direção representada pelas fraturas de distensão N20-40W, mais abertas, subverticais, (Tabela 4.1); par conjugado de fraturas N20-40E (antitética) e N65-85W (sintética), ambas sub verticais; tensor σ_3 , horizontal, perpendicular ao σ_1 representado pelos eixos de dobras com direção predominante NE/SW; o tensor σ_2 representa as fraturas sub-horizontais.

Devido ao elevado grau de fraturamento, não foi possível separar os sistemas de cisalhamento secundários, mas a alta densidade de fraturas na direção NE (vide Tabela 4.1) pode representar um cisalhamento secundário antitético nesta direção.

A neotectônica é marcada pelo padrão de drenagem sub-retangular que se apresenta paralela ao sentido do evento do brasiliano, onde se observa a drenagem das bacias para NW, encaixadas sobre as fraturas da direção do tensor σ_1 .

5. **HIDROGEOLOGIA DA BACIA**

Apresenta-se aqui os resultados de análises dos dados hidrológicos e hidrogeológicos da bacia do riacho Boi Morto, posteriormente utilizados na definição do modelo numérico. O riacho Boi Morto é caracteristicamente intermitente a montante e perene a jusante, onde desemboca no rio São Francisco. O sistema aquífero sotoposto à bacia é representado hidrogeologicamente pelos aquíferos cárstico-fissural pertencentes às rochas do Grupo Bambuí e acima destes pelo aquífero poroso representado pelas coberturas Cenozóicas. A unidade aquífera cárstica-fissural foi dividida em dois aquíferos (Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré) e um aquífero (Formação Serra de Santa Helena), este situado entre os dois aquíferos.

5.1. **DINÂMICA HÍDRICA SUPERFICIAL**

Os estudos de hidrologia foram relacionados ao sistema de recarga e descarga da bacia do riacho Boi Morto. Esta bacia apresenta uma área aproximada de 150 km², sendo formada pelo riacho homônimo e pela vereda do Tabuleirinho. Esta última se encontra totalmente seca, pois em suas duas nascentes principais (N9 e N10) há um poço tubular (Figura 5.1) e barramento (Figura 5.2), em operação.



Figura 5.1: Captação da nascente N10 da Vereda do Tabuleirinho.



Figura 5.2: Barramento da nascente N11 da Vereda do Tabuleirinho.

A drenagem principal mostra várias nascentes (Figura 5.3), porém, as nascentes N1 a N4 embora perenes, perdem suas águas ao longo do escoamento antes de atingir a calha do riacho Boi Morto, devido às fraturas das rochas, o que deixa o curso do rio seco no período de estiagem.

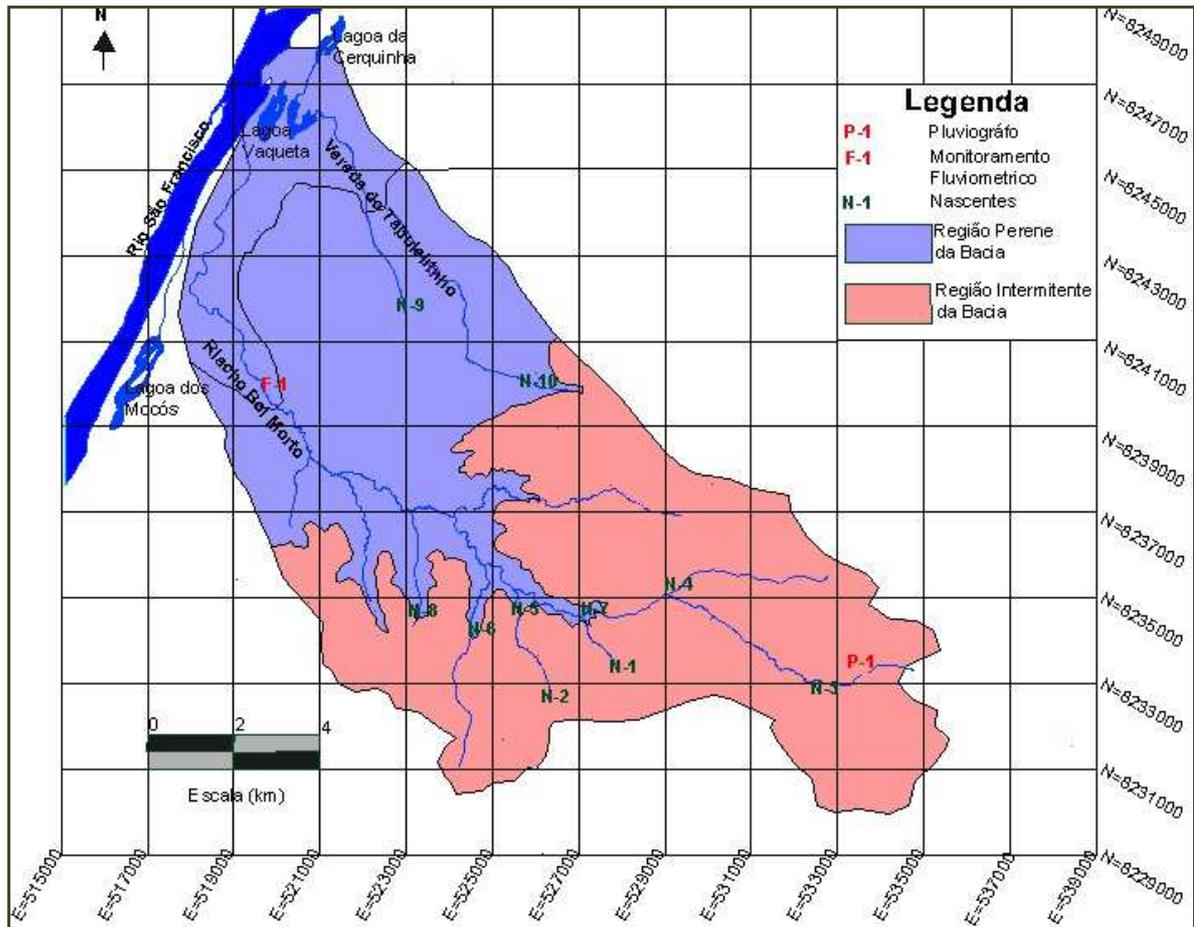


Figura 5.3: Bacia Hidrológica com as principais nascentes e divisão com relação a sua intermitência.

As nascentes perenes do riacho Boi Morto são caracterizadas por apresentar vazões abaixo de 2 m³/h, localizadas no contato do calcário com o metapelito ou surgindo em estruturas planares (Figura 5.4). Contudo observam-se também nascentes oriundas de fraturas ou ressurgências em condutos com maiores valores de vazão e sempre em uma das principais direções das fraturas (Figura 5.5).



Figura 5.4: Nascente N8 localizada no contato do calcário com o metapelite.



Figura 5.5: Ressurgência da nascente N1 em, conduto E-W.

A caracterização hidrológica neste trabalho teve como objetivo a obtenção do cálculo de recarga de água subterrânea e esta foi obtida a partir do escoamento de base que representa a recarga do aquífero

5.1.1. PLUVIOMETRIA

O município de São Francisco apresenta monitoramento pluviométrico desde 1938, o qual é realizado numa estação da Agencia Nacional das Águas (ANA-1544012).

Para este estudo foi instalado um pluviógrafo na cabeceira da bacia do riacho Boi Morto, com medições durante um ano hidrológico correspondente ao período de abril/2010 a março/2011.

Para efeito de comparação, a tabela 5.1 mostra os dados do pluviógrafo instalado na bacia e os valores da estação da ANA para o mesmo período do ano hidrológico 2010/2011, bem como os dados históricos estatísticos dos 78 anos de medição pela ANA.

Tabela 5.1: Tabela com os valores de precipitação da estação da ANA e do pluviógrafo da bacia.

Pluviometria (mm)					
Período (2010/2011)	Valores Históricos da ANA (1938 - 2011)				Dados da Bacia
	Mínimo	Média	Máximo	(2010-2011)	(2010-2011)
Abril	0	54,0	302,1	57,2	106,8
Maio	0	12,0	83,1	13,6	30,0
Junho	0	2,6	33,5	0	0
Julho	0	3,3	58,3	0	0
Agosto	0	3,4	42,0	0	0
Setembro	0	17,9	120,0	12,1	0,3
Outubro	0	87,6	307,6	83,9	0,3
Novembro	19,8	178,1	385,5	218,2	27,5
Dezembro	33,5	252,3	721,5	271,1	231,5
Janeiro	8,5	191,5	616,6	241,4	211,0
Fevereiro	1,3	120,3	522,2	66,2	112,0
Março	0	134,4	390,1	218,5	265,0
Total		1057,6		1182,2	984,4

A tabela 5.1 mostra coerência entre os dados medidos no pluviógrafo da bacia e os valores da estação da ANA, nenhum valor ficou fora dos limites de máximos e mínimos já registrados pela ANA. O total anual de 984,4 mm ficou dentro do limite anual já registrado pela estação da ANA, que registrou mínimo de 571,6 mm no ano de 1953/54 e máximo de 1797,6 no ano de 1978/79 (Figura 5.6).

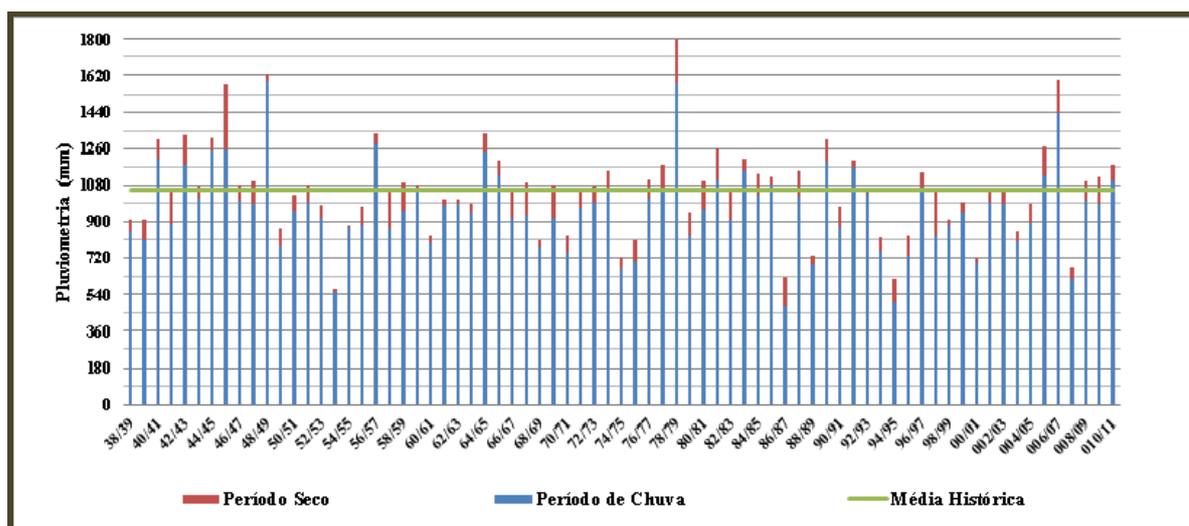


Figura 5.6: Histórico pluviométrico da estação da ANA entre os anos de 1938 -2011 (1544012).

Apesar da coerência anual dos valores do pluviógrafo com a estação federal, esta consistência do registro de precipitação da bacia com os valores da estação da ANA foi testada através da análise de dupla massa, com objetivo de completar um ano hidrológico de outubro/2010 a setembro/2011 com os dados da estação federal.

Este método compara valores acumulados da estação desejada (Estação da bacia do Boi Morto) com valores médios acumulados de outra (s) estação (ões) de referência (Estação da ANA). Os dados são plotados no plano cartesiano para análise da consistência e o valor linear entre as retas deve ser o mais próximo de 1. Caso contrário os dados podem ser corrigidos, dividindo-se o coeficiente angular das duas retas (Figura 5.7).

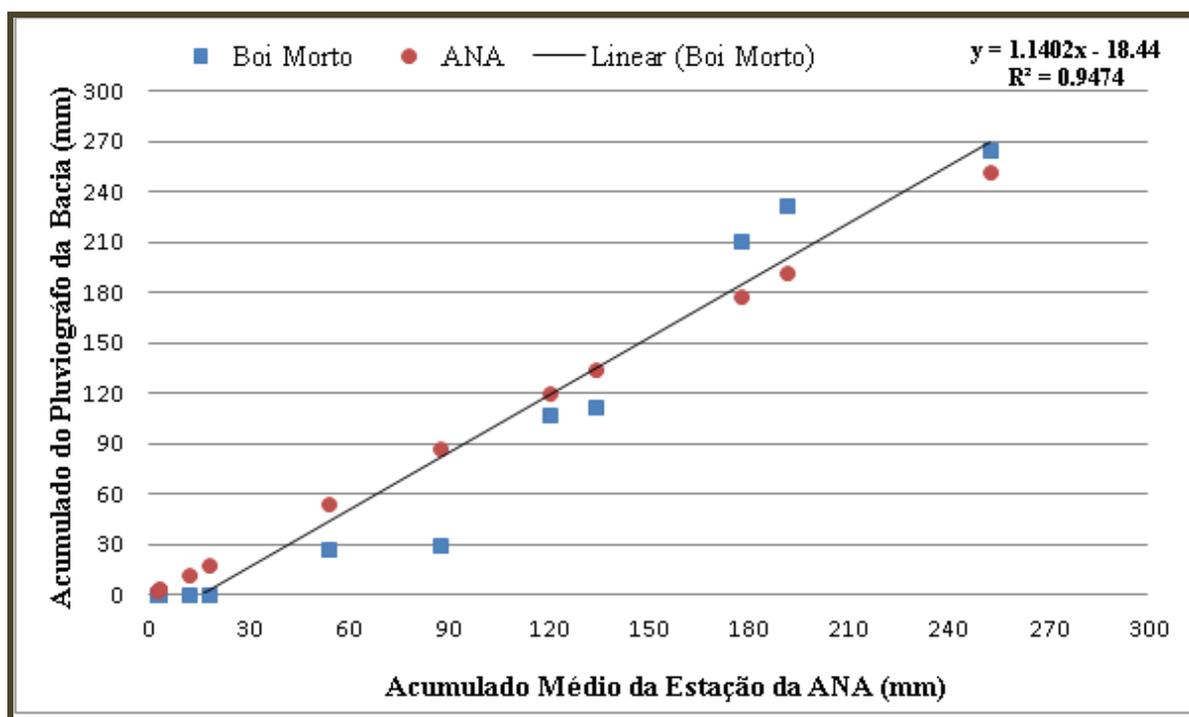


Figura 5.7: Curva de dupla massa, para os dados pluviométricos da bacia do Boi Morto e da estação da ANA (1544012).

Foi possível observar que a estação da área apresenta divergência de apenas 5% dos dados médios acumulados da estação da ANA durante o ano de 1938 a 2011. O erro de 5% em valores médios dentro de um número grande de observações corresponde à retirada dos valores extremos

denominado por Farias (2003) como média aparada, ou seja, os valores encontrados na curva de dupla massa podem ser considerados consistentes sem a aplicação de correções.

Verificam-se a boa consistência dos dados apresentados na curva de dupla massa, foi completado o ano hidrológico outubro/2010 a setembro/2011 com os dados da estação da ANA, usando-se os dados do mesmo ano hidrológico de 2010/2011, completando os dados referentes ao período seco (Tabela 5.2). Também foi substituído o valor de outubro devido a provável erro no registro da estação da bacia. Como já mencionado, o valor de 0,3mm registrado é muito abaixo da média histórica e do ano hidrológico registrado pela estação da ANA, além do que, se observa um aumento expressivo da lamina d'água no mês de outubro sem registros de pluviometria (Figura 5.8).

Tabela 5.2: Valores de pluviometria que compõem a série utilizada para cálculo da recarga.

Período (2010/2011)	Pluviometria (mm)		
	Boi Morto	ANA	Completa
Outubro	0,3	83,9	83,9
Novembro	27,5	218,2	27,5
Dezembro	231,5	271,1	231,5
Janeiro	211,0	241,4	211,0
Fevereiro	112,0	66,2	112,0
Março	265,0	218,5	265,0
Abril		24,1	24,1
Mai		4,3	4,3
Junho		0	0
Julho		0	0
Agosto		0	0
Setembro		15,0	15,0
Total		1142,7	974,3

O total pluviométrico da bacia do Boi Morto obtido completando-se com os valores da série da estação federal para o ano hidrológico de outubro/2010 a setembro/2011 (974,3 mm) apresenta uma consistência dos dados com erro de aproximadamente 1% quando se compara com total pluviométrico medido para o ano hidrológico de abril/2010 a março/2010 (984,4 mm). Os dados da série completa foram usados para uma correlação direta com os dados de vazão, objetivando compor uma série pluviométrica completa iniciada no período de outubro de 2010 (Figura 5.8).

5.1.2. DESCARGAS SUPERFICIAIS

O monitoramento das descargas superficiais possibilitou estabelecer o deflúvio da bacia, devido ao grande número de dados de lâmina d'água gerado durante um único dia de monitoramento, uma medida a cada 5 minutos, com o transdutor de pressão (288 medidas/dia realizando). Optou-se por utilizar o valor médio em cada dia (Figura 5.8):

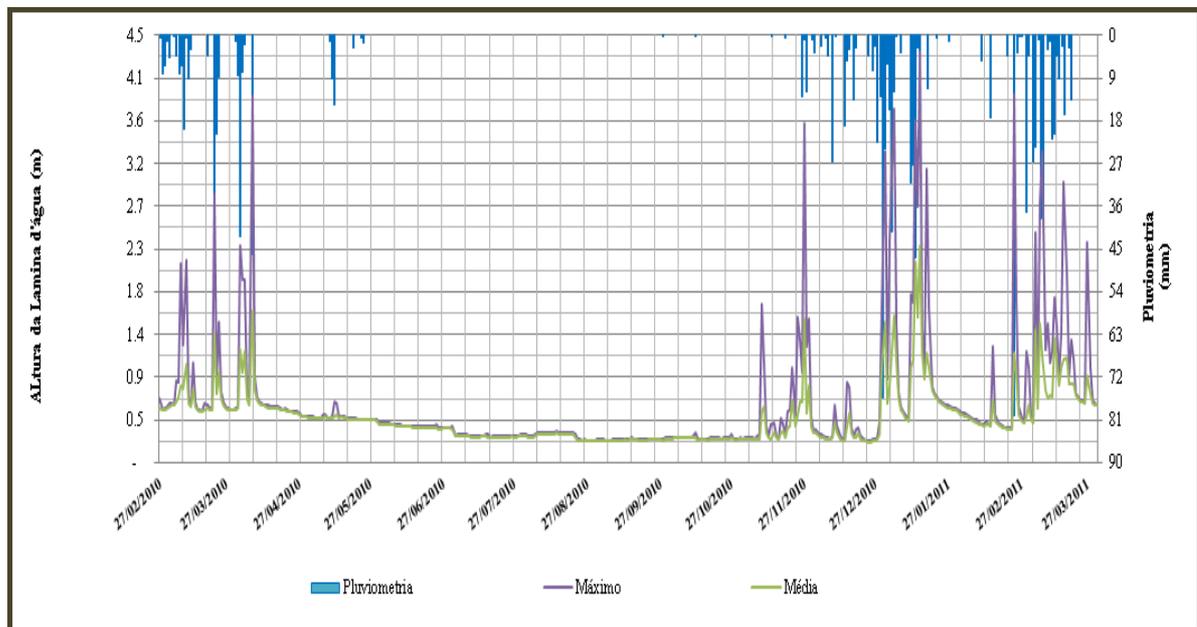


Figura 5.8: Variação da altura da lâmina d'água (m) com a pluviosimetria (mm) da bacia.

Verifica-se uma correspondência direta entre os eventos de precipitação medidos e altura da lâmina d'água. No período de julho a setembro, observa-se o menor valor de lâmina d'água caracterizando o fluxo de base, contudo no início de outubro, observa-se um aumento da lâmina d'água sem reação de eventos pluviométricos. Por este motivo, os valores de outubro registrados na bacia foram substituídos pelo valor da estação federal para os cálculos de recarga.

Para o cálculo de vazão a partir da medida de cota, foi considerado escoamento de base em regime não permanente. Segundo Tucci (1986), o regime não permanente considera a variação no tempo e no espaço descrita por equações de conservação de massa, energia e quantidade de

movimento. O cálculo de vazão da bacia foi realizado empregando o método de Manning, desenvolvido em 1891 (Equação 1).

$$V = \left(\frac{1}{n}\right) \times R^{2/3} \times S^{1/2} \quad \text{Equação 1}$$

$$Q = V \times A \times 3600$$

Q – Vazão (m³/h);

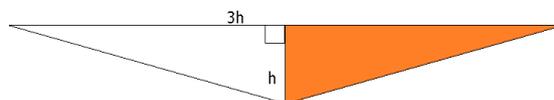
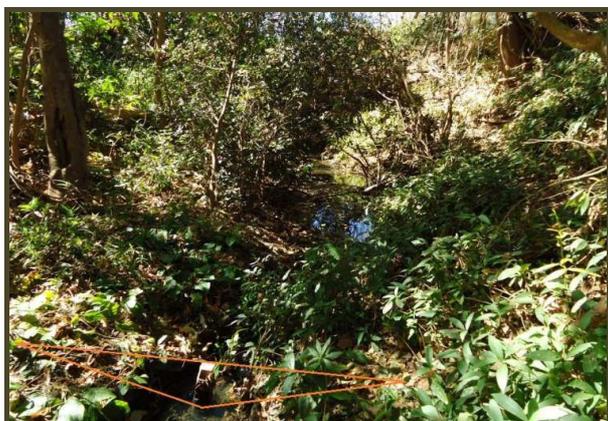
V – Velocidade média na seção (m/s);

n – Coeficiente de Manning (TL^{-1/3});

R – Raio Hidráulico (m), que é o quociente entre a área e o perímetro molhado;

S – Declividade (m/m)

Para a aplicação da equação de Manning, foi considerada a área molhada com aproximação de dois triângulos retângulos de base total igual a seis vezes a altura (Figura 5.9).



$$\begin{aligned} \text{Área} &= 3h^2 \\ \text{Perímetro} &= 12.3h \end{aligned}$$

Figura 5.9: Ponto de Medição Fluviométrico e figura geométrica esquemática de representação de área.

