

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE**

**FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM SISTEMA DE ENCOSTA-RIO,
MUNICÍPIO DE PAULÍNIA (SP): CARACTERIZAÇÃO
HIDROGEOLÓGICA E SIMULAÇÃO NUMÉRICA**

Marcio Costa Alberto

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Dissertação de Mestrado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências e Meio Ambiente –
Área de Concentração em Geociências
e Meio Ambiente
para obtenção do Título de Mestre

**Rio Claro
2005**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE**

**FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM SISTEMA DE ENCOSTA-RIO,
MUNICÍPIO DE PAULÍNIA (SP): CARACTERIZAÇÃO
HIDROGEOLÓGICA E SIMULAÇÃO NUMÉRICA**

Marcio Costa Alberto

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Dissertação de Mestrado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências e Meio Ambiente –
Área de Concentração em Geociências
e Meio Ambiente
para obtenção do Título de Mestre

**Rio Claro
2005**

551.49 Alberto, Marcio Costa
A334f Fluxo da água subterrânea em sistema de encosta-rio,
município de Paulínia (SP): caracterização hidrogeológica e
simulação numérica / Marcio Costa Alberto. – Rio Claro:
[s.n.], 2005
117 f. : il., gráfs., tabs., fots.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Águas subterrâneas. 2. Hidrogeologia. 3. Modelagem
matemática. 4. Subgrupo Itararé. I. Título.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Orientador

Prof. Dr. Edson Cesar Wendland

EESC/USP

Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Jr.

IGEO/UFRJ

Marcio Costa Alberto

Mestrando

Rio Claro, 25 de abril de 2005.

DEDICATÓRIA

In Memoriam

Dedico esta dissertação a meu avô materno,
José Rosa da Costa, pela torcida a distância, e por ser
amante fiel do Santos Futebol Clube, e me ensinar esta paixão.

E a minha avó materna, *Maria de Lourdes Biscaro Costa*,
que apesar de não sabermos o seu exato paradeiro,
de onde estiver, tenho certeza que está irradiando as melhores
luzes de seu amor e carinho, como sempre o fez,
em todos os momentos de nossas vidas.

(Que Deus os proteja)

AGRADECIMENTOS

Em especial, devo agradecer ao Conselho Nacional de Desenvolvimento da Pesquisa (CNPq), que me subsidiou com recursos financeiros, oferecendo condições para a dedicação à realização desta dissertação. Também agradeço à FUNDUNESP (Fundação para o Desenvolvimento da UNESP), a qual disponibilizou seus recursos, pelos convênios realizados entre Petróleo Brasileiro S/A (PETROBRAS) e o Laboratório de Estudos de Bacias (LEBAC), proporcionando a aquisição das ferramentas necessárias à realização desta pesquisa, com a aquisição de *softwares* e equipamentos físicos.

À pessoa do Prof. Dr. Chang Hung Kiang, pela crença em minha capacidade, pelos conselhos profissionais, pessoais e de orientação, pela disponibilidade dos recursos utilizados, e pelas oportunidades que vem me oferecendo desde a minha chegada ao LEBAC.

À PETROBRAS, em especial aos funcionários do setor de Segurança, Saúde e Meio Ambiente da REPLAN, pela autorização na utilização dos dados, que viabilizou a realização deste.

Aos meus pais e irmãos, Sônia, Antônio, Luís e Rafael, à cunhada Adriana, às queridas sobrinhas, Dani e Gabi, que, com amor, dedicam algum tempo de suas preciosas vidas, me oferecendo conforto e fraternidade, bem como todo o alicerce psicológico para continuação de minhas etapas concluídas e por concluir.

Devo agradecer em especial à minha mãe, Sônia, que nos últimos anos, vem sendo companheira inseparável, que tem compreensão, e que me ajuda nas decisões mais importantes da minha vida, desde os meus primeiros segundos de vida intra e extra-uterina.

À minha admirável futura esposa, Victória, que, com seu amor e carinho, me auxilia nos caminhos da vida, oferecendo seu colo amigo e todos os prazeres de estar em ótima companhia, que, acertadamente, esperamos seja eterna.