O Coeficiente de Manning foi obtido a partir de valores tabelados para córregos e rios limpos, retílineos e uniformes com poucas rochas e vegetação na calha. O valor adotado para o coeficiente de Manning foi $n = 0,033$ conforme sugerido por Tucci (1986). A declividade (S) foi calculada na região perene da bacia mostrada na figura 5.3, sendo que a componente x corresponde a 15.000 metros e a componente y corresponde à diferença das cotas 520 e 450,

obtendo com isto $S = 0,0047$. Os outros dados foram calculados para os dados médios de cada mês conforme tabela 5.3.

Tabela. 5.3: Valores utilizados na equação de Manning para cálculo de vazão.

Período 2010/2011	Altura (m)	Área (m ²)	Perímetro (m)	Raio Hidráulico R (m)	Velocidade V (m/s)	Vazão Q (m ³ /s)
Abril	0.6582	1.4812	6.0290	0.2156	0.7456	1.3391
Maio	0.4614	0.6398	4.2266	0.1511	0.5968	0.3826
Junho	0.3782	0.4298	3.4642	0.1239	0.5233	0.2254
Julho	0.2739	0.2259	2.5089	0.0897	0.4229	0.0961
Agosto	0.2726	0.2264	2.4974	0.0893	0.4210	0.0972
Setembro	0.2353	0.1662	2.1553	0.0771	0.3827	0.0636
Outubro	0.2491	0.1864	2.2821	0.0816	0.3974	0.0742
Novembro	0.4156	0.7180	3.8066	0.1361	0.5401	0.6121
Dezembro	0.3407	0.5391	3.1206	0.1116	0.4718	0.4755
Janeiro	0.8869	2.9714	8.1243	0.2905	0.8968	3.6101
Fevereiro	0.4733	0.7628	4.3357	0.1550	0.6002	0.5546
Março	0.8071	2.1644	7.3927	0.2643	0.8535	2.1121
Média	0.4544	0.8759	4.1619	0.1488	0.5710	0.8035

A partir dos dados da tabela 5.3 e da equação de Manning, a vazão média da bacia foi calculada para cada dia do ciclo hidrológico (Figura 5.10). Para representar a vazão da bacia, adotou-se o valor da mediana (770 m³/h), pois, como descrito por Farias (2003), para um número grande de dados (43800 dados) em que há grande variação dos limites máximos (96055 m³/h) e mínimos (188 m³/h), a média (2910 m³/h) se torna muito sensível a valores extremos, enquanto que a mediana é mais robusta, não sendo muito alterada, com alguns valores muito altos ou baixos, e mais representativos que o valor da média. Para toda distribuição não simétrica é recomendável usar a mediana, pois o uso da média mascara o valor representativo da região, como visto na figura 5.10.

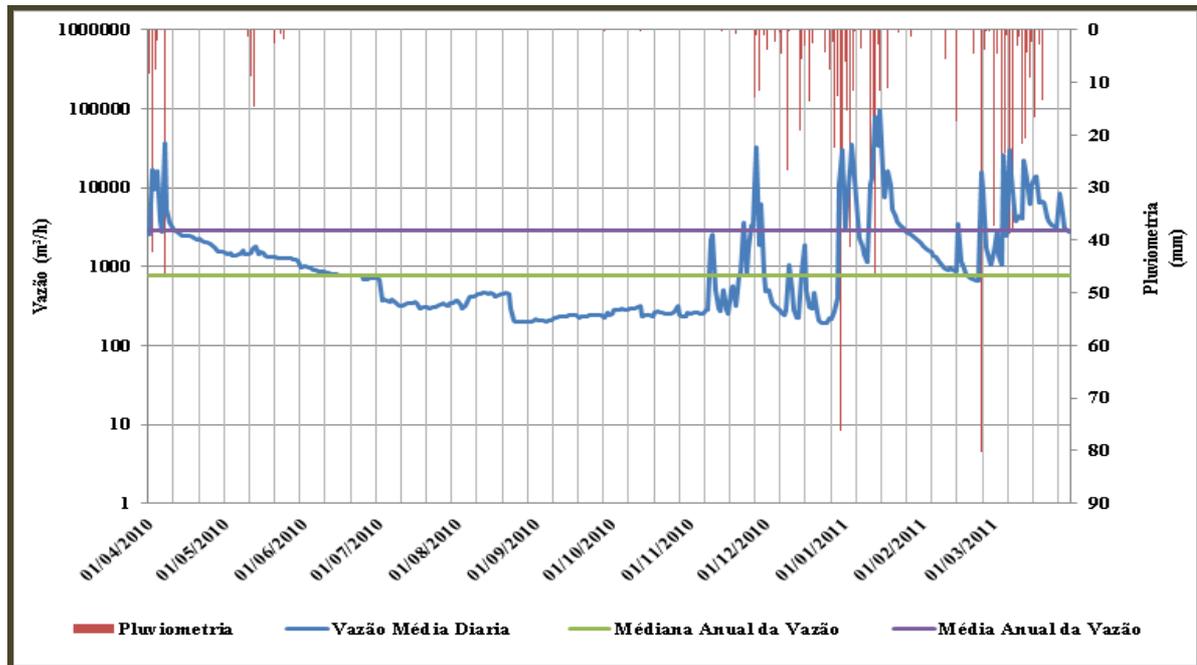


Figura 5.10: Variação da vazão com a pluviosimetria.

A partir destes valores e dos dados de pluviosimetria apresentados na tabela 5.2, foi construída uma tabela de correlação objetivando completar a série fluviométrica de outubro/2010 a setembro/2011 (Tabela 5.4). Esta correlação é válida para erros relativamente pequenos, uma vez que a variação da vazão é diretamente relacionada aos eventos pluviométricos da bacia.

A correlação foi realizada dividindo os períodos hidrológicos em subperíodos, e nestes houve uma relação direta de vazão com a pluviosimetria. Foram assumidos os dados fluviométricos do período seco de 2010 para o mesmo período no ano de 2011, dito que, uma vez que a pluviosimetria do período seco no ano de 2010 é praticamente a mesma no ano de 2011 (Tabelas 5.1 e 5.2) e que esta pluviosimetria é o principal fator para a vazão de descarga superficial da bacia, foram utilizados os valores do período seco de 2010 para o ano de 2011, onde os erros serão comparados para validar esta replica de valores.

Tabela. 5.4: Relação pluviométrica e fluviométrica.

Períodos	Pluviometria da Bacia		Fluviométrica da Bacia		Pluviometria Completa	
	(mm)	(%)	(m ³ /h)	(%)	(mm)	(%)
Chuva	847,30	86	26778,83	77	930,90	95.6
Seco	137,10	14	7934,43	23	43,40	4.4
Total	984,40	100	34713,27	100	974,30	100
Subperíodos	Pluviometria da Bacia		Fluviométrica da Bacia		Pluviometria Completa	
	(mm)	(%)	(m ³ /h)	(%)	(mm)	(%)
Outubro-Novembro	27,80	3	2470,58	7	111,40	11
Dezembro-Janeiro	442,50	45	14708,16	42	442,50	45
Fevereiro-Março	377,00	38	9600,10	28	377,00	39
Abril-Maio	136,80	14	6198,22	18	28,40	3
Junho-Julho	0,00	0	1157,20	3	0	0
Agosto-Setembro	0,30	0	579,01	2	15,00	2
Total	984,40	100	34713,27	100	974,30	100

Como já discutido a relação da pluviometria da bacia com os dados de pluviometria completados com os dados da ANA apresenta uma boa relação com, erro de aproximadamente 1%. Na relação com os dados de fluviometria com a pluviometria, relacionados as dados de subperíodos da tabela 5.4, observa-se uma diferença entre a porcentagem pequena, inferior a 15%.

Quando se compara a fluviometria com a pluviometria completa tem-se que nos subperíodos de fevereiro a março verifica-se uma diferença negativa de 11% já o subperíodo seguinte (abril a maio), apresenta uma diferença positiva de 15%. Provavelmente a diferença, pode ser interpretada como um atraso das chuvas no ano de 2011.

Os dados apresentados na pluviometria completa e na fluviometria replicada (Figura 5.11) serão utilizados para os cálculos de recarga da bacia, durante o período de outubro/2010 a setembro/2011.

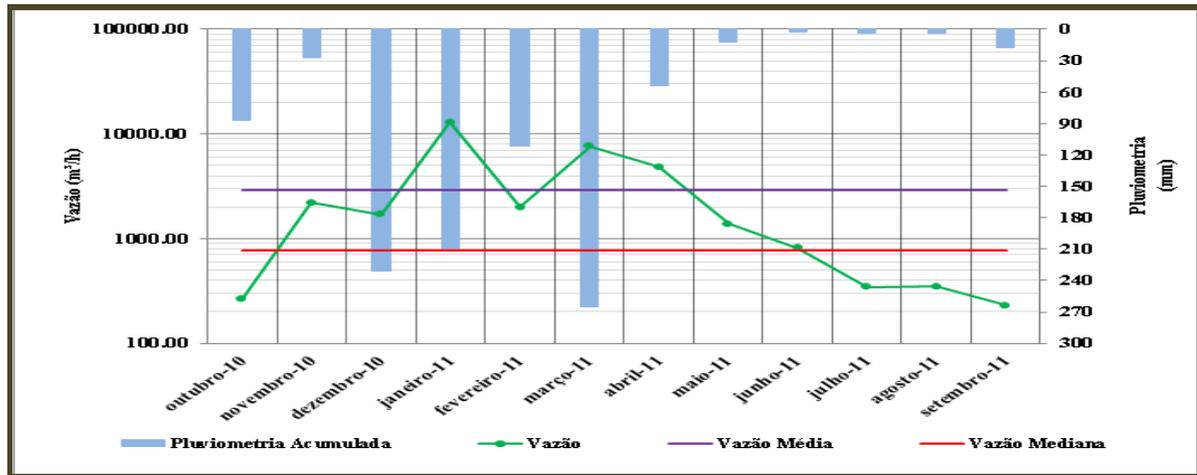


Figura 5.11: Hidrograma de vazão e pluviometria para ano hidrológico 2010-2011.

5.1.3. AVALIAÇÃO DA RECARGA

Segundo Costa (2005), entre as várias técnicas existentes para separação de hidrograma, quase todas consideram apenas dois componentes de fluxo: superficial e subterrâneo. Esta simplificação decorre do fato de ser praticamente impossível determinar com precisão todas as rotas de fluxo numa bacia, já que os fluxos subsuperficiais mais rápidos e mais lentos ocorrem muitas vezes simultaneamente e podem ser agrupados na separação de hidrogramas de fluxo superficial e de base, respectivamente. São técnicas arbitrárias (Smakhtin, 2001), porém, adequadas pela rapidez e boa reprodutibilidade dos resultados. Outra dificuldade é estabelecer em hidrogramas o ponto B, momento a partir do qual não há mais fluxo superficial (Figura 5.12).

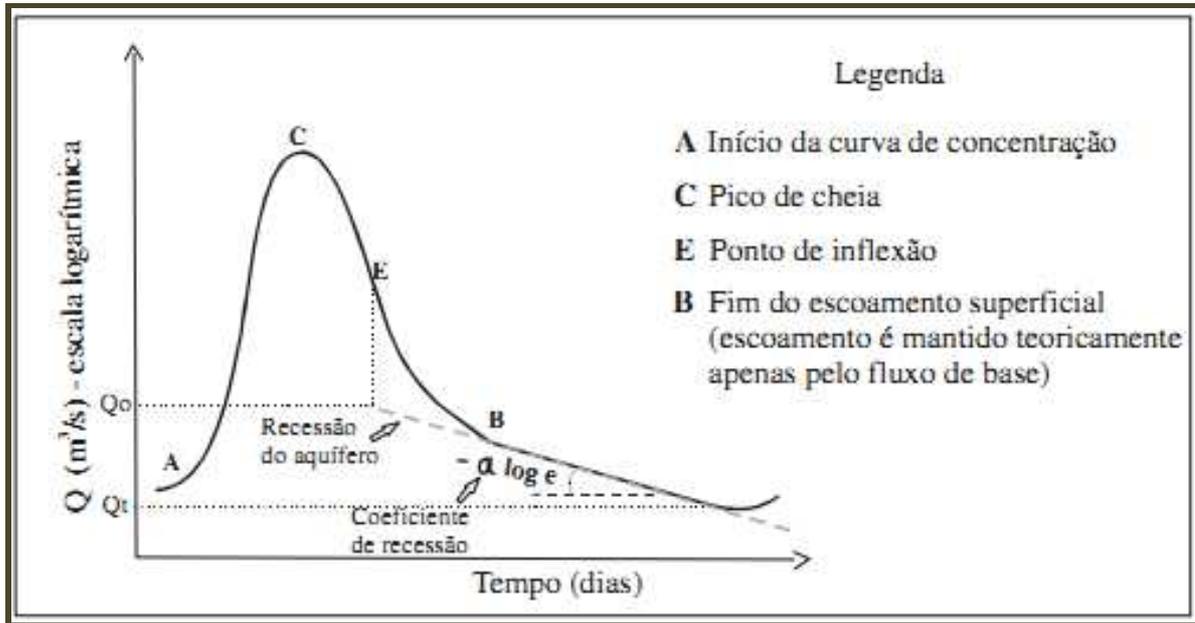


Figura 5.12: Determinação do coeficiente de recessão pelo método de Barnes (retirado de Costa 2005).

O coeficiente de recessão do fluxo de base é dado pela reta cuja inclinação é $-\alpha \log e$. A porção sotoposta à linha formada pela junção dos pontos (A, projeção de E, B) representa o fluxo de base, enquanto a porção acima representa o escoamento superficial.

Tendo em vista o exposto nos parágrafos anteriores e considerando o fato de que a figura 5.11 não apresenta curva de simetria como acontece com a figura 5.12, optou-se por calcular o escoamento de base matematicamente. Segundo Fetter (2001), pode-se utilizar a fórmula de Linsley *et al* (1975) para determinar o ponto B da figura acima, pela expressão:

$$N = 0.827 A^{0.2}$$

Onde N é o tempo (dias) entre os pontos C e B, para uma área A (km²).

A área da bacia drenada até o ponto F1 (Figura 5.3) corresponde a aproximadamente 114 km², tendo com isto um N igual 2,132 dias. Segundo Tucci (1986), utilizando a média móvel para $N = \pm 2$, pode-se gerar uma série de vazão em que os maiores valores e as pequenas variações são filtrados. Unindo os pontos de mudança de tendência da curva resultante, o volume acima da curva dos mínimos da média móvel é o escoamento superficial, enquanto que o volume abaixo é

o escoamento subterrâneo. A tabela 5.5 apresenta os valores médios obtidos para o ano hidrológico de 2010/2011.

Tabela 5.5: Valores de escoamento superficial e subterrâneo.

Período 2010/2011	Vazão média (m³/h)	Escoamento Subterrâneo (m³/h)	Escoamento Superficial (m³/h)
Outubro	4820,7	2235,1	2585,7
Novembro	1377,5	1307,5	70,0
Dezembro	811,4	775,7	35,7
Janeiro	345,8	317,7	28,1
Fevereiro	349,9	314,2	35,7
Março	229,1	219,9	9,2
Abril	267,1	249,3	17,8
Maio	2203,5	470,1	1733,4
Junho	1711,7	244,1	1467,5
Julho	12996,5	3594,1	9402,4
Agosto	1996,4	936,3	1060,1
Setembro	7603,7	3356,8	4246,9
Média	2892,8	1168,4	1724,4

Para o cálculo da recarga, o valor do escoamento de base (1168.4 m³/h) deve ser comparado com a pluviometria anual (974,30 mm) e com a área da bacia hidrográfica (114.000.000 m²). Estes cálculos foram apresentados abaixo:

$$Recarga = \frac{Escoamento\ Base}{Área\ da\ Bacia \times Pluviometria}$$

$$Pluviometria = 974,3 \frac{mm}{ano} = 0,973 \frac{m}{ano} = 0,000111 \frac{m}{h}$$

$$Recarga = \frac{1168,4 \text{ m}^3/h}{114.000.000 \text{ m}^2 \times 0,000111 \text{ m/h}} = \frac{1168,4}{12.654} = 9,2\%$$

O valor da recarga calculado acima refere-se a área a montante do ponto de medição. Porém o valor encontrado foi aplicado em toda área da bacia, uma vez que a área abaixo do ponto de medição (cobertura Cenozóica) corresponde a uma importante área de recarga. Sendo assim, a recarga média de 9,2% corresponde a uma recarga mínima de 89,6 mm/ ano.

Admitindo-se uma relação direta entre a área de drenagem e a recarga, para a área total da bacia (aproximadamente 150 km²), tem-se uma recarga mínima de 117,9 mm/ano. Esta relação pode ser considerada aceitável, uma vez que, de modo geral, as características geológicas, morfológicas e hidrológicas são semelhantes em toda a bacia.

5.2. DINÂMICA HÍDRICA SUBTERRÂNEA

Segundo Gaspar (2006), sistema aquífero é o conjunto de aquíferos pertencente à mesma unidade geológica de abrangência regional interdependente hidráulica e/ou fisicamente. Neste trabalho, o sistema aquífero, reuniu todas formações do Grupo Bambuí, sejam elas aquíferas (Lagoa do Jacaré e Sete lagoas) ou não aquíferas (Santa Helena) definidas como unidades hidrogeológicas. A descrição destas unidades será feita juntamente com o modelo físico. O aquífero de cobertura não foi detalhado neste trabalho, apenas sua importância em relação à recarga será considerada, isto devido à sua menor espessura (10 metros), proximidade com o rio São Francisco e alta permeabilidade.

Segundo Martínez (2010), as melhores possibilidades de armazenamento correspondem às regiões de maior fraturamento das unidades carbonáticas, já no aquífero de cobertura, a recarga está relacionada à infiltração direta da precipitação. O fluxo da unidade de cobertura é essencialmente vertical devido à sua menor espessura e alta permeabilidade, funcionando como uma importante área de recarga para o aquífero carbonático inferior.

O fluxo das unidades carbonáticas depende da densidade e abertura das fraturas. Segundo Atkinson (1986), a porosidade das rochas carbonáticas é classificada de acordo com a dimensão de espaços vazios, seja através da porosidade primária ou pelo processo de dissolução secundária.

Para Feitosa (2008), os fatores que influenciam as características hidrodinâmicas do sistema fissural estão ligados à amplitude (l), abertura (a), rugosidade das paredes (R), frequência, número de famílias e atitude (F1 e F2), frequência (b), orientação (atitude), material de

preenchimento (p1), porosidade e permeabilidade (p2) da rocha matriz das fraturas (3m x 3m) (Figura 5.13).

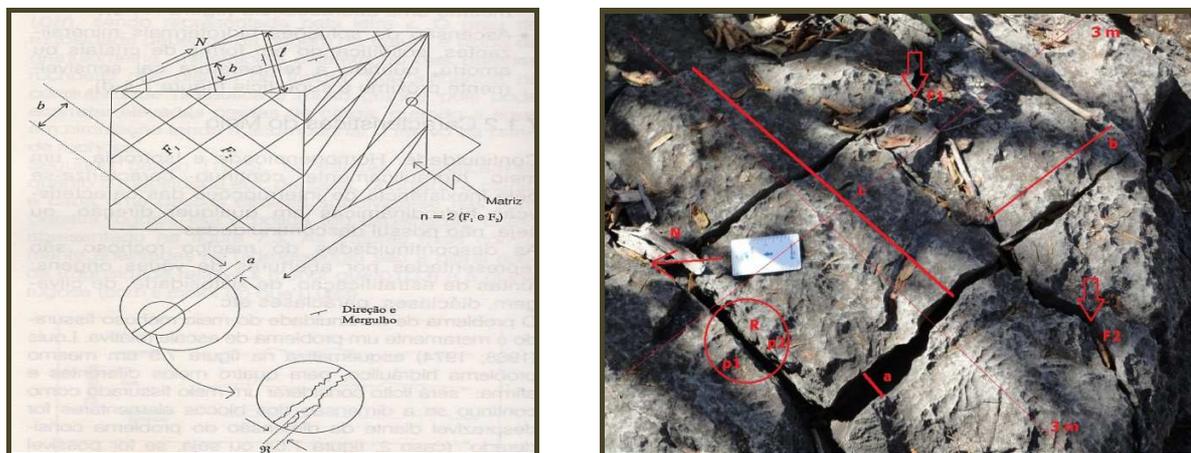


Figura 5.13: Características das fraturas das rochas carbonáticas.

Para aplicação da Lei de Darcy para fluxo laminar, serão consideradas as fraturas com paredes lisas e sem preenchimento com matriz praticamente impermeável.

Segundo Pessoa (2005) em aquíferos carbonáticos, 95% de todo o volume de espaços vazios concentra-se na matriz, não obstante, mais de 94% do volume de água está condicionada aos condutos. Por isso é tão importante o conhecimento do compartimento litoestrutural dos aquíferos cárstico-fissural.

As propriedades hidráulicas foram analisadas para um sistema fissural, contudo o sistema como um todo será analisado como um sistema poroso isotrópico equivalente, isto devido às dimensões do aquífero e à elevada conectividade das estruturas no aquífero cárstico-fissural.

5.2.1. PIEZOMETRIA

Os instrumentos utilizados para medição do nível d'água foram transdutores de pressão automáticos (*divers*) e medidor manual de nível. A figura abaixo apresenta a localização destes pontos representados por poços tubulares ativos ou paralisados.

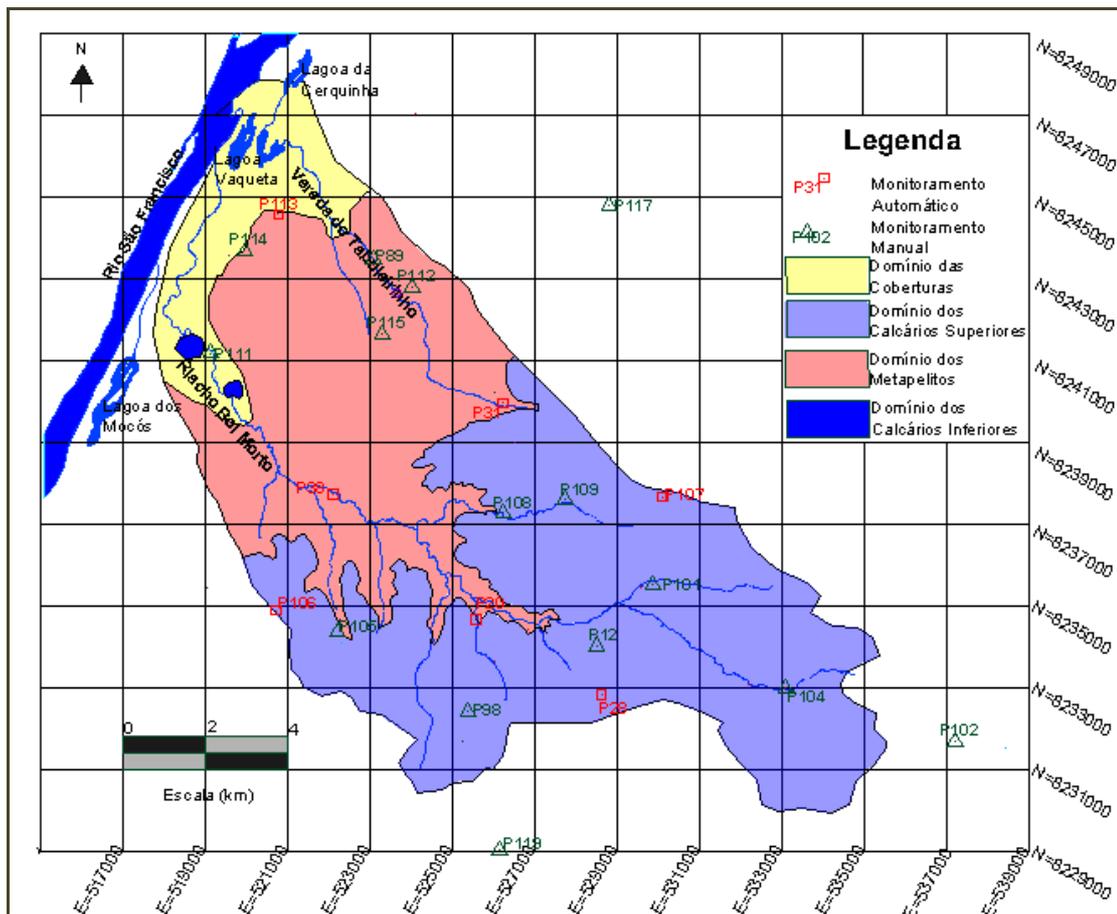


Figura 5.14: Mapa litológico com os pontos de monitoramento subterrâneo.

A figura 5.14 apresenta todos os pontos monitorados durante o período de fevereiro de 2010 a março de 2011. Durante este período, foram realizadas quatro campanhas de monitoramento manual (pontos verdes), contudo nem todos os pontos foram medidos nas quatro campanhas. Os pontos localizados fora da bacia (P-102, 117 e 119) foram monitorados com o objetivo de obter um maior conhecimento de possíveis contribuições ou perdas subterrâneas nas bacias vizinhas.

Os pontos vermelhos correspondem ao monitoramento realizado pelos equipamentos automáticos, os quais foram também medidos manualmente nas quatro campanhas a fim de verificar a confiabilidade dos dados que foram coletados automaticamente, tendo se mostrado coerentes com os valores automáticos. O monitoramento automático de água subterrânea terminou em julho/2010. A tabela 5.6 apresenta a localização, nível estático e outras características destes pontos.

Tabela 5.6: Pontos de Monitoramento de água subterrânea.

Ponto	Coordenadas			Nível Estático (m)				Profundidade (m)	Vazão (m³/h)
	x	y	Z	02/10	04/10	06/10	04/11		
P12	528506	8234032	545	24,93	23,13	25,49	24,92	95	9,0
P20	525568	8234693	513	14,03	15,10	15,00	14,43	114	parado
P28	528621	8232846	519	56,21	57,36	58,01	56,76	80	4,3
P31	526140	8239995	501	17,02	19,94	18,99	17,92	100	parado
P38	522087	8237739	476	2,64	6,8	3,59	3,12	100	10,0
P89	523083	8243504	465	28,42	24,5	26,01	27,02	69	7,5
P98	525373	8232420	542	25,41	25,69	26,09	26,19	60	9,0
P101	529607	8235476	545	1,96		1,01			7,8
P102	537202	8231684	598	30,81	8,5	9,4	17,6	136	5,0
P104	533104	8233006	601	19,65	7,88	22,4	20,02	96	s/medida
P105	522271	8234687	526		6,74		6,09		s/medida
P106	520734	8234883	530	67,38	68,37	69,89	66,56	167	parado
P107	530101	8237668	581	6,40	4,76	7,11	5,34	100	7,0
P108	526240	8237289	519	2,40	6,85	2,41	2,49		1,0
P109	527751	8237611	545	1,99	6,9	2,68	2,40		s/medida
P111	519135	8241176	449	3,45	7,16	1,86	2,89		s/medida
P112	523648	8242651	469	33,79	30,01			120	s/medida
P113	520775	8244578	453	3,52	6,78	12,34	8,76	130	0,5
P114	519566	8243574	452	3,35	7,39	5,02			s/medida
P115	522929	8241803	487	16,90		18,98			s/medida
P117	528817	8244779	528	4,15		4,95	5,24		s/medida
P119	526154	8229020	631	6,22		5,60	5,99		parado

Os pontos em negrito são relativos às medidas manuais nos poços de monitoramento automático, as quais se encontram coerentes com as coletada pelos *divers*. Além da validação dos dados coletados pelos *divers*, o monitoramento manual teve como objetivo compor o mapa potenciométrico da área. A figura 5.15 representa o mapa potenciométrico do dia primeiro de junho de 2010.

Os poços fora da bacia P-102 (cota Z 588), P-117 (cota Z 523) e P-119 (cota Z 624) não foram utilizados para construção do mapa potenciométrico, porém pode-se observar um fluxo de P-102 (cota NA 588) para P-104 (cota NA 579,6) devido a continuidade do gradiente neste sentido, indicando um aporte de água subterrânea de outra bacia a montante dessa. A carga hidráulica do poço P-117 (cota NA 523) é maior que a projeção das linhas potenciométricas 460 e 480, indicando uma área isolada hidraulicamente. O poço P-119 (cota NA 625) apresenta carga hidráulica maior que a de qualquer ponto da bacia, indicando um isolamento hidráulico nesta região. O isolamento hidráulico nos limites noroeste e sudoeste podem ser verificados a partir da perpendicularidade das linhas equipotenciais com os limites da bacia indicando uma não continuidade do fluxo.

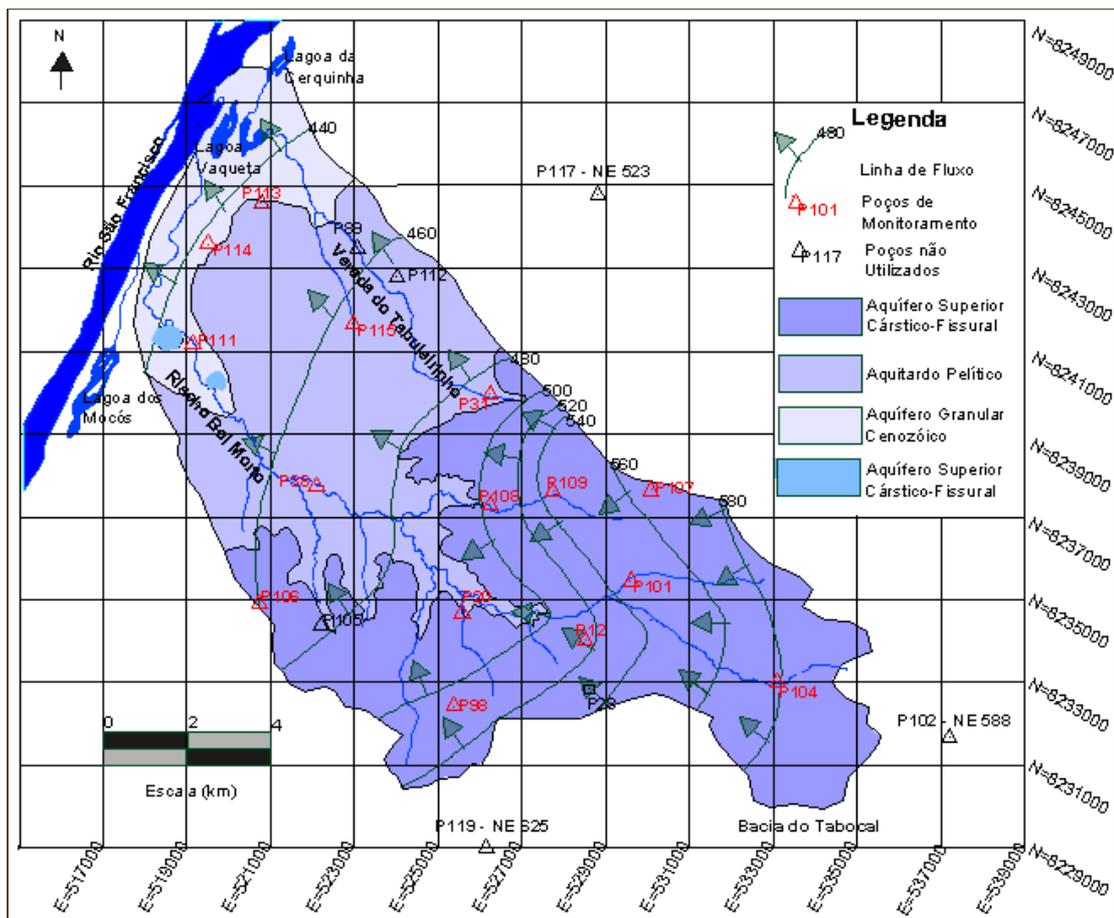


Figura 5.15: Mapa potenciométrico de 1 de junho de 2010.

Os poços P-105 e P-112 não foram medidos neste período, já os pontos P-28 e P-89 apresentam valores muito abaixo dos valores apresentados na região em que estão localizados provavelmente a medida foi realizada antes da recuperação completa do aquífero.

Devido à pequena variação dos níveis na tabela 5.6 (valor da mediana de 3,1 metros) e do grau de conectividade das fraturas mostrado no capítulo anterior, pode-se definir o sistema aquífero como homogêneo, considerando assim a superfície da figura 5.15 como uma superfície potenciométrica virtual, definida por Custódio e Llamas (1983) como sendo a interseção do nível freático em cada fratura em um plano horizontal imaginário. Considerando-se, assim, esta superfície potenciométrica como um sistema “poroso” acompanhando a topografia em direção à zona de descarga regional.

As linhas de fluxo a montante, localizadas sobre o domínio dos calcários superiores apresentam uma clara efluência do riacho Boi Morto. A potencimetria na região próxima ao rio São Francisco encontra-se na cota 440m, 10 metros abaixo da cota do rio São Francisco, contudo, próximo ao rio, o valor da carga hidráulica tende à cota do rio (450m valor observado em campo), pelo fato do rio São Francisco ser influente sobre o aquífero nesta porção localizada.

5.2.2. ANÁLISE DE VARIAÇÃO DE NÍVEL D'ÁGUA

A análise da variação do nível d'água tem com objetivo correlacionar os dados potenciométricos medidos pelos *divers* com os eventos pluviométricos, de modo a obter uma melhor compreensão sobre as características da recarga e do armazenamento dos aquíferos.

Por meio do monitoramento automático dos poços parados (P-20, P-31 e P-106) ou ligados menos de 12 horas por semana (P-38) foi possível verificar que a variação diária do nível d'água é pequena, com mediana inferior a um metro (Figura 5.16). Os pontos (P-31, P-38 e P-106) mostram esta variação quase imperceptível, apenas o ponto (P-20) tem uma maior variação (4,2m) quando submetido a um volume maior de precipitação, contudo mesmo este ponto apresenta uma variação inferior a um metro quando não há grandes eventos pluviométricos. Estes

dados mostram uma relação de infiltração e elevação de nível subterrâneo assim como uma rápida recuperação do nível, caracterizando uma região de alta condutividade.

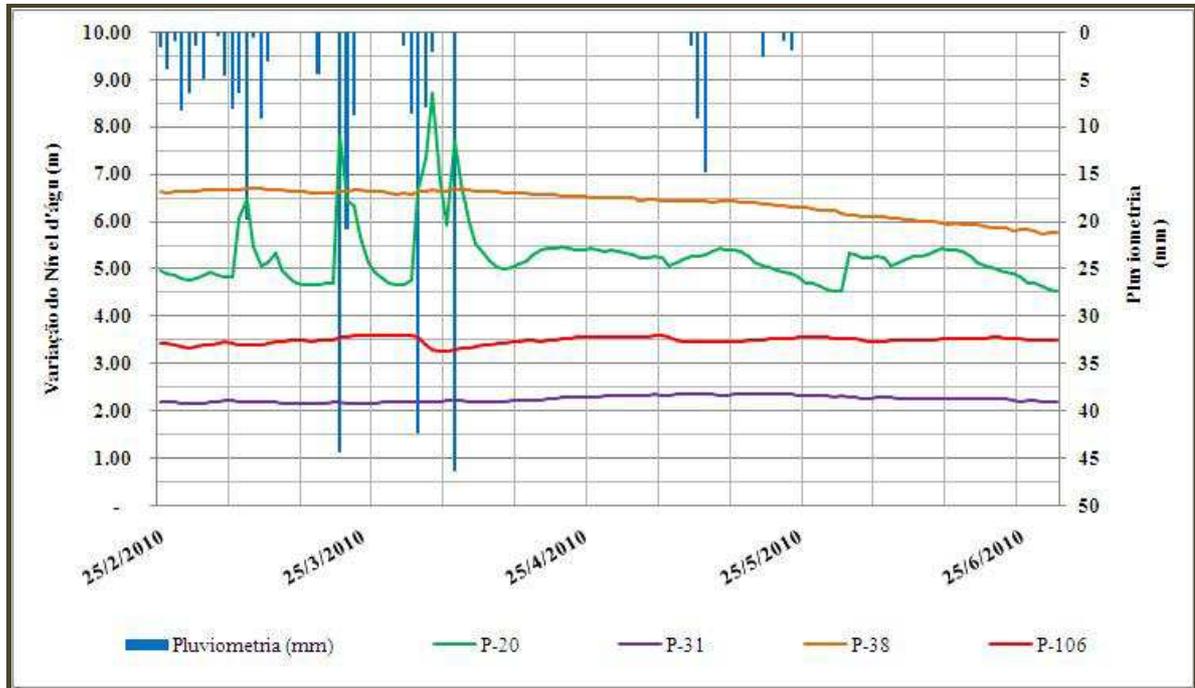


Figura 5.16: Variação de nível estático com a pluviosimetria.

Os poços que estavam em operação (P-28, P-107 e P-113) também apresentam uma relação direta com a pluviosimetria (Figura 5.17). A rápida recuperação destes poços (inferior a 2 horas) mostram uma elevada interconexão entre os planos de fraturas assim como as estruturas planares evidenciando uma alta condutividade para o sistema aquífero.

Os poços em geral apresentam baixas vazões, inferiores a $10 \text{ m}^3/\text{h}$ e seu tempo de uso máximo diário é inferior às 12h, o que proporciona uma rápida recuperação do aquífero e um estado de equilíbrio para o sistema aquífero.

Com os dados automáticos, foi possível investigar, ao longo do tempo, as condições de armazenamento e o comportamento do sistema aquífero com relação à precipitação, através da autocorrelação e correlação cruzada.

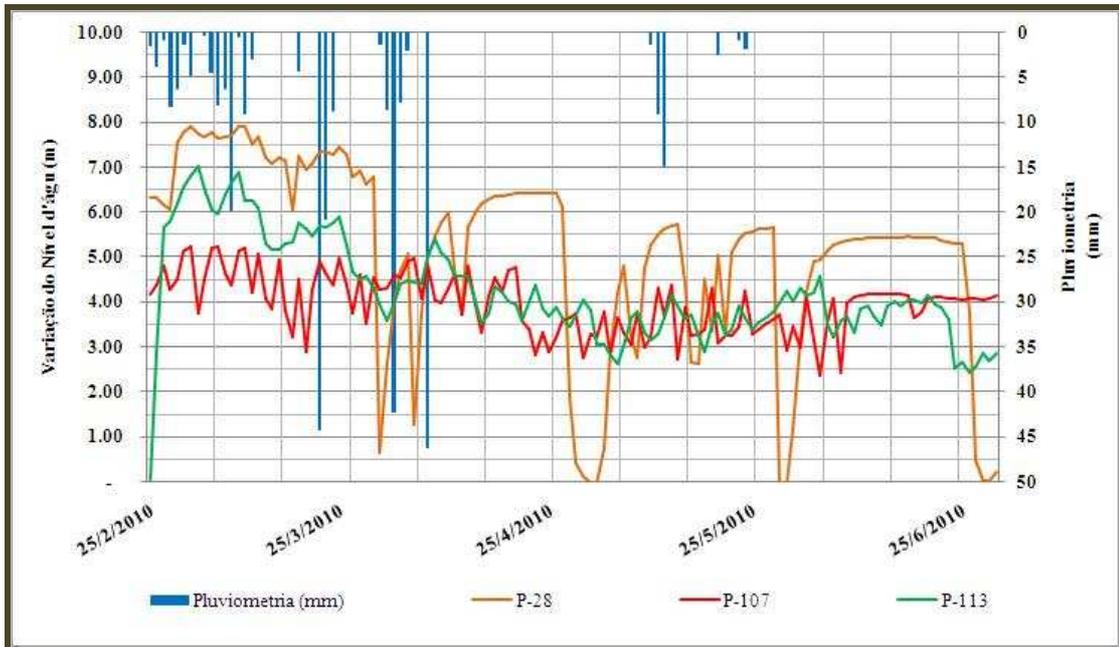


Figura 5.17: Variação de nível d'água com a pluviometria.

A função de autocorrelação (Equações 2 e 3) mede a relação linear ou a dependência entre uma série e seus valores de defasagem. Ferrari & Karmann (2008), descreve que, para um sistema cárstico, o coeficiente necessário para perda de memória das condições iniciais está entre 0,1 e 0,2. Se estes valores forem encontrados em intervalos de tempo curtos, indicam um sistema cárstico ativo e bem desenvolvido, com pequeno armazenamento.

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \quad \text{Equação 2}$$

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x}) \times (x_{t+k} - \bar{x}) \quad \text{Equação 3}$$

$r(k)$ – Coeficiente de autocorrelação;

k – Tempo de atraso;

$C(k)$ – Autocorrelação da série;

n – Comprimento da série;

x_t – Valor observado;

\bar{x} – Média dos valores observados;

A função de correlação cruzada (Equações 4 e 5) mede a relação entre duas séries temporais de variáveis distintas e sua possível relação causal. Ferrari & Karmann (2008) ressaltam que o entendimento dos atrasos entre as entradas e saídas no aquífero cárstico é útil para estimar o tempo de viagem de uma partícula através do sistema. Para $r_{xy}(k) > 0$ enquanto $k > 0$, a entrada influencia a saída. Se tem uma função simétrica centralizada em $k=0$, ambas variáveis x e y respondem a outro sinal independente e não há influência da entrada na saída. O índice de atraso k é definido por um tempo de deslocamento entre $k=0$ e o máximo $r_{xy}(k)$.

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{Equação 4}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x}) \times (x_{t+k} - \bar{y}) \quad \text{Equação 5}$$

$r_{xy}(k)$ – Coeficiente de correlação;

$C_{xy}(k)$ – Correlograma cruzado;

$\sigma_x \sigma_y$ – Desvio padrão de duas séries de tempo;

$C(k)$ – Autocorrelação da série;

n – Comprimento da série;

x_t – Valor observado;

\bar{x} – Média dos valores observados;

Para análise de autocorrelação e correlação cruzada (Figuras 5.18 a 5.24) foram usados os dados diários de variação de nível d'água e da pluviometria. No entanto para evitar interferências de rebaixamento em poços em operação (Figura 5.17), foram utilizados dados de nível d'água coletados à meia noite, pois neste horário, mesmo os poços em operação (P-28, P-107 e P-113) já estavam desligados, pois no mínimo, seis horas e seus níveis já se encontram recuperados.