Ao amigo Geól° Didier Gastmans, B.Sc., doutorando e pesquisador do LEBAC, por compartilhar momentos importantes de nossas vidas profissionais, pelos ensinamentos que trocamos, e, principalmente, pelas cervejas que tomamos no Bar do Gali de Rio Claro/SP. Que um futuro brilhante nos aguarde pela frente.

A outro grande amigo, Geól. Elias Hideo Teramoto, B.Sc., que, com confiança, entregou o final de sua vida acadêmica à minha co-orientação, junto ao Prof. Dr. Chang Hung Kiang, e que, com coragem e sinceridade, apresentou e aceitou conceitos de fundamental importância para o desenvolvimento deste e daquele trabalho, caminhando sempre juntos nas simulações e simulacros da vida.

Ao amigo, José Arnaldo Tappis, que possibilitou a minha continuidade aos estudos, confiando em meus conhecimentos e minha competência, à diversos trabalhos de sua vida profissional, e que tanto me encorajou e animou para chegar ao término desta pesquisa, ressaltando, à todo momento, a importância que isto poderia me trazer para o futuro profissional.

Aos meus dois mais novos avós, D^a Irta e Sr. João Tappis, pela paciência, amizade, amor e carinho que nos deram ao longo de momentos tão difíceis trilhados até agora.

À Prof^a D^{ra} Maria Rita Caetano-Chang pela revisão, pelas leituras e releituras desta dissertação.

Aos amigos do LEBAC, em especial, Geól^a Andresa Oliva, M.Sc., pela amizade, apoio constante e pelas SEVs, Geól^o Marco Aurélio Zequim Pedde, M.Sc., pelas constantes e infundáveis conversas sobre os mais diversos temas, pelo companheirismo e pelos ensaios de *slug*, Geól^o Fernando (Ceará), M.Sc., pelas idas ao campo, e pelas aulas práticas de geologia estrutural (o retorno ao bom e velho martelo, e à orientada bússola), ao Geól^o Eduardo “Pio”, B.Sc., pela amizade e disputa futebolística (Viva ao Santos F.C., campeão brasileiro de 2004 sobre o Furacão, que mais parece uma Brisa), ao Geól^o Flávio de Paula e Silva, pelas conversas geológicas e zombarias diversas. Às Geól^{as} Márcia, B.Sc. e Damaris, B.Sc., pelas ajudas durante os trabalhos de caracterização.

Às estagiárias Juliana e Suelen, pelos diversos serviços prestados. À desenhista Sandra, por alguns dos elementos gráficos aqui presentes, ao Dagmar, o grande Professor Pardal do LEBAC, aos estagiários da graduação, Davi, Fernando e Daniela. Aos amigos alunos do curso de pós-graduação.

Às bibliotecárias das diversas instituições visitadas, em especial à Susi (Rio Claro), por quebrar meus galhos bibliográficos, e que assim continuemos. Aos diversos funcionários da UNESP de Rio Claro pela preservação, segurança e funcionamento do Campus.

Especial agradecimento devo à Secretária do LEBAC, Cristiane Wiechmann, que, incansavelmente, me auxiliou, apoiou, ofereceu sua amizade mais sincera, e também pelas risadas que proporciona, com divertidas conversas e estripulias.

A alguns amigos da vida profissional, Geól^o Alexandre Miller, M.Sc., Geól^o Flavio “Tamanduá”, B.Sc., Geól^o José Luís Ridente Jr., M.Sc., Geól^o Eduardo Soares de Macedo, D.Sc. (IPT), Prof. Dr. Leandro Eugênio Silva Cerri (IGCE/UNESP), Geól^o Paulo Henrique, B.Sc., Eng^o Quím. Hernane, B.Sc., e tantos outros que precisaria de várias folhas para poder incluí-los. Aos funcionários do DAEE, por pacientemente fornecerem acesso irrestrito ao cadastros físico de poços tubulares. E seria injusto, se não fossem lembrados, aqui, também, todos aqueles que direta ou indiretamente colaboraram para esta pesquisa, conscientes ou não.