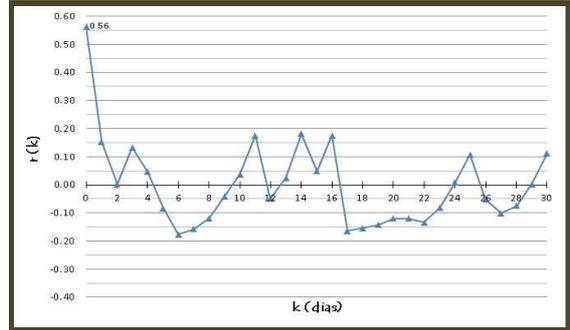
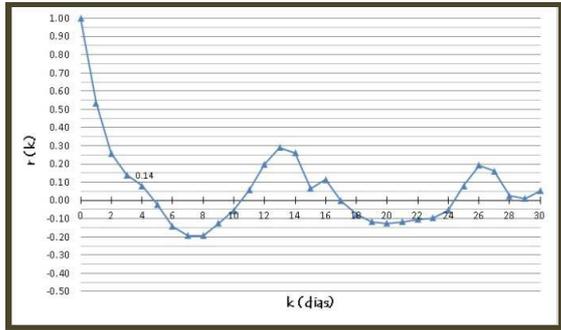


Figura 5.18: Correlogramas para o Ponto (P-20), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

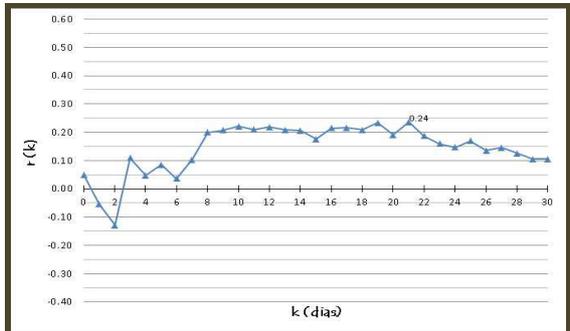
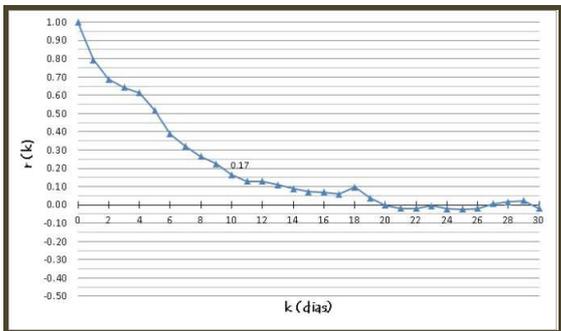


Figura 5.19: Correlogramas para o Ponto (P-28), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

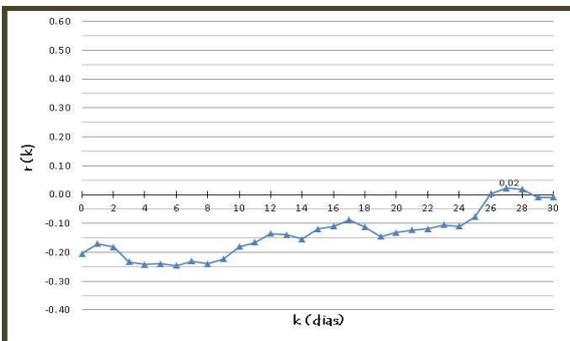
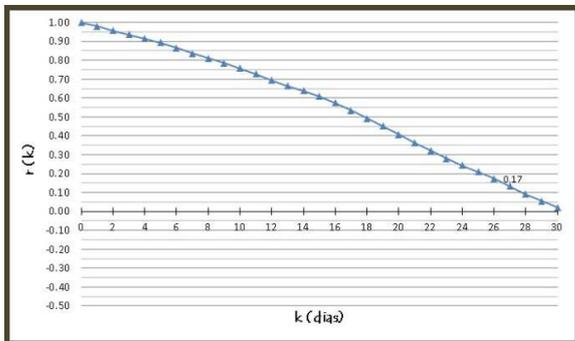


Figura 5.20: Correlogramas para o Ponto (P-31), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

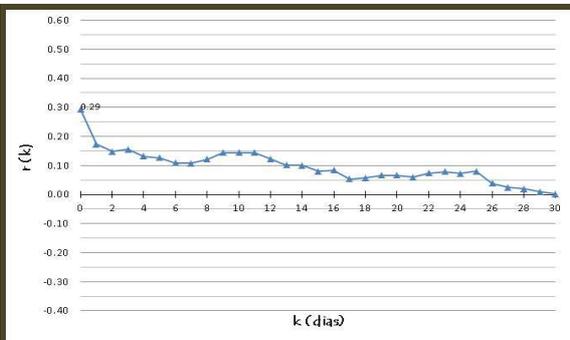
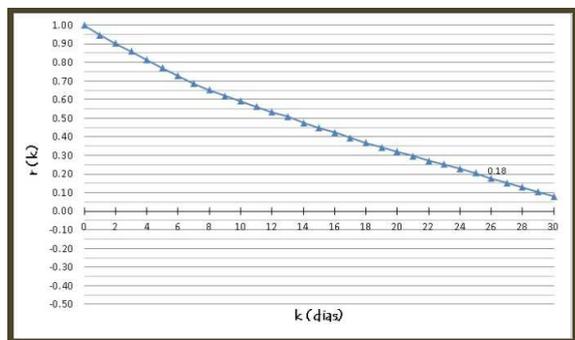


Figura 5.21: Correlogramas para o Ponto (P-38), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

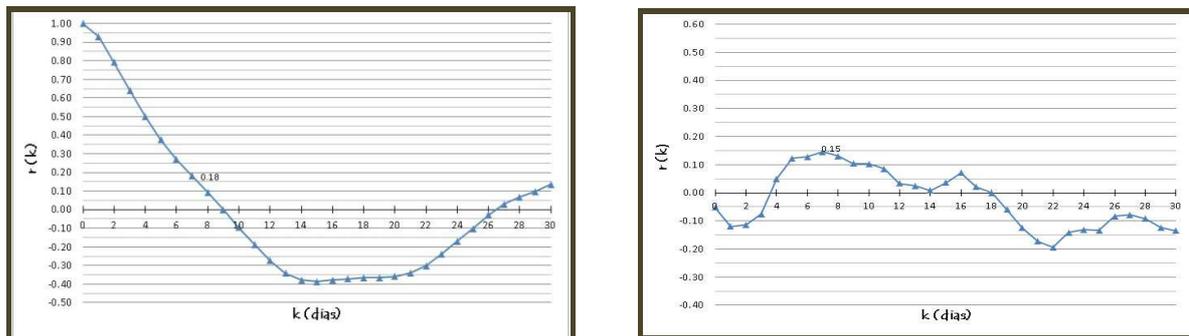


Figura 5.22: Correlogramas para o Ponto (P-106), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

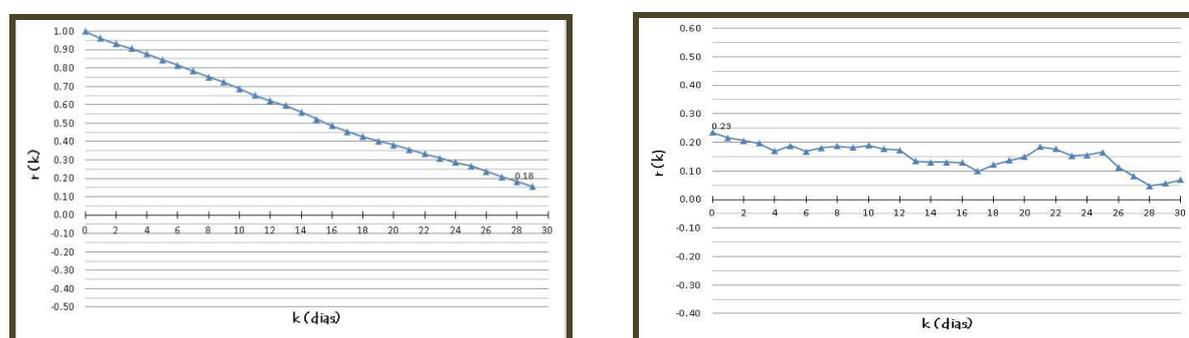


Figura 5.23: Correlogramas para o Ponto (P-107), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

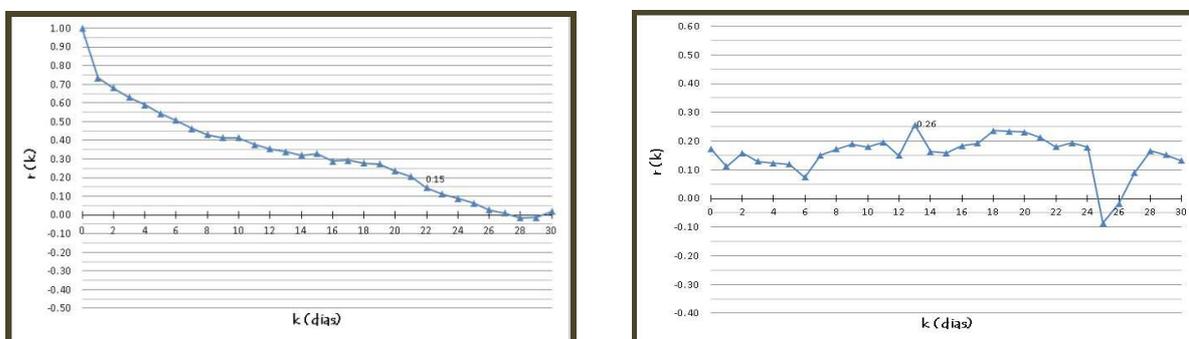


Figura 5.24: Correlogramas para o Ponto (P-113), autocorrelação (à esquerda), correção cruzada (à direita).

Observando os dados de autocorrelação (para $r(k) = 0,2$), nota-se que o efeito memória é relativamente curto, sendo a resposta inferior a um mês, o que indica um carste mais desenvolvido com menor armazenamento.

Já os dados de correlação cruzada, tendo a pluviometria como entrada d'água e cargas hidráulicas como saída, de modo a avaliar o tempo de resposta do aquífero em relação ao eventos de chuva, confirmam uma resposta rápida com valores inferiores a um mês. A tabela 5.7 apresenta os

coeficientes de correlação e o tempo de resposta. Os dados da tabela abaixo e as considerações já realizadas serão usados para detalhar as sub-regiões da bacia.

Tabela 5.7: Coeficientes de correlação e correlação cruzada e tempo de resposta.

Ponto	Coefficiente de autocorrelação $r(k)$	Tempo de atraso k (dias)	Coefficiente de correlação cruzado $r_{xy}(k)$	Tempo de atraso k (dias)
P20	0,14	3	0,56	0
P28	0,17	10	0,24	21
P31	0,17	26	0,02	27
P38	0,18	26	0,29	0
P106	0,18	7	0,15	7
P107	0,18	28	0,23	0
P113	0,15	22	0,26	13

Verificou-se uma resposta mais rápida em relação aos eventos pluviométricos para os poços locados no aquífero superior (P-20, P-106 e P-107), variando de menos de 24 horas a 7 dias. Nesse aquífero, apenas o P-28 apresentou uma resposta mais lenta, de 21 dias. Esse ponto é justamente onde se localiza uma provável falha inferida. Os pontos P-20 e P-106 mostram uma região mais carstificada em relação às demais quando se comparam o tempo de atraso com o coeficiente $r(k)$.

O tempo de resposta intermediário ocorreu no poço locado no aquífero inferior (P-113), na porção em que o mesmo está sotoposto aos aluviões, levando cerca de 13 dias. Ao mesmo tempo este ponto apresentou memória moderada, superior a três semanas, indicando que esta região recarrega mais rapidamente que descarrega.

O tempo de resposta mais lento também ocorreu no poço locado no aquífero inferior, juntamente, na região em que o aquífero se encontra sotoposto diretamente ao aquífero (P-31), levando cerca de 27 dias. Surpreendentemente o poço P-38 situado nesse mesmo contexto apresentou uma resposta de menos de 24 horas. Esse poço situa-se a 20m do leito do riacho Boi Morto, no seu trecho perene, podendo influenciar numa recarga pontual indireta, fato confirmado devido ao coeficiente $r(k)$ deste ponto ser superior a três semanas indicando uma descarga lenta, ou seja, a

rápida recarga não está sendo influenciada pela abertura das fraturas e sim pela proximidade com o riacho Boi Morto.

Os poços P-28 e P-38 apresentam, portanto, comportamento anômalo quando compara-se a resposta da correlação cruzada com o esperado pela litologia. Contudo, como sugere Ferrari e Karmann (2008), embora a análise das séries de tempo forneça conhecimento para o comportamento de um “sinal” (entrada ou *stress* no aquífero), ela não é capaz de isolar as causas exatas de um dado sinal de saída. Ou seja, outros fatores, não conhecidos, podem interferir nos tempos de resposta.

Em geral, os resultados são coerentes indicando zonas de recarga mais rápida nos calcários superior (P-20, P-106 e P-107) seguido do aquífero de cobertura P-113 e por fim o P-31 indicando uma recarga mais lenta nos metapelitos.

5.2.3. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

A condutividade hidráulica é um parâmetro importante a ser utilizado no modelo numérico, sendo aqui apresentados métodos para o cálculo da condutividade hidráulica da região. Para tanto há uma necessidade de classificar a condutividade em um meio contínuo e equivalente, de forma a aplicar as leis de Darcy para fluxos laminares, o que requer a separação da condutividade em relação à porosidade das rochas.

Segundo Pessoa (2005), Atkinson (1986) classifica a porosidade total de uma rocha carbonática de acordo com a dimensão dos espaços vazios. Desta forma este autor classificou arbitrariamente a porosidade entre as faixas de abertura sendo a porosidade intergranular (10^{-4} a 10^{-2} cm), porosidade por fraturas (10^{-2} a 10^0 cm), porosidade por fissuras (10^0 a 10^1 cm) e porosidade por condutos (10^1 a 10^3 cm). Pessoa (2005) afirma que White (1993) marca o limite de mudança entre sistemas aquíferos fraturados para cársticos quando o alargamento das fraturas é superior a 1centimetro.

A região estudada pode ser classificada como meio contínuo equivalente, uma vez que o volume elementar representativo das fraturas e fissuras na região é homogêneo conforme figura 5.25.

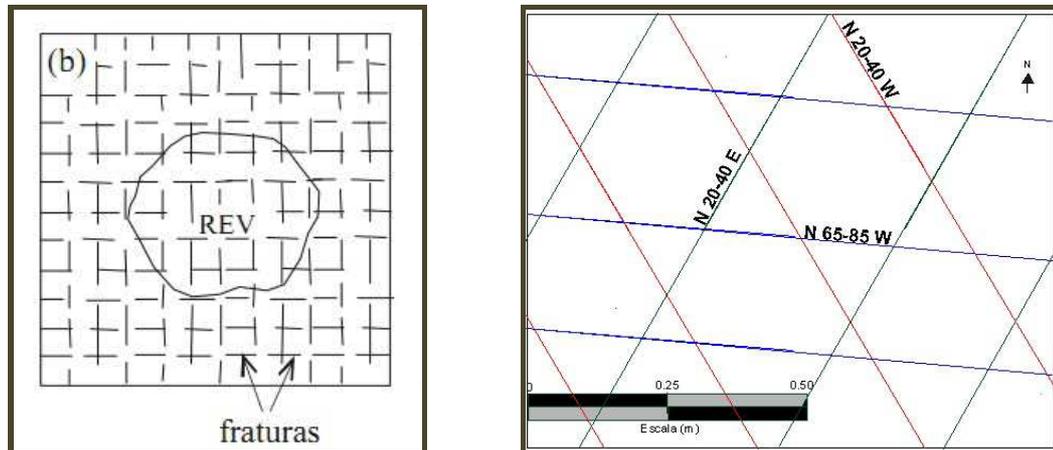


Figura 5.25: (à esquerda) Volume elementar representativo -VER - retirado de Neves, 2005. (à direita) modelo de espaçamento e frequência das famílias de fraturas encontradas na região.

O volume elementar da região (VER) apresenta uma frequência média superior a três fraturas por metro, e três famílias com uma ótima representatividade de porosidade por fraturas e fissuras, como descrito por Pessoa (2005) e mostrado na tabela 5.8.

Esta tabela relaciona os dados das tabelas 4.1 com a classificação descrita por Pessoa (2005). A partir desta pode-se notar um espaçamento homogêneo para toda a região, sendo quase 75% até 60 cm. O fluxo predominante controlado por fraturas na direção N65-85W e outra predominantemente controlada por fissuras na direção N20-40W, sendo o fluxo por fratura predominante. A direção N20-40E é responsável por compor um sistema contínuo sem relação como o fluxo principal, pois se encontra na direção contrária ao escoamento subterrâneo que é do sentido leste para oeste. As estruturas planares assim como as fraturas paralelas ao S0 compõem a rede homogênea do VER.

Tabela 5.8: Relação das fraturas e tipos de aquíferos.

<i>Abertura das Fraturas</i>	<i>Distribuição Percentual das Direções das Fraturas</i>		
	<i>N20-40E</i>	<i>N20-40W</i>	<i>N65-85W</i>
<i>Fraturas</i>	62	40	64
<i>Fissuras</i>	31	57	33
<i>Condutos</i>	7	3	3
<i>TOTAL</i>	100	100	100
<i>Espaçamento entre as Fraturas</i>	<i>N20-40E</i>	<i>N20-40W</i>	<i>N65-85W</i>
<i>Menor que 6 cm</i>	5	6	9
<i>Até 60 cm</i>	88	55	80
<i>Maior que 60 cm</i>	7	39	11
<i>TOTAL</i>	100	100	100

A condutividade hidráulica pela lei de Snow, denominada de lei cúbica (Equação-6), mostra que a abertura da fratura é mais importante que a densidade de fraturas na determinação da condutividade hidráulica, pois a primeira é proporcional ao cubo da abertura e a segunda apenas diretamente proporcional à densidade das fraturas.

$$k = \frac{\rho \times g}{12\mu} N b^3 \quad \text{Equação 6}$$

k – Condutividade Hidráulica;

ρ – Densidade da água;

g – Aceleração da gravidade;

μ – Viscosidade da água;

N – Frequência de fraturas;

b – Abertura das fraturas;

Como descrito acima, a frequência das fraturas é superior a 3 fraturas por metro linear, e analisando os dados obtidos na tabela 4.1, obtém-se uma média ponderada para a abertura das fraturas de 0.24cm, aplicando a Lei de Snow, obtém-se uma condutividade média de $3,45 \times 10^{-2}$ cm/s.

Para o cálculo de condutividade apresentado acima, não foi levado em conta os dados de abertura classificados como aquífero fissural e/ou cárstico (abertura maior que 1cm), assim como no VER não foi considerada a direção E-W dos condutos, pois não representa um fluxo laminar de Darcy. As zonas cársticas foram consideradas como uma fonte de “alimentação” para as fraturas, devido ao elevado grau de conexão entre essas, como atestado na análise de correlações.

O valor de condutividade encontrado é coerente quando se compara o resultado encontrado com o diagrama abaixo (Figura 5.26), onde o trecho em azul representa a abertura das fraturas encontradas na região. A abertura representada em azul corresponde a todas as fraturas encontradas na tabela 4.1, não diferenciando aquíferos fraturados de fissural ou cárstico, obtendo uma abertura mediana de aproximadamente 1cm.

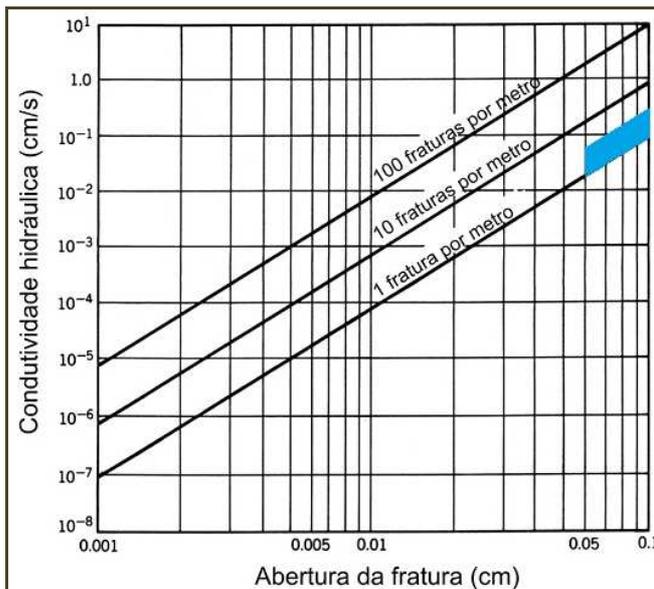


Figura 5.26: Influência da abertura da fratura na condutividade hidráulica (adotado de Hoek & Bray 1981, apud Domenico & Schwartz 1990 in Fernandes 2008).

A título de exemplo, um fluxo turbulento pode ser observado no ponto P-20, onde ficou clara uma relação direta da elevação de carga hidráulica com o riacho Boi Morto e a pluviometria (Figura 5.27), assim como apresentado no tempo de atraso na análise de autocorrelação e de correlação cruzada (Tabela 5.7). Esta resposta rápida aos eventos pluviométricos pode ser relacionada a uma zona de recarga muito rápida e predominantemente local de fluxo por fissuras e/ou condutos, onde a condutividade hidráulica é maior que a encontrada nas fraturas.

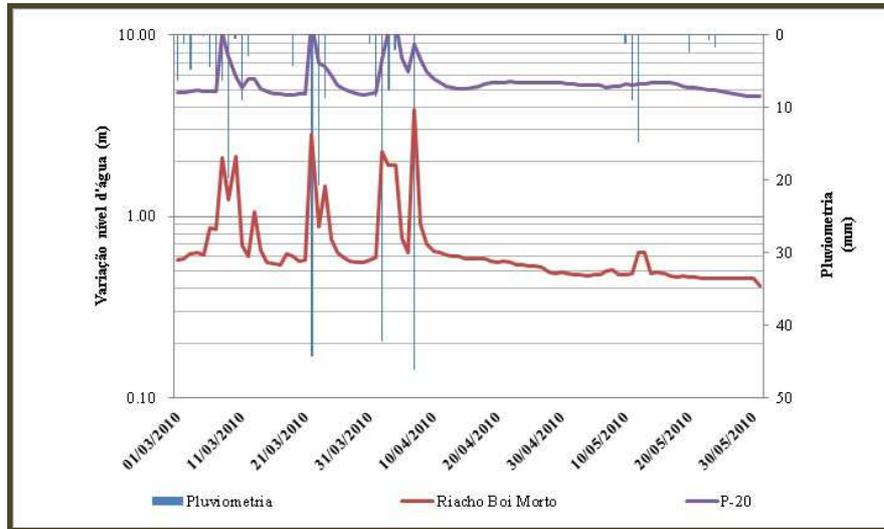


Figura 5.27: Comparação entre a variação de nível d'água do P-20 com a pluviometria.

Para uma melhor caracterização da condutividade hidráulica, foram realizadas interpretações dos dados de bombeamento nos poços ativos que continham transdutores de pressão (Figura 5.17). Foi empregado o *bail test*, que segundo Olivia (2005), corresponde à variação da carga hidráulica através da retirada súbita de um volume, de modo que o nível d'água seja rebaixado instantaneamente. Esta retirada de volume corresponde ao evento de bombeamento que retira um volume de água até uma nova estabilização do nível. A recuperação do aquífero foi medida a partir do final deste bombeamento.

Segundo Fiori (2010), o método de Cooper-Bredehoeft-Papadoulos (1967) pode ser aplicado para análise da condutividade para aquíferos livres, podendo também ser aplicado para aquífero confinado, desde que a base da camada confinante fique consideravelmente acima do filtro do poço. Esta solução pressupõe que o aquífero seja isotrópico, homogêneo, compressível e elástico; que as camadas sejam horizontais e estendem-se infinitamente na direção radial; que a superfície piezométrica inicial seja horizontal e se estende infinitamente na direção radial; que o aquífero seja delimitado acima e abaixo por aquícludes, sendo a lei de Darcy válida para o domínio de fluxo principal; que o poço tem seção de filtro totalmente dentro da zona saturada e é totalmente penetrante, o volume de água é retirado instantaneamente. Nas figuras 5.28 a 5.30 abaixo se encontram os resultados obtidos por este método nos pontos (P-28, P-107 e P-113).

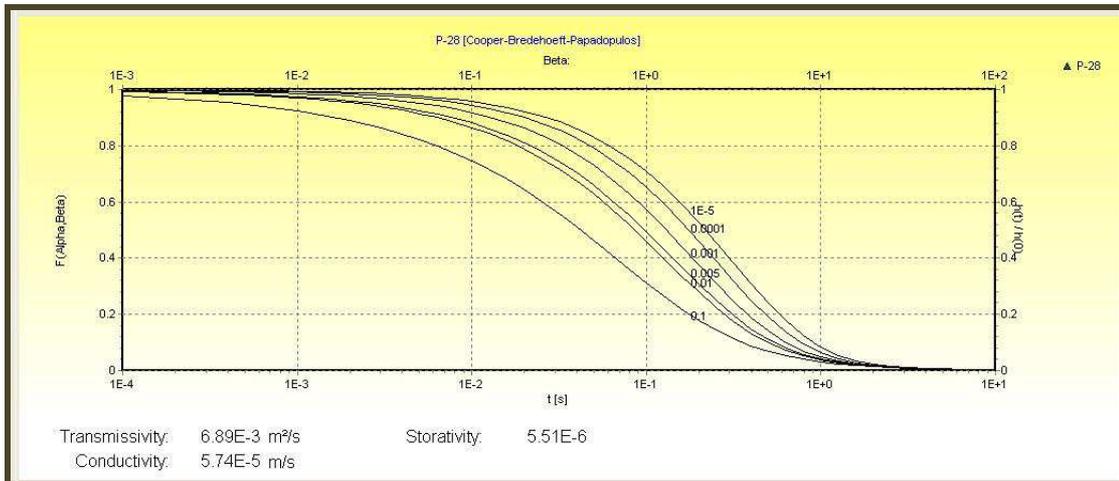


Figura 5.28: Gráfico de h/h_0 em função do tempo para o método Cooper et al. (1967) ponto P-28.

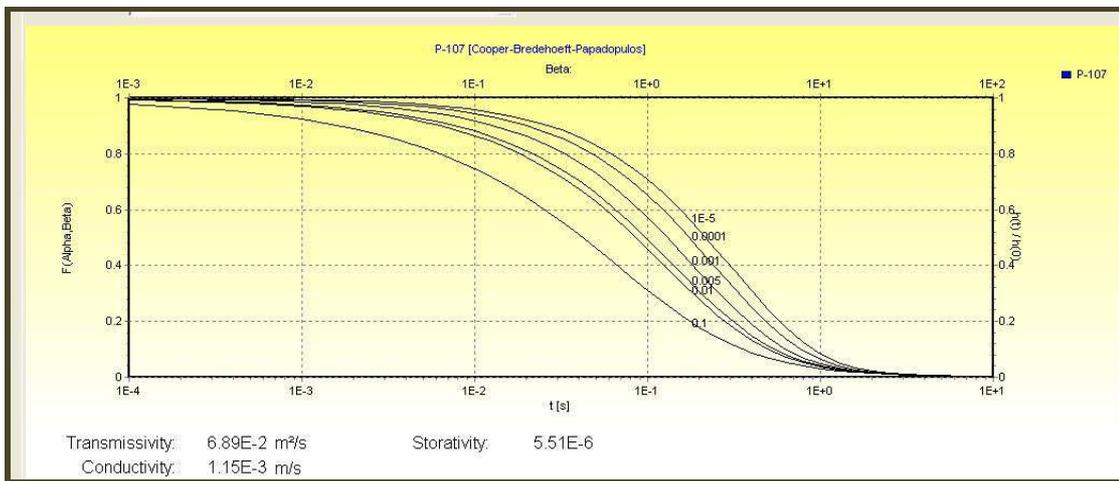


Figura 5.29: Gráfico de h/h_0 em função do tempo para o método Cooper et al. (1967) ponto P-107.

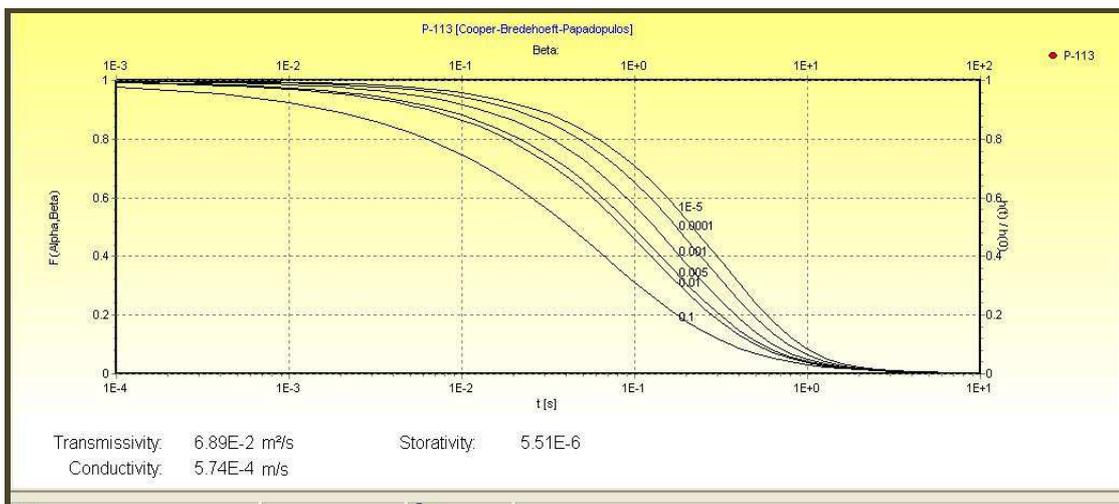


Figura 5.30: Gráfico de h/h_0 em função do tempo para o método Cooper et al. (1967) ponto P-113.

Cabe ressaltar que, na interpretação dos testes de bombeamento, o resultado sobre os parâmetros dos aquíferos representam uma média dos aquíferos captados, pois os poços apresentados acima se encontram associados a diferentes tipos de descontinuidades em rochas carbonáticas. As lentes de metapelitos, além de diminuir a condutividade média do poço, agem localmente como aquíferos ou aquícludes confinando o aquífero inferior.

Os valores de condutividade hidráulica encontrados nos diagramas de Cooper-Bredehoeft-Papadoulos (1967) da ordem de 10^{-1} a 10^{-3} cm/s podem ser usados como parâmetros médios para a região. Devido ao descrito no parágrafo anterior em relação ao fato do aquífero não ser isotrópico, e os poços não conterem revestimento e pré-filtro, a relação de raio e do revestimento do poço é modificada. Além disso, como a medição no rebaixamento ocorre a cada 15 minutos, não é possível corrigir o efeito do armazenamento que acontece nos primeiros minutos em aquíferos fissurais. Todavia o *ranger* 10^{-1} a 10^{-3} cm/s de valor encontrado é importante, dito que abrange o valor calculado pelas fraturas com a Lei cúbica de Snow, possibilitando com isto a obtenção de uma de ordem de grandeza a se utilizar no modelo computacional.

5.3. DISCUSSÃO PARCIAL DOS RESULTADOS

Esta seção trata da consolidação dos dados hidrológicos e hidrogeológico de modo a fornecer os parâmetros de entrada para concepção do modelo físico do aquífero e juntamente com os dados geológicos a construção de um modelo numérico que melhor represente a bacia estudada.

Como mencionado, o sistema aquífero é caracterizado por dois aquíferos carbonáticos com um aquífero entre eles. O aquífero está delimitado entre as cotas 460 e 520, como descrito no capítulo de geologia. O domínio dos calcários superiores se localiza entre a cota 520 e 640, com espessura saturada de 60 metros abaixo da cota 580. Já o domínio dos calcários inferiores se encontra abaixo da cota 460 e se prolonga até a cota 340, que foi delimitada pela profundidade do poço P-113 (130 metros).

Presume-se que o aquífero inferior atinja pelo menos a cota 340 metros. Isso porque os poços P-113, P-111 e P-114 foram perfurados sobre o domínio dos calcários inferiores (Figura 5.14) e chegam até a cota 340. Os dados hidroquímicos obtidos por Souza e Moura (2010b) atestam que, de fato, estes poços extraem água da Formação Sete Lagoas (rochas dolomíticas $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), dada a elevada concentração de Mg neste aquífero (Tabela 5.9).

Tabela 5.9: Dados Hidroquímicos (Fornecidos por Souza e Moura 2010b).

<i>Ponto</i>	<i>Ca (mg/L)</i>	<i>K (mg/L)</i>	<i>Mg (mg/L)</i>	<i>Na (mg/L)</i>
<i>P-12</i>	<i>36,66</i>	<i>3,43</i>	<i>12,13</i>	<i>170,99</i>
<i>P-28</i>	<i>14,8</i>	<i>2,12</i>	<i>2,64</i>	<i>71,22</i>
<i>P-38</i>	<i>121,48</i>	<i>2,45</i>	<i>15,54</i>	<i>12,08</i>
<i>P-89</i>	<i>1,15</i>	<i>3,36</i>	<i>0,21</i>	<i>246,80</i>
<i>P-98</i>	<i>125,75</i>	<i>2,53</i>	<i>17,36</i>	<i>14,87</i>
<i>P-102</i>	<i>15,92</i>	<i>1,35</i>	<i>5,02</i>	<i>128,29</i>
<i>P-104</i>	<i>117,07</i>	<i>2,69</i>	<i>13,38</i>	<i>10,62</i>
<i>P-105</i>	<i>157,93</i>	<i>2,97</i>	<i>18,57</i>	<i>36,90</i>
<i>P-108</i>	<i>128,73</i>	<i>2,48</i>	<i>17,09</i>	<i>19,40</i>
<i>P-109</i>	<i>160,30</i>	<i>1,81</i>	<i>18,63</i>	<i>29,40</i>
<i>P-111</i>	<i>131,42</i>	<i>2,15</i>	<i>31,46</i>	<i>51,27</i>
<i>P-113</i>	<i>173,07</i>	<i>3,00</i>	<i>47,52</i>	<i>65,92</i>
<i>P-114</i>	<i>160,60</i>	<i>1,81</i>	<i>30,03</i>	<i>34,47</i>

Os outros domínios geológicos (metapelitos laminados e arenitos) não se encontram saturados não sendo abordados no modelo físico do aquífero. O domínio das coberturas, devido a sua espessura de 10m e localização a jusante da bacia (Figura 5.3) neste será ressaltado apenas sua importância na recarga e condutividade hidráulica do aquífero inferior.

A região abaixo do aquífero de cobertura foi representada com o maior valor de condutividade do modelo, por se entender que apresenta maior dissolução devido ao grande volume de água circulante da descarga subterrânea em uma pequena área e das lagoas de transbordamento do rio São Francisco, as quais operam como constantes fontes de recarga artificial e grande capacidade de dissolução.

O sistema aquífero apesar de anisotrópico, regionalmente pode ser considerado como homogêneo sendo aqui considerado poroso equivalente devido à dimensão e grau de conectividade das

estruturas rúpteis. A partir disto, a superfície potenciométrica virtual pode ser adotada para área de estudo, como uma superfície geral interpolada para todo o sistema aquífero.

A condutividade hidráulica geral da região é regida pelas fraturas a porosidade primária e por fissuras e/ou condutos, agindo apenas como rotas de distribuição e homogeneização do sistema. Este fato pode ser confirmado, uma vez que não há grandes variações de condutividade hidráulica calculadas entre os métodos apresentados, e a variação de condutividade apresentada pelo método de Cooper-Bredehoeft-Papadoulos (1967) pode ser relacionada à anisotropia, que tem como fluxo principal das fraturas para N65-85W, por fissuras N20-40W e por condutos N70-90W.

A região é caracterizada como de rápida recarga e pequeno armazenamento, fato esperado devido ao elevado grau de estruturas rúpteis da região e confirmado com os valores de autocorrelação e correlação cruzada.

O balanço hídrico mostrou uma zona de recarga para toda a bacia de 118mm/ano do total pluviométrico de 974, produzindo uma descarga total da bacia de 25.340.928 m³/ano, sendo 60% produzido pelo escoamento superficial e 40% relacionado ao escoamento de base.

Há de se ressaltar que a bacia recebe aporte a montante (fluxo do ponto P-102 para P-104), tendo sido considerada essa contribuição proveniente da bacia vizinha no cálculo do escoamento de base, por meio do modelo computacional.

6. MODELO HIDROGEOLÓGICO

A avaliação hidrogeológica de uma determinada região pode ser estabelecida de maneira satisfatória, através de um modelo que organize e sintetize os dados de campo, de forma a representar a região o mais próximo possível da realidade, a partir de simplificações que possibilitem a aplicação do modelo numérico tridimensional.

6.1. MODELO CONCEITUAL

A partir dos dados geológicos, hidrogeológicos e do monitoramento hidrogeológico durante um ciclo anual completo, foi possível a elaboração do modelo hidrogeológico conceitual, que tem como objetivo definir as unidades aquíferas, as condições de contorno, as condições de circulação da água subterrânea, as regiões de entrada e saída d'água e os parâmetros hidrodinâmicos.

6.1.1. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

A classificação das unidades hidrogeológicas teve como condição primária a zona saturada de cada unidade litoestratigráfica (Apêndice-2). As unidades hidrogeológicas foram classificadas da base para o topo como representado no perfil hidrogeológico característico da área (Apêndice-2).

- i)* Aquífero Carbonático Inferior; representado por um aquífero cárstico-fissural formado por alternância de calcilito e calcarenito fino. Esta unidade aquífera apresenta uma espessura mínima de 120 metros, tendo como topo o aquitardo dos metapelitos. Sua espessura foi representada no modelo dividida em quatro camadas de 30 metros para uma melhor representatividade da anisotropia no modelo numérico.
- ii)* Aquitardo dos Metapelitos; representado pela predominância de metapelitos com várias intercalações de rochas carbonáticas. A densidade de fraturas destas rochas possibilita uma baixa permeabilidade secundária vertical neste sistema, resultando em poços de

baixa produção (vazão menor que 2 m³/h). Esta unidade foi representada com uma espessura de 60 metros dividido em duas camadas de 30 metros, tendo como topo o aquífero cárstico-fissural dos calcários.

iii) Aquífero Carbonático Superior; representado por um sistema cárstico-fissural marcado pela predominância de pacotes de rochas carbonáticas com lentes de metapelitos. Em algumas regiões este aquífero se encontra localmente confinado, mostrando poços jorrantes com vazão superior a 200m³/h (observado próximo à área estudada). Devido à sua posição estratigráfica e aos eventos de deformação rúptil, esta unidade apresenta elevado grau de fraturamento e conseqüentemente uma porosidade secundária maior que a do aquífero dos calcários inferiores. Este sistema representa o topo do modelo e apesar da unidade estratigráfica apresentar 120 metros de espessura, o monitoramento do aquífero permitiu identificar apenas 60 metros desta unidade saturada, valor que foi adotado no modelo em duas camadas de 30 metros.

iv) Aquíferos de Cobertura; são representados pelos sedimentos Cenozóicos inconsolidados, formados por depósitos aluvionares, coluvinares e eluvionares, os quais estão distribuídos próximo ao rio São Francisco. Segundo Freire & Castro (2003), neste domínio, a recarga dos aquíferos está diretamente relacionada com as precipitações, constituindo-se na principal responsável pela perenização das calhas de drenagem. A precipitação direta neste aquífero é muito importante devido à alta permeabilidade e à sua pequena espessura possibilitando uma recarga direta para o aquífero carbonático inferior. Em função de sua localização, espessura e permeabilidade, neste estudo, apenas suas características de recarga serão analisadas.

6.1.2. CONDIÇÕES DE CONTORNO

Não foi possível delimitar a área de estudos com contornos físicos marcados por contato litológico, ou por falhas capazes de definir tal contorno físico, todavia, a porção oeste da área

possui contato direto com o rio São Francisco, podendo assim ser caracterizada como uma condição de contorno do tipo 1, de *Dirichlet* com fluxo tendendo ao infinito.

As regiões norte, leste e sul da área não apresentam condições físicas de contorno, entretanto, como o monitoramento de nível d'água teve abrangência além da bacia do riacho Boi Morto, foi possível observar a não continuidade de fluxo subterrâneo no entorno, o que permitiu o isolamento hidráulico do modelo. Identificou-se apenas uma conectividade de fluxo além dos limites da bacia, sendo este localizado na região sudeste da área. Para sua representação, será utilizada uma condição de contorno de carga e fluxo controlados. Como o fluxo está localizado a montante, é pertinente considerá-lo como fluxo de aporte para bacia (Figura 5.15).

O topo do modelo foi definido próximo à região de maior carga hidráulica encontrada (cota 579,60 m) e para o fundo do modelo foi considerada a espessura mínima da camada dos calcários inferiores (120 metros). Tais fatores limitaram verticalmente o modelo entre as cotas 580 e 340.

6.1.3. CONDIÇÕES DE FLUXO D'ÁGUA SUBTERRÂNEA

As condições de circulação de água subterrânea foram definidas a partir do monitoramento de nível da região. O sentido de fluxo do modelo foi representado para a condição de um sistema poroso, homogêneo anisotrópico “equivalente”, ou seja, meio poroso de alta permeabilidade (Fontenele, 2009), respeitando a anisotropia das unidades devido às direções preferenciais do carste-fissural. A classificação de um meio poroso de alta permeabilidade se justifica em função da interconexão de diferentes famílias de fraturas de alto ângulo com fraturas de baixo ângulo, estas relacionadas à descompressão, produzindo uma distribuição da água infiltrada, com possibilidade de alimentar um maior número de fraturas em profundidade (Feitosa *et al.* 2008), o que caracteriza um padrão regional de porosidade e permeabilidade semelhante para todo o sistema aquífero envolvido.

O fluxo de água subterrânea ocorre principalmente na região das unidades aquíferas dos calcários inferiores e dos calcários superiores. Este fluxo é essencialmente sub-horizontal concordante com

o acamamento das rochas; não obstante há um fluxo lento vertical no aquífero e outro fluxo no aquífero das coberturas característico de zonas de recarga. Este aquífero granular, por ser de pequena espessura, não será abordado no modelo numérico, mas sua importância nas zonas de recarga será ressaltada, pois apresenta fluxo preferencialmente vertical.

Os fluxos nos aquíferos carbonáticos devem ser considerado turbulento em fissuras e laminar em fraturas. O primeiro com direção preferencial para N20-40W e o segundo para N65-85W. Estas direções foram usadas para analisar a anisotropia do sistema aquífero, mas no processo de modelagem numérica, elas foram consideradas com aquíferos poroso equivalente, como anteriormente explicado.

O fluxo no aquífero foi considerado lento vertical para baixo, pois devido o elevado grau de faturamento do aquífero inviabiliza a ideia de considerar os aquíferos de rochas carbonáticas como corpos perfeitamente isolados.

As cargas hidráulicas foram consideradas a partir de poços tubulares, para todo o sistema aquífero, sendo a carga mais elevada disposta na cabeceira do riacho do Boi Morto, na cota 579. A jusante do riacho, próximo à região noroeste, observa-se a carga hidráulica mais baixa do sistema na cota 440.

6.1.4. REGIÕES DE ENTRADA E SAÍDA D'ÁGUA

As regiões de recarga foram diferenciadas a partir das unidades hidrogeológicas aflorantes. Devido a pequena exposição da unidade dos calcários inferiores, esta não foi considerada como zona de recarga direta para esta unidade aquífera. A seguir, serão descritas as zonas de recarga de maior para menor relevância.

A zona de recarga dos calcários superiores apresenta uma ótima condição de infiltração devido às fraturas expostas e feições de dissolução (fraturas abertas, sumidouros). Devido à posição

superior, morfologia do carste e localização a montante da bacia, esta região favorece a recarga das unidades inferiores.

A zona de recarga das coberturas também possui boas condições de infiltração, visto ser bastante permeável. Apesar deste aquífero não estar presente no modelo, a região será apresentada no modelo como zona de recarga indireta para os calcários inferiores, pois se localiza diretamente sobre esta unidade.

A zona de recarga da unidade dos metapelitos é diferenciada das anteriores, visto o baixo potencial de infiltração em razão a natureza fechada das fraturas.

Além das regiões de recarga já mencionadas, constatou-se uma diferença de carga hidráulica além do limite da área de estudo, fato que levou à inferência de uma entrada d'água a montante, proveniente do fluxo de aquíferos localizados a sudeste da área (Bacia do riacho Tabocal – P-102).

A região de descarga é representada pela rede de drenagem do riacho do Boi Morto e pelo rio São Francisco. Numericamente será considerada uma zona de descarga na porção noroeste da bacia para representar a continuidade do fluxo subterrâneo nesta direção.