SUMÁRIO

RESUMO	ix
ABSTRACT	x
ÍNDICE	xi
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
ÍNDICE DE FOTOS	xv
ÍNDICE DE EQUAÇÕES	xvi
ÍNDICE DE TABELAS	xvii
ÍNDICE DE GRÁFICOS	xviii
1. INTRODUÇÃO	2
2. OBJETIVOS	5
3. MATERIAIS E MÉTODOS	7
4. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL	29
5. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-HIDROGEOLÓGICA LOCAL	47
6. SIMULAÇÃO NUMÉRICA	68
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	91
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

RESUMO

Fluxo da água subterrânea em sistema de encosta-rio, município de Paulínia (SP): Caracterização hidrogeológica e simulação numérica

A simulação numérica vem sendo largamente utilizada para avaliar condições de fluxo da água subterrânea, podendo subsidiar a previsão da migração de contaminantes. Neste trabalho, foi realizada simulação em regime de fluxo permanente de uma área adjacente ao rio Atibaia, no município de Paulínia, incluindo topo, encosta, várzea e leito do rio, como subsídio ao entendimento das condições hidrogeológicas locais. As grandes variações das propriedades hidráulicas se devem à complexa geologia da área dominada por depósitos glaciais, intrudidos por rochas basálticas. As ferramentas utilizadas para realização deste trabalho consistiram em técnicas convencionais de investigação de campo, como instalação de piezômetros, ensaios geofísicos, hidrogeológicos, petrofísicos e físico-químicos e, modelos matemáticos, a fim de subsidiar a caracterização hidrogeológica, e auxiliar o rearranjo da distribuição espacial das propriedades hidráulicas do meio físico. Os resultados mostraram eficiência da metodologia utilizada, para a caracterização hidrogeológica da área, conforme observado pela estreita relação entre o modelo hidrogeológico conceitual inicial e o modelo final estabelecido pela simulação numérica. As mudanças nas propriedades hidráulicas mostraram compatibilidade com a variação litológica da área. A simulação foi realizada utilizando dois *softwares*, *Visual MODFLOW* e *FEFLOW*, que apresentaram resultados similares após a calibração dos referidos modelos.

Palavras-chave: hidrogeologia, modelagem matemática, água subterrânea, Subgrupo Itararé.

ABSTRACT

Groundwater flow at a river-slope system, Paulínia city (SP): Hydrogeologic assessment and numerical modeling

Numerical modeling has been widely used to evaluate groundwater flow and contaminant migration. In the present work, river-slope system adjacent to Atibaia River, Paulínia city, was simulated under steady-state conditions, accounting for upper- and mid-slope, meadow and river bed, to help to understand local hydrogeological conditions. Great variability of hydraulic properties is due to the complex geology of the area, dominated by glacial deposits, intruded by basaltic igneous rocks. Tools used for this research consist of conventional field investigation techniques, such as piezometers construction, geophysical and hydrogeological essays, petrophysics and physical-chemical laboratory assessment and groundwater modeling to subsidize hydrogeological understanding, helping to refine spatial distribution of the hydraulic properties. These tools proved to be efficient because of the narrow relationship between initial conceptual hydrogeologic model, based on field data, and the model established by numerical modeling. Changes in hydraulic properties due to model calibration process are compatible with the local lithological variation. The calibration was performed using two groundwater modeling softwares, *Visual MODFLOW* and *FEFLOW*, showing similar results.

Keywords: hydrogeology, numerical modeling, groundwater, Itararé Subgroup.

ÍNDICE

Item		p
	SUMÁRIO	viii
	RESUMO	ix
	ABSTRACT	x
	ÍNDICE	xi
	ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
	ÍNDICE DE FOTOS	xv
	ÍNDICE DE EQUAÇÕES	xvi
	ÍNDICE DE TABELAS	xvii
	ÍNDICE DE GRÁFICOS	xviii
1.	INTRODUÇÃO	2
2.	OBJETIVOS	5
3.	MATERIAIS E MÉTODOS	7
3.1.	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA REGIONAL	7
3.2.	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA LOCAL	9
3.2.1.	Determinação das Propriedades do Meio Físico	9
3.2.1.1.	Ensaio Geofísicos	10
3.2.1.2.	Piezômetros Multiníveis	10
3.2.1.3.	Análises Petrofísicas	12
3.2.1.4.	Ensaio Hidrogeológicos	12
3.2.1.4.1.	<i>Slug Tests</i>	13
3.2.1.4.2.	Ensaio de Perda D'Água sob Pressão	14
3.3.	MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL	15
3.4.	MODELAGEM MATEMÁTICA	16
3.4.1.	Calibração	19
3.4.2.	Escoamento de Fluidos em Meios Porosos	22
3.4.3.	Condições de Contorno	23
3.4.4.	Métodos de Modelagem Numérica	27
4.	CARACTERIZAÇÃO REGIONAL	29
4.1.	GEOMORFOLOGIA	29
4.2.	RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS	30
4.2.1.	Pluviometria e Fluviometria	30
4.3.	GEOLOGIA REGIONAL	33
4.3.1.	Embasamento Cristalino	34
4.3.2.	Subgrupo Itararé	39
4.3.3.	Intrusivas Básicas	41
4.3.4.	Depósitos Cenozóicos	42
4.3.4.1.	Depósitos Sedimentares Correlatos à Formação Rio Claro	42
4.3.4.2.	Sedimentos Aluvionares	43
4.4.	HIDROGEOLOGIA REGIONAL	43
4.4.1.	Unidades Aqüíferas	43
4.4.2.	Fluxo Regional da Água Subterrânea	45
5.	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-HIDROGEOLÓGICA LOCAL	47
5.1.	UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS	48
5.1.1.	Unidade Superior	48
5.1.1.1.	Coberturas Indiferenciadas	48
5.1.1.2.	Siltito Alterado	50
5.1.2.	Unidade Intermediária – Siltito São	52
5.1.3.	Unidade Inferior – Diabásio	53
5.1.4.	Propriedades Hidráulicas	56
5.2.	POTENCIOMETRIA E FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA	60
5.3.	PLUVIOMETRIA	65
6.	SIMULAÇÃO NUMÉRICA	68
6.1.	MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL	68
6.1.1.	Propriedades Hidráulicas	71
6.1.2.	Condições de Contorno	72
6.2.	RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES	72
6.2.1.	Simulações Iniciais	72

6.2.2.	Calibração	77
6.2.2.1.	<i>Visual MODFLOW</i>	77
6.2.2.2.	<i>FEFLOW</i>	84
7.	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	91
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		p.
1	Localização da área de estudo	4
2	Área de Estudo (rio Atibaia localizado na porção inferior esquerda)	6
3	Fluxograma Metodológico	8
4	Perfil litológico-construtivo típico dos piezômetros multiníveis instalados	11
5	Esquema de realização do teste de <i>slug</i>	13
6	Relações entre o modelo matemático, modelo algébrico discretizado, solução analítica, solução por aproximação e dados observados.	17
7	Protocolos para Aplicação de Modelagem Matemática	20
8	Curvas de dispersão carga hidráulica calculada x observada, sem ajuste e com ajuste dos valores	21
9	Volume Elementar Representativo	23
10	Condição de contorno de carga hidráulica especificada	24
11	Condição de contorno de fluxo especificado	25
12	Condição de contorno de fluxo dependente da carga hidráulica	26
13	Representações de diferenças finitas e elementos finitos da região de um aquífero	28
14	Representações das malhas de diferenças finitas e elementos finitos	28
15	Geomorfologia da região de estudo	31
16	Mapa de Isoietas – Média da Precipitação Anual Acumulada.	32
17	Mapa Geológico Regional (adaptado de Fernandes, 1997)	37
18	Mapa do Topo do Embasamento Cristalino	38
19	Mapa de afloramentos e de poços profundos	40
20	Seção Geológica da Área de Estudo (Fernandes, 1997)	46
21	Localização dos piezômetros multiníveis	47
22	Mapa do topo da Unidade Inferior na área de estudo, obtido pelas curvas das Sondagens Elétricas Verticais.	55
23	Curva mostrando aumento da resistividade quando intercepta os diabásios da Unidade Inferior (SEV14).	55
24	Distribuição das condutividades hidráulicas da Unidade Superior (valores expressos em cm/s).	59
25	Distribuição das condutividades hidráulicas da Unidade Intermediária (valores expressos em cm/s)	59
26	Mapa Potenciométrico dos Piezômetros Tipo A (cargas hidráulicas em metros)	62
27	Mapa de oscilação do nível d'água (valores em metros)	62
28	Seções Geológico-Hidrogeológicas Locais A-B e C-D	64
29	Seção do Modelo Hidrogeológico Conceitual do Local de Estudo	69
30	Distribuição em planta das condições de contorno do modelo hidrogeológico conceitual preliminar	70
31	<i>Grid</i> de diferenças finitas estabelecido para as simulações iniciais realizadas com <i>Visual MODFLOW</i>	74
32	Malha de Elementos Finitos estabelecida para as simulações iniciais realizadas com <i>FEFLOW</i>	74
33	Mapa de distribuição das cargas hidráulicas calculadas pela simulação inicial realizada com <i>Visual MODFLOW</i> . Em verde são representadas as células inativas, e em ocre, as células secas.	75
34	Mapa de distribuição das cargas hidráulicas calculadas pela simulação inicial realizada com <i>FEFLOW</i> .	75
35	Distribuição em planta das condições de contorno (<i>Visual MODFLOW</i>).	79
36	Seção transversal (linha tracejada no mapa ao lado), mostrando as condições de contorno para simulação final com <i>Visual MODFLOW</i> .	79
37	Mapa potenciométrico final resultante da simulação com <i>Visual MODFLOW</i>	80