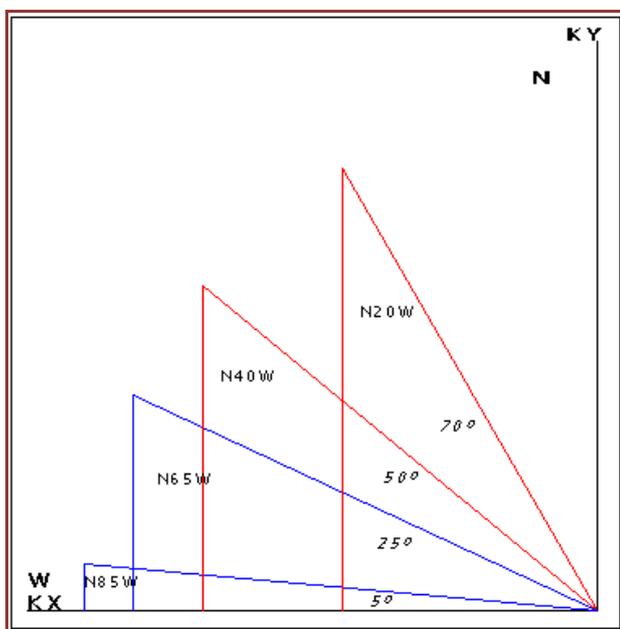
6.1.5. PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS

Os parâmetros hidrodinâmicos usados na calibração do modelo numérico em regime permanente (condutividade hidráulica) foram apresentados qualitativamente no modelo físico. Estes parâmetros podem ser entendidos de forma simplificada a partir das características do fluido e do meio.

A condutividade hidráulica adotada foi a mesma para uma camada hidrogeológica, de modo a representar a anisotropia das fraturas em um meio homogêneo. A condutividade hidráulica dos

aquitardos foi a mínima necessária para transmitir água, uma vez que o sistema funciona como um reservatório semipermeável de rochas de permeabilidade secundária.

Como mostrado nos capítulos anteriores, nos aquíferos carbonáticos, há duas direções preferenciais das fraturas que regem o fluxo do sistema aquífero (N20-40W e N65-85W), contudo devido a limitação de representação direta destas direções de anisotropia em modelos de diferenças finitas, optou-se por representar camadas homogêneas com estas resultantes de fluxo. Com isso cada unidade aquífera deverá ser dividida em no mínimo duas camadas para melhor representação destas duas variações de resultantes (Figura 6.1).



A relação trigonométrica K_x e K_y para os ângulos relacionados às direções N20 a 40W e N65 a 85W estão expressas em função de K_y onde:

$$K_y = K_x * 2.75 \text{ para N20W}$$

$$K_y = K_x * 1.19 \text{ para N40W}$$

$$K_y = K_x * 0.47 \text{ para N65W}$$

$$K_y = K_x * 0.09 \text{ para N85W}$$

Figura6.1: Relação trigonométrica entre as direções das fraturas e suas componentes K_x e K_y .

A relação de condutividade entre k_x e k_y foi mantida durante a calibração do modelo numérico de modo a melhor representar a anisotropia dos sistemas aquíferos. Em relação ao aquitardo, não será levada em consideração esta relação de condutividade entre k_x e k_y , considerando o fluxo maior apenas em k_z e considerando uma isotropia entre k_x e k_y .

Como mencionado nos parágrafos acima, uma mesma unidade aquífera será dividida a fim de poder representar a anisotropia apresentada entre k_x e k_y . Sabe-se que ocorre um fechamento das

fraturas à medida que se desce na topografia, a componente k_z será maior na unidade aquífera superior em relação à inferior, o valor de k_z será mantido arbitrariamente o maior valor entre k_x e k_y devido a importância desta direção no meio cárstico. Todas as relações entre condutividades e unidades aquíferas estão representadas na tabela 6.1.

Tabela6.1: Relação das condutividades com as unidades aquíferas.

Unidades Aquíferas		Unidade Aquífera em Relação à Componente Kx		
Unidade	Cota (m)	Kx	Ky	Kz
Calcários Superiores	580-550	Kx	1,19 a 2,75 Kx	Entre Kx e Ky
	550-520	Kx	0,09 a 0,47 Kx	Entre Kx e Ky
Metapelitos	520-490	Kx	Kx	Maior que Kx
	490-460	Kx	Kx	Maior que Kx
Calcários Inferiores	460-430	Kx	1,19 a 2,75 Kx	Entre Kx e Ky
	430-400	Kx	0,09 a 0,47 Kx	Entre Kx e Ky
	400-370	Kx	1,19 a 2,75 Kx	Entre Kx e Ky
	370-340	Kx	0,09 a 0,47 Kx	Entre Kx e Ky

À região onde se localiza o aquífero de cobertura atribuiu-se maior condutividade do que o restante do modelo (respeitando a tabela acima), devido a esta região situar-se na posição a jusante da bacia, próxima ao rio São Francisco, local de grandes lagoas perenes. Esta região apresenta uma constante zona de recarga e, conseqüentemente, maior dissolução das fraturas e maior condutividade hidráulica secundária.

6.2. MODELO NUMÉRICO DE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

O modelo numérico de fluxo de água subterrâneo é formado por duas partes distintas, compostas pelo modelo matemático, que corresponde à representação das condições do modelo físico por meio de equações diferenciais, e as soluções computacionais que representa as equações matemáticas por métodos numéricos como as diferenças finitas.

6.2.1. EQUACIONAMENTO MATEMÁTICO

Os modelos matemáticos são a representação dos fenômenos da natureza por equações matemáticas. A equação diferencial que descreve o movimento da água subterrânea é obtida pela combinação da equação da continuidade com a Lei de Darcy para meios porosos, considerando o regime de fluxo laminar (Wendland, 2003).

A equação de continuidade é dada pela variação da massa no tempo em um volume elementar ($V = \Delta X \times \Delta Y \times \Delta Z$), sendo esta, a soma do fluxo de massa através de uma superfície pela variação da massa em um volume elementar conhecido.

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial(\phi\rho)}{\partial t} \Delta V \quad \text{Equação 7}$$

$\frac{\partial m}{\partial t}$ Variação da massa com o tempo.

$m = \rho \cdot V_f$ Massa do fluido é o produto da massa específica pelo volume do fluido

$V_f = \phi \cdot \Delta V$ Volume do fluido é o produto da variação do volume pela porosidade

O fluxo de massa (m_x) em um volume elementar é dado pelo produto da massa específica pelo fluxo volumétrico (q_x) através de uma seção transversal (A_x). Para um fluxo tridimensional variando no tempo, o fluxo de massa pode ser expresso pelas suas componentes x, y e z.

$m_x = \rho \times q_x \times A_x$ Substituindo na equação 7, temos:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \rho \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta z \right) \quad \text{Equação 8}$$

Para um regime permanente não se considera injeção ou retirada artificial de água no aquífero, ou seja, a taxa Q de ganho ou perda de massa é nula.

$$\frac{\partial m}{\partial t} = Q \times \rho \times \Delta V = \text{zero} \quad \text{Equação 9}$$

Igualando as equações 7, 8 e 9 e utilizando o sinal negativo, que indica que o sentido do fluxo ocorre no sentido do menor potencial, é originada a equação 10, que representa a equação do balanço de massa.

Equação 7= Equação 8= Equação 9 para $\rho = 0$ temos:

$$\frac{\partial(\rho q)}{\partial t} \Delta V = - \left(\frac{\partial \rho q_x}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial \rho q_y}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial \rho q_z}{\partial z} \Delta z \right) \Delta V \quad \text{ou}$$

$$\frac{\partial(\rho q)}{\partial t} \Delta V = - \nabla(\rho q) \Delta V \quad \text{Equação 10}$$

A lei de Darcy e suas generalizações para escoamento tridimensional pode ser escrita conforme abaixo:

$$q = \frac{Q}{A} = \bar{k} \times \Delta h / \Delta l \quad \text{Equação 11} \quad \text{onde:}$$

$\frac{Q}{A}$ Vazão específica

\bar{k} Condutividade Hidráulica

$\Delta h / \Delta l$ Gradiente Hidráulico

Para aquíferos homogêneos e isotrópicos, de modo a representar a condutividade hidráulica como um escalar, e simplificando as equações 10 e 11 para fluidos incompressíveis de massa específica constante em regime permanente, em que não há variação de carga hidráulica com tempo, chega-se à equação de Laplace para fluxo de água subterrâneo.

$$\frac{\partial(\rho q)}{\partial t} = - \nabla(\rho k \nabla h) = \frac{\partial(\rho)}{\partial t} = - \nabla(k \nabla h) =$$

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad \text{Equação 12}$$

ρ Constante $\Delta h / \Delta l$ Constante

O modelo numérico é a aproximação da expressão matemática diferencial. Neste trabalho, foi utilizado o método das diferenças finitas, em que para se obter uma solução aproximada de uma equação diferencial parcial, utilizam-se, em função da carga hidráulica, as expansões da Série de Taylor, (Wendland, 2003).

O método numérico de diferenças finitas será exemplificado para o caso unidimensional da equação de fluxo subterrâneo de Laplace (Figura 6.2), no caso mais simples de Darcy, em que o meio é homogêneo com fluxo laminar. Esta aproximação para o caso unidimensional é válida e pode ser reduzida em função de x . Para avaliar duas ou três dimensões com o tempo tendendo ao infinito, basta fazer:

$\Delta x = \Delta y = \text{constante}$ ou $\Delta x = \Delta y = \Delta z = \text{constante}$ respectivamente.

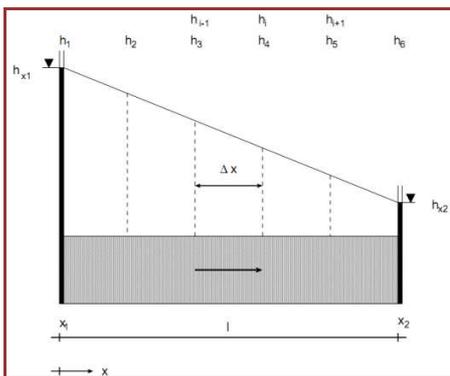


Figura 6.2: Esquema do experimento de Darcy, retirado de Wendland, E. (2003).

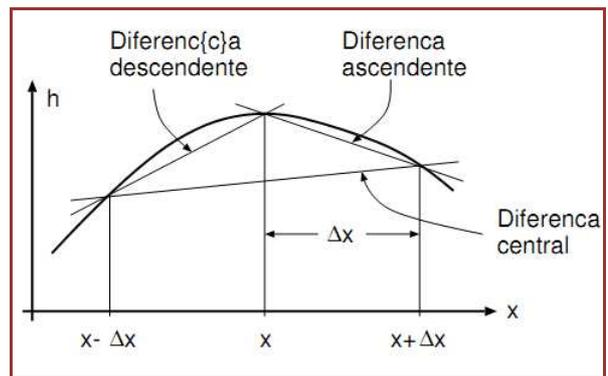


Figura 6.3: Quocientes de diferenças, retirado de Wendland, E. (2003).

A equação de Laplace, no caso unidimensional, pode ser reduzida em função de x ; e sabendo que o fluxo em z e y é nulo, a derivada à segunda ordem da expressão é zero.

$$0 = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\partial h}{\partial x} = \text{constante} \quad \text{Equação 13}$$

Dada a função h acima, o valor desta função em uma variação infinitesimal de distância Δx pode ser estimado através de uma expansão da série de Taylor em torno de $h(x)$.

$$\Delta x \frac{dh}{dx} \Big|_x = h(x + \Delta x) - h(x) - \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{d^2 h}{dx^2} \Big|_x - \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{d^3 h}{dx^3} \Big|_x - \dots \quad \text{Equação 14}$$

As derivadas parciais da série de Taylor em função de $h(x)$ podem ser aproximadas utilizando o quociente diferenças de segunda ordem (Figura 6.3), sendo aqui adotada a aproximação por diferenças centrais, que é a diferença entre as diferenças ascendentes e descendentes.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{1 \times h_{i+1} - 2h_i + 1 \times h_{i-1} (\Delta x)^2}{\Delta x^2} + O(\Delta x^2) \quad \text{Equação 15}$$

Pela aproximação das derivadas parciais da equação 14 na equação 15, e sabendo que Δx na equação 13 é constante e que $O(\Delta x^2)$ na equação 15 representa o erro local de truncamento da ordem dois, obtém-se a equação 16 para o caso unidimensional apresentado na figura 6.2 Esta equação 16 apresenta quatro incógnitas e dois valores de contorno conhecidos (h_1 e h_6). Este procedimento de aproximação é denominado método de diferenças finitas *Wendland (2003)*.

$$h_{i+1} - 2h_i + 1 \times h_{i-1} = 0 \quad \text{Equação 16}$$

$$h_1 - 2h_2 + h_3 = 0$$

$$h_2 + 2h_3 + h_4 = 0$$

$$h_3 + 2h_4 + h_5 = 0$$

$$h_4 - 2h_5 + h_6 = 0$$

A matriz acima, representada pelo sistema de equações, pode ser resolvida através de algoritmos, que nada mais são que a tradução do modelo numérico em linguagem computacional. Nesta dissertação, foi utilizado o MODFLOW de pré e pós-processamento e desenvolvido pelo U.S.G.S - *United States Geological Survey*, empregando o *software Visual MODFLOW*, versão 4.4.0.156, desenvolvida por Guiguer e Franz - *Waterloo Hydrogeologic, Inc.*, Ontário . (McDonald *et al* 2009).

6.2.2. CONSTRUÇÃO DO MODELO COMPUTACIONAL

Esta etapa é caracterizada pela entrada de dados no modelo computacional, de modo a representar as condições geológicas e hidrogeológicas da área, tais como as dimensões do modelo e as características de cada célula.

Apesar da bacia estudada apresentar uma área de aproximadamente 150 km², devido às peculiaridades de definição do *grid* em modelos de diferenças finitas, o modelo computacional foi representado por uma área quadrada de 400km², de modo a compreender toda a área da bacia.

Foram adotadas como medidas de dimensão e de tempo as unidades metro e dia respectivamente, o que proporcionou um melhor entendimento geral no modelo. No entanto, para melhor compreensão do texto, quando necessário, foi apresentada a unidade original usada no modelo seguida da unidade mais usual.

Para a demarcação da profundidade, foi definida a zona saturada do aquífero entre a maior carga hidráulica (580m) e a menor cota de poço tubular (340m). Não foi necessário definir uma profundidade maior, pois se entende que o rio São Francisco funciona como uma região que drena todo sistema aquífero, assim sendo, o modelo computacional foi representado por uma espessura de 240 metros.

A distribuição destas camadas em profundidade, assim como das seções e seus limites estão apresentadas na tabela 6.2.

Tabela 6. 2: Dimensões do modelo computacional.

Limite	Mínimo (m)	Máximo (m)	Total (m)	Número Células/Camadas	Espaçamento das Células/Camadas (m)
Abcissas (x)	517000	537000	20000	200	100
Ordenadas (y)	8229000	8249000	20000	200	100
Camadas (z)	340	580	240	8	30

Definidos os limites do modelo computacional, as características geológicas e hidrogeológicas encontradas e/ou calculadas foram aplicadas a cada célula.

Inicialmente, foi definida dentro da área do modelo computacional a área externa da bacia, de modo a representar uma condição de fluxo nulo (células inativas). O restante do modelo apresentou a relação de cargas hidráulicas e fluxo de água definidos no modelo conceitual (Figura 6.4).

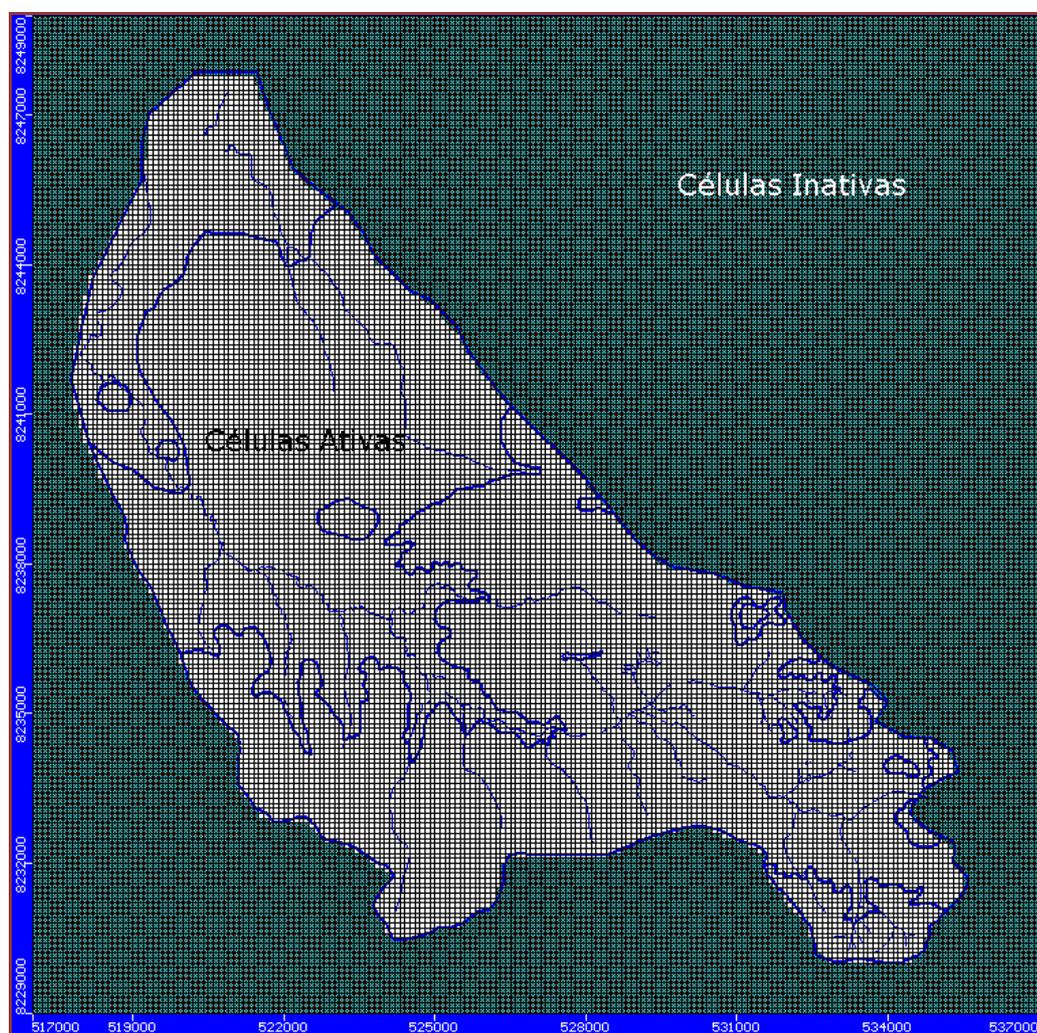


Figura6.4: Representação das células ativas e inativas (layer-5).

As células inativas foram utilizadas também para representar a superfície topográfica. Como todas as camadas do modelo são horizontais, a discretização da topografia foi feita a partir da inativação das células que representam o ar, para cada camada.

As células ativas estão relacionadas hidrogeologicamente com a carga hidráulica e o fluxo de água, podendo ocorrer os seguintes casos: Carga hidráulica especificada e fluxo não controlado (condição tipo 1 – *Dirichlet*), fluxo especificado e carga hidráulica não controlada (condição do tipo 2 – *Neumann*) e carga e fluxo especificados (condição do tipo 3 – *Cauchy*). No modelo realizado, todas as condições foram utilizadas.

A condição do tipo 1 foi representada pela saída d'água de todo o sistema aquífero, fisicamente representada como o rio São Francisco e numericamente representada como *constant head - CHD* (Figura 6.5), ou seja, células às quais atribui-se um valor de carga hidráulica invariável. Por controlar a descarga do aquífero, o rio São Francisco foi representado por uma carga constante, não havendo diferença de carga no contato entre estes dois sistemas. Foi utilizada uma carga hidráulica variando de 450 a 445 metros no layer-5, correspondendo à variação topográfica do rio São Francisco em contato com a bacia do Boi Morto.

Devido ao grande porte do rio São Francisco e sua influência nas bacias dos riachos adjacentes ser expressivo, tal que, não há necessidade de representar a continuidade do aquífero em profundidade, pois estas bacias utilizam este rio como área de descarga principal.

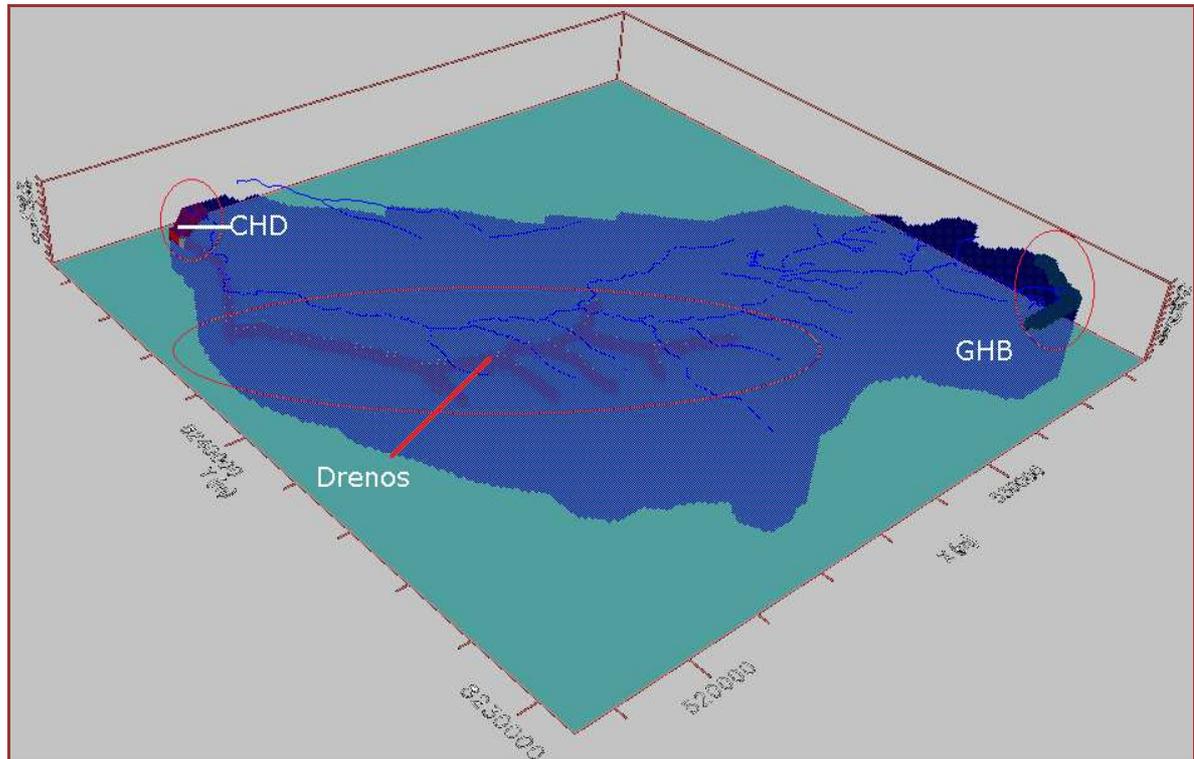


Figura 6.5: Modelo tridimensional com a localização dos CHD, Drenos e GHB (escala vertical 10X).