38	Distribuição das condutividades hidráulicas da camada superior após simulação final pelo <i>Visual MODFLOW</i>	81
39	Distribuição das condutividades hidráulicas da camada intermediária após simulação final pelo <i>Visual MODFLOW</i>	81
40	Seção transversal mostrando a distribuição das condutividades hidráulicas após simulação final pelo <i>Visual MODFLOW</i>	81
41	Seção transversal mostrando as condições simuladas finais do fluxo da água subterrânea. Nos detalhes são verificadas as condições de fluxo ascendentes, nas condições de contorno do rio Atibaia e dos drenos localizados na porção central da área, com inflexões pronunciadas das linhas isopotenciométricas.	83
42	Distribuição tridimensional das condutividades hidráulicas após simulação final com <i>FEFLOW</i> .	85
43	Campo de velocidades, mostrando convergência na porção central da área, observado pela maior intensidade de vetores de velocidade, obtidas a partir da simulação final com <i>FEFLOW</i> .	86
44	Mapa potenciométrico final resultante da simulação com <i>FEFLOW</i>	87
45	Visualização tridimensional do fluxo de partículas, simulado a partir do <i>FEFLOW</i> , a montante da zona de convergência do fluxo nas cavas e para o rio Atibaia.	88
46	Corpo tridimensional das isosuperfícies das linhas potenciométricas simuladas com <i>FEFLOW</i> , mostrando convergência do fluxo na porção central e fluxo ascendente nas feições que representam os drenos escavados nesta mesma porção, e no rio Atibaia, localizado no limite sul. O fluxo ascendente é verificado pela inflexão das superfícies isopotenciométricas, evidenciada principalmente nas linhas de cotas 548,0 metros para o rio Atibaia e, das linhas de 576,0 a 562,0 metros para os drenos.	90

ÍNDICE DE FOTOS

Foto		p.
1	Equipamento Hollow Stem Auger utilizado para instalação dos poços e piezômetros.	11
2	Realização de ensaio de perda d'água sob pressão.	14
3	Seixos pingados em siltitos do Subgrupo Itararé – Afloramento 12 – Município de Paulínia (SP).	39
4	Lentes arenosas em diamictitos – Subgrupo Itararé. Afloramento 13 – Via de acesso municipal situada em Paulínia.	39
5	Empastilhamento da litofácies siltosa do Subgrupo Itararé – Afloramento 29, localizado em estrada de terra, na porção centro-norte da região	41
6	Afloramento de diabásio no leito do Ribeirão das Anhumas (Afloramento 23).	41
7	Arenitos correlatos à Formação Rio Claro – Afloramento 5, situado na porção sul do município de Paulínia.	42
8	Solo residual – Unidade Superior	49
9	Sedimentos aluvionares – Unidade Superior	49
10	Litofácies Arenosa do Siltito Alterado (Unidade Superior).	50
11	Fraturas no Siltito Alterado, preenchidas por óxido de Mn.	50
12	Fraturas no Siltito Alterado, preenchidas por argilo-minerais.	50
13	Seixo pingado no Siltito Alterado	50
14	Fotomicrografia mostrando a porosidade das porções arenosas do Siltito Alterado, com dissolução dos grãos de quartzo (em azul).	51
15	Fotomicrografia mostrando a porosidade das porções arenosas do Siltito Alterado, com dissolução do preenchimento matricial (em azul).	51
16	Lentes arenosas intercaladas ao Siltito Alterado (Unidade Superior).	51
17	Detalhe da lente arenosa mostrando granulometria grossa - Siltito Alterado (Unidade Superior).	52
18	Siltito São com fraturamento subvertical preenchido por óxido de Mn (Unidade Intermediária).	53
19	Ritmitos do Subgrupo Itararé – Siltito São (Unidade Intermediária).	53
20	Ritmitos do Subgrupo Itararé – Siltito São (Unidade Intermediária).	53
21	Diabásio São – Unidade Inferior	54