A condição do tipo 2 foi representada pelo principal ponto de entrada d'água, ou seja as zonas de recarga. A recarga foi aplicada na célula ativa mais alta de cada coluna do modelo com fluxo especificado.

Foram definidas três zonas de recarga uma no domínio dos calcários superiores, uma para no domínio dos metapelitos e a terceira sobre a região de cobertura que se assenta diretamente sobre o domínio dos calcários inferiores, a qual não foi considerada aquífera no modelo computacional como anteriormente explicado

Os valores de recarga em cada aquífero foram aplicados durante a calibração a partir dos dados de precipitação anual (Tabela 6.3).

Tabela6.3: Valores de recarga utilizados no modelo computacional.

REGIÕES	RECARGA (m/dia)	RECARGA (mm/ano)	% da Pluviometria
Aquífero Granular	0.000100	36,50	3,74
Aquífero Pelítico	0.000017	6,21	0,64
Aquífero Carbonático Superior	0.000207	75,56	7,76

Os dados apresentados na tabela anterior, exibem uma recarga maior nos calcários seguida pela da região de cobertura e posteriormente dos metapelitos, apresentando um valor total de 118,27 mm/ano de recarga correspondendo a 12,14% do total pluviométrico registrado no ano hidrológico de 2010/2011, em que foi registrado um valor de 974,30mm.

A condição do tipo 3 foi caracterizada no modelo pelas saídas e entradas d'água do sistema. Fisicamente foi representado pelo córrego Boi Morto (saída d'água) e pelo fluxo subterrâneo (entrada d'água) a sudoeste da área como mencionado no modelo conceitual (bacia do riacho Tabocal). Numericamente, estas condições foram representadas respectivamente como drenos e *GHB* (Figura 6.5), ou seja, células às quais se atribui um valor de carga hidráulica máximo e fluxo (Tabela 6.4).

O córrego Boi Morto foi representado numericamente como dreno, pois seu escoamento superficial é pequeno quando comparado com a contribuição subterrânea. Como observado na figura 6.5, apenas uma parte deste córrego foi representada como dreno, parte esta relacionada ao fluxo superficial onde este córrego é perene, ou seja, a porção do córrego onde há um ótimo grau de conexão com aquífero. Este dreno foi representado em três *layers*, de modo a acompanhar a topografia do terreno.

Foi utilizada uma carga variando conforme a topografia do córrego. Segundo Cota, (2011), por se tratar de um pequeno riacho, a carga associada à condição de contorno foi tomada como sendo igual à elevação do terreno. A condutância foi mantida alta o suficiente para que a carga no domínio seja igual à carga associada aos drenos, 200 m²/dia ou 23,15 cm²/s.

O conhecimento da carga hidráulica e fluxo da bacia permite representar a entrada d'água subterrânea, localizada a montante da área por uma condição de contorno do tipo *General Head*

Boundaries-GHB, mostrando uma conectividade entre a bacia estudada e a adjacente. Assim como no dreno, o valor da condutância foi mantido alto o suficiente (500 m²/dia ou 58,87 cm²/s) para que a carga do domínio seja igual à carga de elevação do terreno, cujo nível estático foi medido em um poço de observação (P-102).

Tabela6.4: Características dos Drenos e GHB utilizados no modelo computacional.

ESTRUTURA	LAYER	COTA (m)	CONDUTÂNCIA (cm ² /s)
Dreno	3	520 - 490	23,15
Dreno	4	490 - 460	23,15
Dreno	5	460 - 450	23,15
GHB	1	580	58,87

Além das condições de carga e fluxo, para cada bloco do modelo, foi atribuída uma condutividade hidráulica (Tabela 6.5) e esta se encontra representada em todas as células ativas, uma vez que uma condição inicial utilizada para construção do modelo foi a modelagem de um sistema aquífero totalmente saturado.

Tabela6.5: Relação de condutividade hidráulica e geologia.

COR	PROPRIEDADE	DOMINIO	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA				
			Kx (m/dia)	Ky (m/dia)	Kz (m/dia)	K _m (m/dia)	K _m (cm/s)
	2	Calcário Superiores N20-40W	30,0	50,0	50,0	43,3	5,02E-02
	3	Calcário Superiores N65-85W	50,0	14,0	50,0	38,0	4,40E-02
	4	<i>Falha de gravidade A/B</i>	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	1,16E-07
	5	Metapelito	0,0008	0,0008	0,002	0,0012	1,38E-06
	6	Metapelito	0,0008	0,0008	0,002	0,0012	1,38E-06
	7	Calcários Inferiores N20-40W	9,0	20,0	20,0	16,3	1,89E-02
	8	Calcários Inferiores N65-85W	20,0	9,0	20,0	16,3	1,89E-02
	9	Calcários Inferiores N20-40W	9,0	20,0	20,0	16,3	1,89E-02
	10	Calcários Inferiores N65-85W	20,0	9,0	20,0	16,3	1,89E-02
	11	<i>Calcários Inferiores a Jusante</i>	150,0	90,0	150,0	130,0	1,50E-01
	1	<i>Calcários Inferiores a Jusante</i>	90,0	150,0	150,0	130,0	1,50E-01

A discretização das células foi feita com base no mapa geológico da área, cada litologia dentro de uma zona saturada foi dividida em camadas de 30 metros especificando as componentes de condutividade hidráulica para este *layer* (Figura 6.6), assim como representado na tabela anterior.

As propriedades 2 e 3 representam o domínio dos calcários superiores, a propriedade 4 representa uma provável falha de gravidade, as propriedades 5 e 6 representam o domínio dos metapelitos, as propriedades de 7 a 11 e a 1 representam a domínio dos calcários inferiores, sendo a propriedade 1 e 11 aplicada apenas a jusante da bacia, devido às condições de maior condutividade devido a ser um região de maior dissolução.

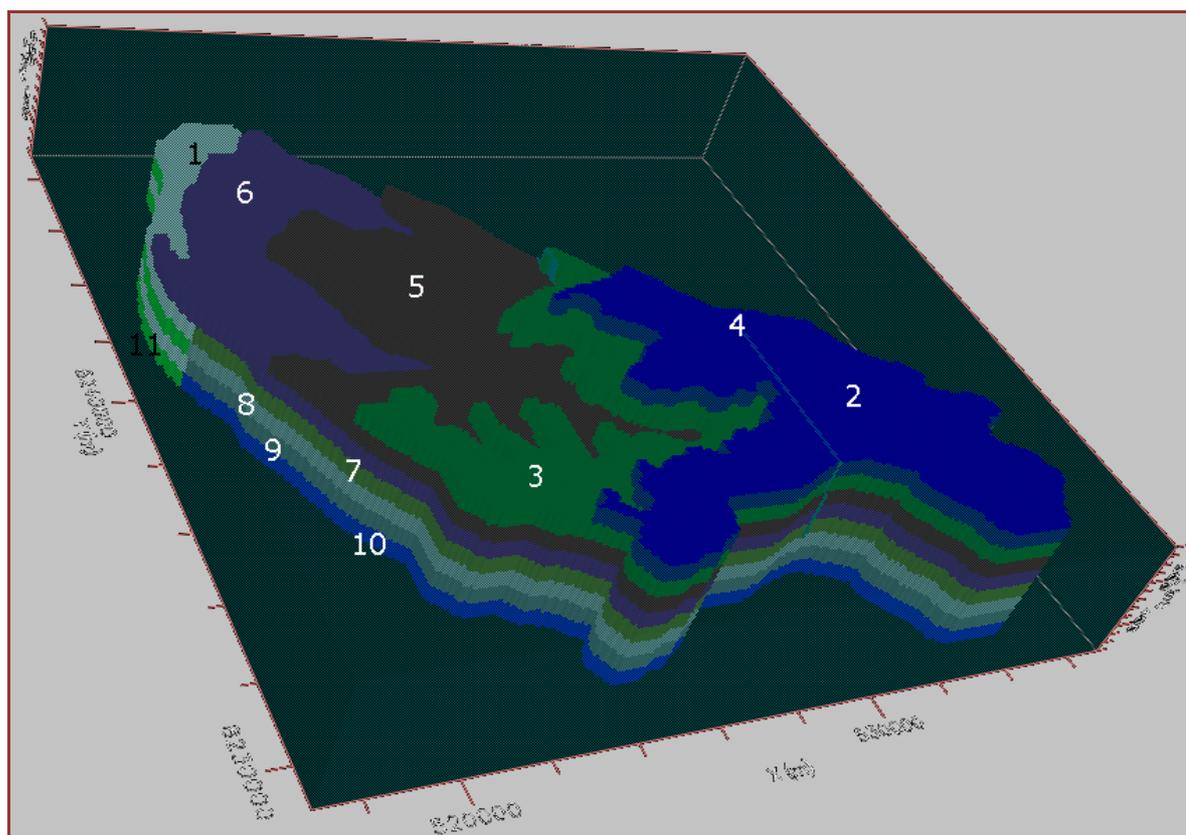


Figura6.6: Discretização com as condutividades hidráulicas (escala vertical 15X).

A propriedade 4, apresentada na (Tabela 6.5), foi utilizada como uma barreira hidráulica (falha de gravidade), isto por que há uma forte variação de carga hidráulica, entre os lados esquerdo (mais baixo) e direito (mais alto) dentro de um mesmo aquífero.

Foi calculada a variação espacial de carga hidráulica do sistema aquífero, considerando a carga hidráulica observada dentro de um mesmo aquífero (Figura 6.7). Obteve-se uma compartimentação em regiões representativas de diferentes níveis de superfície d'água (Figura

6.7). As regiões 1 e 2 representam a superfície do aquífero superior, a região 3 representa o aquífero inferior e a região 4 o aquífero superior. O desnível médio obtido nessas regiões é de 3,5m.

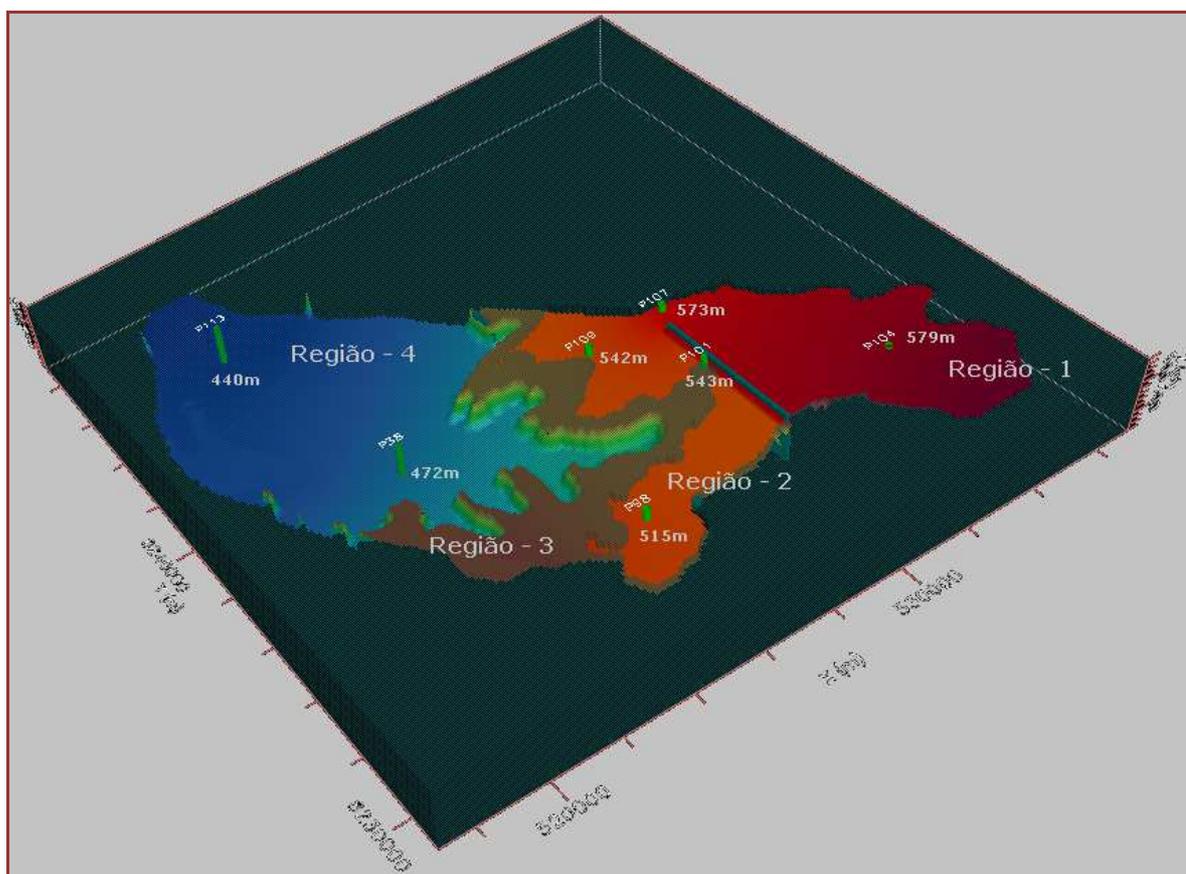


Figura 6.7: Sistema aquífero com localização dos poços e da falha geológica (escala vertical 10X).

A propriedade 4 foi utilizada como uma barreira hidráulica (falha de gravidade), isto por que há uma grande variação de carga hidráulica observada do lado esquerdo e direito desta falha. A variação de carga hidráulica entre os lados da falha é de 7m o que impossibilitou a calibração do modelo sem uma estrutura que individualize estas regiões.

Geologicamente, a estrutura utilizada como barreira hidráulica no modelo computacional foi aqui sugerida como falha de gravidade, não foi identificada em campo, no entanto sua localização se encontra próxima à região de maior deformação rúptil-dúctil, região de lineamentos N-S (Figura 4.10).

6.2.3. CALIBRAÇÃO DO MODELO EM REGIME PERMANENTE

A calibração do modelo em regime estacionário foi realizada a partir da comparação com os dados potenciométricos e de vazão medidos durante o ano hidrológico de 2010 e 2011, sendo adotados os dados médios do dia 1 de julho de 2010 para comparação com o modelo computacional, utilizado o menor valor observado nos *divers* durante este período, diminuindo com isto a influência do escoamento superficial da bacia.

Para o modelo numérico, foi feita uma seleção de 13 poços de monitoramento de nível d'água mais representativos, e um ponto de medição fluviométrica (Figura 5.3). A calibração do modelo foi realizada a partir da comparação dos valores de carga hidráulica e de balanço de massa, observados em campo e calculados pelo modelo.

Para observar a vazão da descarga da bacia do Boi Morto no modelo numérico, definiram-se três zonas de balanço para o modelo, divididas por região. Para proceder à comparação do valor monitorado com o valor calculado pelo balanço hídrico da bacia foi utilizado o modelo *Zbud's - zone budget* (Tabela 6.6). Para o ponto F-1, foi associado um *Zbud* e verificada a vazão de saída de água nos drenos relacionados a este ponto, ao ponto de descarga da bacia no rio São Francisco (numericamente definida como *CHD*) e ao ponto de aporte de água subterrânea a montante da bacia (numericamente definida como *GHB*).

Tabela 6.6: Ponto de Monitoramento de entrada e saída d'água da bacia.

Ponto de Monitoramento	Valores Observados	Valores Calculados	Diferença
	Vazão (m ³ /h)	Vazão (m ³ /h)	(%)
F-1	370,00	418,29	13,0
CHD	2892,8	3058,83	5,6
GHB	-	1841,67	-

Verificou-se uma diferença de 13 % para o córrego Boi Morto, o aporte de água subterrânea na bacia de 1841,67m³/h de montante foi superior ao escoamento de base calculado para bacia de 1168,4m³/h. A descarga da bacia, o valor calculado fica muito próximo do valor observado, com

uma diferença inferior a 6 % para a descarga no rio São Francisco, assim como no modelo numérico que apresentou um balanço de massa com erro 0,01%.

Para se observar as cargas hidráulicas da bacia utilizadas no modelo numérico, (Figura 6.7), o *Visual Modflow*, apresenta a relação gráfica “valor observado versus valor calculado”. No eixo X são plotados os valores observados, enquanto no eixo Y são plotados os valores calculados. Sendo assim, quanto mais próximo o ponto estiver da reta, melhor a calibração do nível d’água (Figura 6.8 e Tabela 6.7).

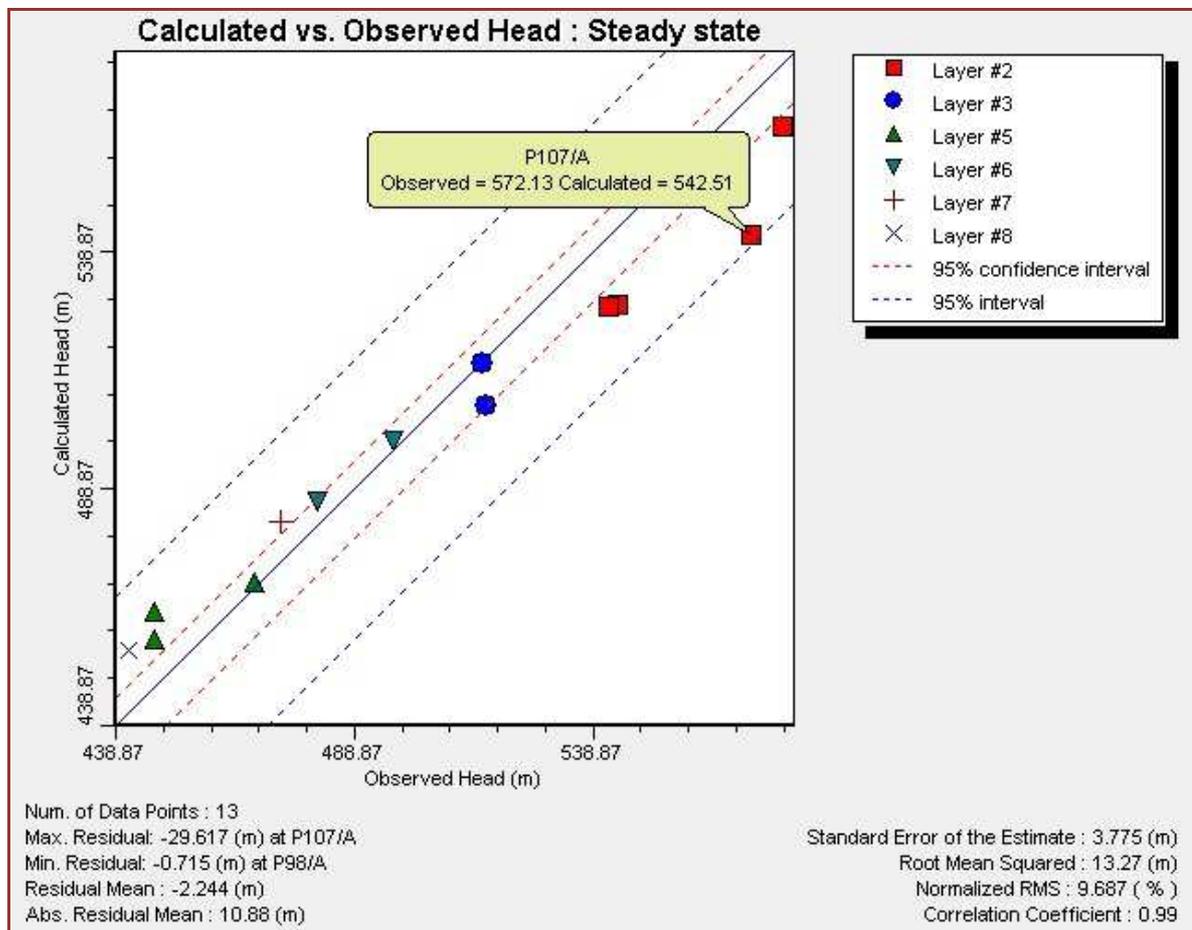


Figura6.8: Gráfico de calibração de piezômetros observados e calculados.

Os dados mostram um erro médio normalizado de 9,6%, valor aceitável, tendo em consideração a complexidade geológica e hidrogeológica. Nota-se uma alta correspondência da condutividade hidráulica utilizada do modelo, em relação a calculada no capítulo anterior, atestando a fidelidade

dos dados empregados na construção do modelo. Da mesma forma, a recarga apresenta diferença menor que 1%, e os erros de carga hidráulica e balanço hídrico total, conforme demonstrados, são menores que 10%.

Tabela 6.7: Ponto de Monitoramento de água subterrânea.

Ponto de Monitoramento	Valores Observados	Valores Calculados
	Cota NE	Cota NE
P20	497,00	491,56
P31	481,11	480,82
P38	473,41	476,80
P98	515,91	532,81
P101	543,99	545,87
P104	578,60	570,61
P107	572,13	554,15
P108	516,59	530,32
P109	542,32	545,64
P111	447,14	460,67
P113	441,61	453,75
P114	446,98	455,99
P115	468,02	466,08

6.3. DISCUSSÃO PARCIAL DOS RESULTADOS

Partindo das premissas encontradas nos dados de geologia (anisotropia estrutural) e hidrogeologia (aquífero poroso equivalente), o modelo computacional foi considerado calibrado, quando o erro médio absoluto tornou-se menor que 10% entre cargas medidas e simuladas, assim como quando o erro do balanço hídrico total fosse menor que 10%, sem que os valores de entrada do modelo ficassem discrepantes com os valores calculados a priori.

No método de modelagem em diferenças finitas foi considerado o modelo como poroso equivalente, uma vez que todas as camadas foram consideradas como homogêneas. Não obstante a anisotropia e relação de fluxo encontrado nas estruturas rúpteis foram representadas no modelo computacional. As curvas potenciométricas e linhas de fluxo calculadas pelo modelo

computacional reproduzem esta homogeneidade do aquífero na superfície potenciométrica e linhas de fluxo (Figura 5.9).

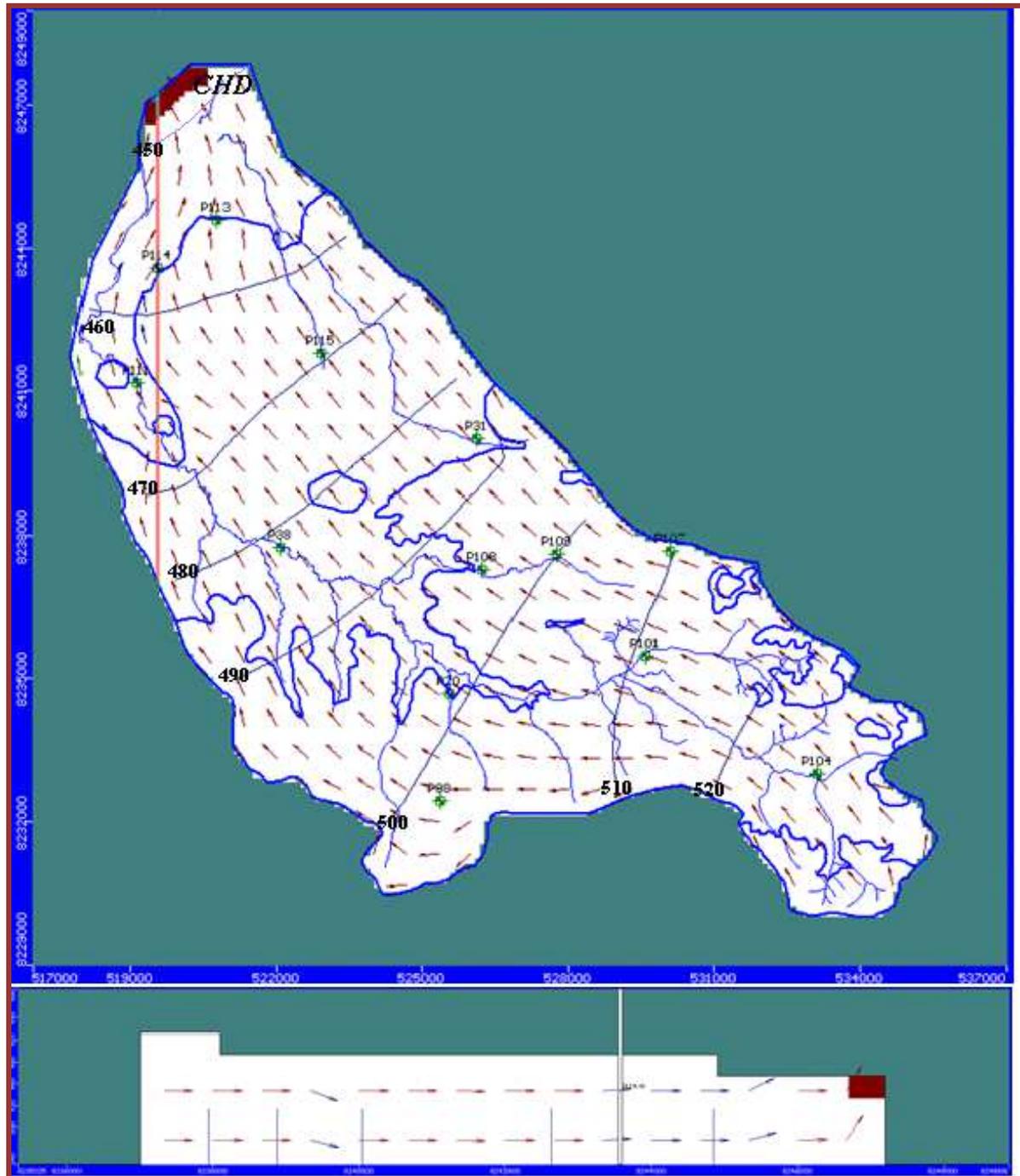


Figura 6.9: Superfície potenciométrica (Camada 5) e perfil (Coluna 26) mostrando as linhas de fluxo.

Os resultados forneceram elementos para uma melhor compreensão da geologia e hidrogeologia da região. A partir destes resultados e do exposto no parágrafo anterior, pode-se adotar o modelo computacional apresentado como um modelo válido para a bacia.

Geologicamente, foi possível inferir uma falha de gravidade apresentada na figura 6.7, caracterizada por uma área de grandes variações de carga hidráulica. Esta região apresenta lineamentos de mesma direção (Figura 4.10) e foi assinalada pela correlação cruzada e autocorrelação que caracteriza a área como uma região de descarga mais rápida que a recarga.

As condutividades hidráulicas resultantes do modelo (Tabela 6.5) se apresentam muito próximos com os valores calculados a partir dos dados e monitoramento e das famílias das fraturas, em que se obteve um intervalo de 10^{-1} a 10^{-3} cm/s, assim como as cargas hidráulicas (Tabela 6.7) e balanço hídrico da bacia (Tabela 6.6).

O balanço hídrico do modelo apresentou-se coerente com os valores calculados (Tabela 6.6). O modelo computacional possibilitou calcular os valores de contribuição da bacia a montante (Bacia do riacho Tabocal 44.199,63 m³/dia), valor superior ao aporte da recarga na própria bacia (39.257,17 m³/h – Figura 6.10).

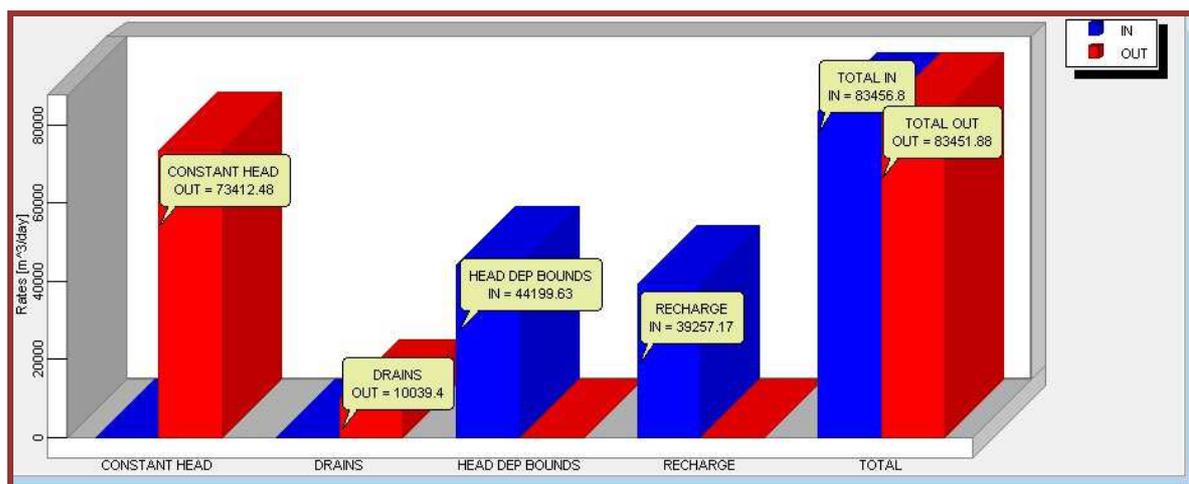


Figura 6.10: Balanço de massa calculado pelo Visual Modflow.

O modelo numérico apresentado ressaltou a importância da água subterrânea para a bacia, pois a partir da vazão medida no dreno (10.039,4 m³/dia), pode se caracterizar a região como tendo o balanço hídrico controlado pelo fluxo de base dos aquíferos, sendo os riachos pouco expressivos no volume total de descarga da região para o rio São Francisco, aproximadamente 12%.

7. CONCLUSÕES

Os estudos desenvolvidos alcançaram os objetivos propostos, servindo para ressaltar os aspectos geológicos e hidrogeológicos da área, tal como propor um modelo numérico de fluxo subsuperficial para área, mostrando que é possível modelar um sistema aquífero cárstico-fissural através do método de diferenças finitas, desde que este sistema, apresente dimensões suficientes extensas de modo que a anisotropia local do carste seja tratada regionalmente como uma rede conectada de fraturas homogênea, tal que, o sistema aquífero seja caracterizado como poroso equivalente.

Há de se ressaltar a importância do mapeamento realizado, que identificou uma intensa deformação rúptil representada pelas fraturas, cujo faturamento reflete que localmente o evento regional compressivo responsável pelas estruturas rúpteis do cráton São Francisco se faz presente na área. Com isso se destaca-se a importância da escala de trabalho, pois assim como localmente a região se apresenta fraturada, dentro da área de trabalho foi possível identificar diferentes características do ponto de carstificação, mas para região como um todo, a área foi considerada geologicamente como homogênea. Apesar de não mapeada foi possível inferir uma falha de gravidade no modelo numérico a partir de um desenvolvimento abrupto da diferença de carga hidráulica observada na área.

O sistema aquífero é caracterizado da base para o topo pelas unidades correlatas as formações Sete Lagoas, Santa Helena e Lagoa do Jacaré, sistemas esses delimitados entre as cotas 340m e 580m; tendo o aquífero inferior de espessura igual à soma das outras duas unidades. As unidades aquíferas são homogêneas entre si, contudo anisotrópicas devido às estruturas existentes. A homogeneidade pode ser relacionada às dimensões do sistema aquífero e da relação apresentada do volume elementar representativo, já as direções de fluxo são anisotrópicas com predominância de fluxo laminar pelas fraturas para N65-85W, e fluxo turbulento por fissuras N20-40W e por condutos N70-90W.

As estruturas rúpteis não só controlam o fluxo subterrâneo como influenciam diretamente a recarga da região. Nas porções mais carstificadas observaram-se, de forma geral, recargas rápidas da ordem de horas, dias e semanas, sendo sempre inferiores a um mês, ratificadas no processo de avaliação da autocorrelação e correlação cruzada. Pontualmente, porções controladas por carste puderam ser identificadas, mostrando a presença localizada de fluxos pouco profundos de entrada e saída rápida. Estes pontos apresentaram, simultaneamente, tempos de resposta à precipitação e tempo de armazenamento, de horas a até uma semana no máximo.

O balanço hídrico mostra uma recarga para toda a bacia de 118mm/ano do total pluviométrico, produzindo uma descarga total da bacia de 25.340.928 m³/ano, sendo 40% relacionado ao escoamento de base, contudo há de se ressaltar que a bacia recebe aporte à montante (fluxo do ponto P-102 para P-104).

As condutividades hidráulicas resultantes do modelo se encontram coerentes com os valores calculados pelos testes de aquífero. Da mesma forma, os resultados do balanço hídrico calculado (recarga, escoamento superficial e subterrâneo) foram muito próximos dos valores avaliados a partir do monitoramento hidrológico.

O modelo numérico permitiu a verificação de um relevante aporte lateral para a bacia em estudo proveniente da bacia adjacente, fenômeno típico de sistemas cársticos, que muitas vezes é ignorado.

Contribuíram para esses resultados o levantamento sistemático em campo das discontinuidades litológicas, a análise de autocorrelação e correlação cruzada de séries temporais do nível de água e precipitação, o monitoramento automatizado do nível de água, e o monitoramento hidrológico.

Reitera-se a importância em se empregar dados fidedignos de monitoramento nos modelos numéricos de modo a se obter maior confiança no modelo. E ainda a importância de se instalar os transdutores de pressão em poços em operação, o que possibilitou a obtenção de condutividade

hidráulica em diversos pontos, e permite ainda a construção futura de um modelo em regime transiente.

A coerência obtida dos dados do modelo assim como os valores calculados mostrou uma boa aderência para o modelo, validando este modelo para região. O erro médio quadrático normalizado inferior a 10% entre cargas medidas e simuladas permitiu adotar o modelo computacional apresentado como válido para a bacia, tomando-se em consideração a forte anisotropia da área, o contexto hidrogeológico cárstico-fissural, a heterogeneidade litológica e a fidelidade dos dados de campo avaliados.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C. P.; Martins-Neto, M. A. (Org.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: SBG/MG, p.9-30.

ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, V. 7, n.4: 349-364.

ATKINSON, T. C. 1986. *Soluble rock terrains, in fookes, P.G. and Vaughan, EDS, A handbook of engineering geomorphology, Surrey University Press, 241-257.*

CAMPOS, J. E. G. & DARDENNE, M. A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências. V. 27, n.3: 269-282.

COSTA, F. M. 2005. Análise por métodos hidrológicos e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – Estudo de caso no Quadrilátero Ferrífero (MG). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto - Minas Gerais. 146p.

COSTA, M. T. & BRANCO, J. J. R. 1960. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. XIV Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia. Publicação provisória. Brasília, p 1-119.

COTA, S. D. S., 2011. Desenvolvimento de modelo conceitual e matemático do aquífero cárstico-fissural na bacia do rio São Francisco. Pós-Doutorado, *University of Waterloo*, Waterloo, Canada, 46 p.

CUKROV, N., *et al.* 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaiá (MG) e Cristalina (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, V.35, n.1: 69-75.

CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (1983) *Hidrologia Subterrânea*, 2°. Ed. Volume 1. Ediciones Omega, S. A. Barcelona – Espanha, 1159 pp.

DARDENE, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, n. 30, Recife, 1978. *Anais*, V. 2: 507-610.

DURAND, A. 1995. Estudo de estabilidade de taludes em mineração a partir de classificação geomecânica. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, 213 p.

FARIAS, A. A., *et al.* 2003. *Introdução à Estatística*, 2°. Edição. Rio de Janeiro: LTC – Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 340 pp.

FEITOSA, F. A. C., *et al.* 2008. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações*, 3°. Ed. Revisada e ampliada. Rio de Janeiro: CPRM, [Recife]: UFPE, LABHID, 812 pp.

FERNANDES, A. J. 2008. Aquíferos Fraturados: Uma Revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, V.29, n.1/2: 49-72.

FERRARI, J. A. & KARMANN, I. 2008. Comportamento Hidrodinâmico de Sistemas Cásticos na Bacia do Rio Betari, Município de Iporanga – SP. Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, SP. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. V.8, n.1: 1-13.

FETTER, C.W. 2001 *Applied Hydrogeology*. 4°. Ed.: New Jersey -USA. Prentice Hall, 598 pp.

FIORI, J. P. O. 2010. Avaliação de Métodos de campo para a determinação de condutividade hidráulica em meios saturados e não saturados. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 110 p.

FONTENELE, L. G. & SANTOS, J. S. 2009. Aplicação de Modelos de Hidráulica de Poços em Aquíferos Fissurais do Município de Baturité-Ceará. Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará-Publicação Interna. 8 p.

FREIRE, A. P. S. & CASTRO, R. E. L. 2003. Mapeamento geológico na sub-bacia hidrográfica do riacho mocambo com ênfase nas ocorrências de fluorita e sua relação com as anomalias de fluoreto na água subterrânea no Município de São Francisco. Trabalho de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, 94 p.

GASPAR, M. T. 2006. Sistema aquífero Urucuia: Caracterização regional e propostas de gestão. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 158 p.

GROSSI-SAD, J. H.; CARDOSO, R. N.; DA COSTA, M. T. 1971. Formações Cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências. V. 1, n.1: 2-13.

JARDIM F. G. *et al.* 1981. 2º Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro – Recursos Naturais. Fundação CentroTecnológico de Minas Gerais/CETEC, Belo Horizonte, 359 p.

LAZARIM, H. A. 1999. Caracterização hidrogeológica no extremo norte do Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Nova Lima, MG. Proposta de Modelo. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 114 p.

MAGALHÃES, P. M. 1989. Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, p 37-71.

MARQUES G. F. *et al* 2011. *Hydrodynamic characterization of a karst aquifer in the Brazilian semi-arid region with time series analysis of hydrology data. Worl Environmental & Water Resources Congress – EWRI/ASCE. 11p.*

MARTÍNEZ M. I. 2007. Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 147 p.

MARTÍNEZ M. I. *et al.* 2010. *Influencia de los factores geológicos e hidrogeológicos em lãs altas concentraciones naturales de fluoruro em las aguas subterráneas del Grupo Bambuí (Neoproterozoico), norte del estado de Minas Gerais, Braisil. Boletín geológico y minero. V. 121, n.1: 22-43.*

MARTINS-NETO, M. A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia *rifte-sag* do paleo/mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências. V.28, n.2: 151-168.*

MARTINS-NETO, M. A. & ALKMIM, F. F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: PINTO, C.P.; Martins-Neto, M.A. (Org.). *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: SBG/MG, p.31-34.*

MCDONALD, M. G & HARDAUGH, A. W. 2009. *Visual Modflow 2009 – User’s Manual For Professional Applications in Three – Dimensional Groundwater Flow and Contaminant Transport Modeling. Schlumberger Water Services, Waterloo – Ontario - Canada, 666 p.*

MISI, A. *et al.* 2004. Dados isotópicos de chumbo em sulfetos e a evolução metalogenética dos depósitos de zinco e chumbo das coberturas Neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências. V.34, n.2.:263-274.*

MORAES, A. 2000. Mecânica do Contínuo para Geologia Estrutural. *Petróleo Brasileiro S. A. (CENPES), Rio de Janeiro, 83 pp.*

NEVES, M. A. 2005. Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na bacia do rio Jundiá – Um estudo do sistema de informação das bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiá. São Paulo. Universidade Estadual Paulista UNESP - Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) - Campus Rio Claro. capítulo 5 p 44:111.

NOBRE-LOPES, J. 2002. *Diagenesis of the Dolomites Hosting Zn/Ag Mineral Deposits in the Bambuí Group at Januária Region-MG*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, 229 p.

PESSOA, P. F. P. 2005. Hidrogeologia do aquífero cárstico coberto de Lagoa Santa, MG. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 375 p.

PFLUG, R. & RENGER, F. 1973. Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Cráton Sanfranciscano In: Anais do XXVII Congresso. Sociedade Brasileira de Geologia. Aracaju, V.2: 5-19.

OLIVIA, A. *et al.* 2005. Determinação da condutividade hidráulica da Formação Rio Claro: Análise Comparativa através de análise granulométrica e ensaios com permeâmetro *Guelph* e testes de *Slug*. Revista Águas Subterrâneas, V. 19, n.2: 1-18.

PLÍNIO, T. 2011. Curso de Manejo de Águas Pluviais. São Paulo – São Paulo, Capítulo 50: 1-61.

SGE-SERVIÇO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO 1969. São Francisco, MG, Folha SD.23-Z-C-IV. São Francisco, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

SGARBI, G.N.C. 1991. Arenitos Eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): Caracterização, diagênese e aspectos químicos. Revista Brasileira de Geociências. V. 21, n.4: 342-354.

SGARBI, G.N.C., *et al.* 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: PINTO, C.P.; Martins-Neto, M.A. (Org.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: SBG/MG: 93-138.

SILVA, A. B. 1984. Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero carstico do Jaíba, norte de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 190 p.

SILVA, A. B. 1995. Água subterrânea no carste da bacia do rio Verde Grande Norte de Minas Gerais. Tese ao Concurso Público para Provimento de Vaga de Professor Titular Área de Geociências. Belo Horizonte/MG, 97 p.

SOUSA, C. S. & SILVA, R. E. S. 2007. Integração de Dados Aerogeofísicos (magnetometria) e de Sensores Remotos para a Extração de Lineamentos da Região ao Norte de Carajás, Província Maroni-Itacaiúnas. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis Brasil, INPE, p.2199-2206.

SOUZA, A. M. & MOURA, F. D. 2010. Mapa geológico da sub-bacia do córrego boi morto, município de São Francisco, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, 1 mapa geológico, escala 1:60.000.

SOUZA, A. M. & MOURA, F. D. 2010b. Geologia e Hidrogeologia da sub-bacia do Córrego Boi Morto, Município de São Francisco, Minas. Trabalho de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, Dados Hidroquímicos.

TUCCI, C. E. M. *et al.* 1986. Hidrologia Ciência e Aplicação, 2°. Ed. Rio Grande do Sul: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul , 943 pp.

VELÁSQUEZ, L. N. M. *et al.* 2003. Origem do flúor na água subterrânea e sua relação com os casos de fluorose dental no Município de São Francisco, Minas Gerais. Relatório de Pesquisa Fapemig (Relatório CRA 294/99), 149 p.

VELÁSQUEZ, L. N. M. *et al.* 2007. Estudo da tipologia das ocorrências de fluorita que ocasionam anomalias nos níveis de fluoreto da água subterrânea, e a sua relação com os casos de

fluorose dental no Município de São Francisco, Minas Gerais. Relatório de Pesquisa Fapemig (Relatório CRA 1110/03), 164 p.

WENDLAND, E. 2003. Modelo Matemático e Métodos Numéricos em Águas Subterrâneas. Notas em Matemática Aplicada, Universidade de São Paulo, São Carlos, São Paulo, 108 p.

APÊNDICE - 1

MAPA DE PONTOS DE MONITORAMENTO DA BACIA DO RIACHO BOI MORTO

APÊNDICE -2

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO RIACHO BOI MORTO