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

Equação		p.
1	Determinação de condutividade hidráulica a partir de execução de ensaio slug test, segundo Hvorslev (1951)	13
2	Determinação do coeficiente de permeabilidade (k), a partir do ensaio de perda d'água sob pressão	15
3	Constante do ensaio de perda d'água sob pressão	15
4	Equação da Lei de Darcy	22
5	Velocidade linear média	22
6	Equação geral do fluxo	23
7	Equação da condição de contorno de carga hidráulica especificada	24
8	Equação da condição de contorno de fluxo especificado	24
9	Equação da condição de contorno de fluxo dependente da carga hidráulica de referência	26
10	Equação de fluxo de Darcy	26

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela		p.
1	Média da Precipitação Anual Acumulada (mm) – rios Atibaia e Jaguari	33
2	Estatística Descritiva das Vazões Médias Mensais dos rios Atibaia e Jaguari (valores em m ³ /s)	33
3	Condutividade Hidráulica dos Piezômetros Tipo A	58
4	Condutividade Hidráulica dos Piezômetros Tipo B.	58
5	Medições dos níveis d'água (Janeiro e Agosto/2004)	62

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico		p
1	Comportamento Fluviométrico do rio Atibaia – Período 1992 a 2000 – Estação 4D-009 (Acima de Paulínia/SP)	35
2	Comportamento Fluviométrico do rio Jaguari – Estação 4D-001 (Cosmópolis/SP)	36
3	Curvas granulométricas da Unidade Superior – Coberturas Indiferenciadas	49
4	Índices Pluviométricos de jul/98 a jul/00, mostrando os maiores valores para período de Novembro a Março	66
5	Série histórica pluviométrica da estação local (jul/92 a dez/04)	67
6	Nível d'água dos piezômetros PM09, 16, 18 e 24 (valores em metros) e Índice Pluviométrico Mensal Acumulado (valores em mm).	68
7	Curva de ajuste da simulação numérica inicial com <i>Visual MODFLOW</i> .	74
8	Curva de ajuste da simulação numérica inicial com <i>FEFLOW</i> .	74
9	Curva de ajuste da simulação numérica calibrada com <i>Visual MODFLOW</i> .	79
10	Curva de ajuste da simulação numérica calibrada com <i>FEFLOW</i> .	85

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento das características hidrogeológicas de uma determinada área tem como objetivo subsidiar dois escopos principais.

O primeiro dos escopos, há muito pesquisado, tem como objetivo a avaliação da disponibilidade hídrica subterrânea, no sentido de estimar a capacidade de utilização deste recurso para o consumo humano, ou outro uso a depender das necessidades de demanda. O segundo, mais recentemente explorado, tem como aplicação a previsão da migração de poluentes na água subterrânea, objetivando a proteção de poços profundos tubulares e de recursos hídricos superficiais. Ambos buscam assegurar a disponibilidade futura e a qualidade dos recursos hídricos, para proteção à saúde humana.

Neste sentido, uma caracterização hidrogeológica deve buscar o conhecimento da distribuição das propriedades hidráulicas do meio estudado, e as influências que estas imprimem ao fluxo da água subterrânea, para que previsões mais precisas sejam alcançadas.

As ferramentas utilizadas para atingir este conhecimento são as técnicas convencionais diretas e indiretas da geologia, como utilização de métodos geofísicos, execução de sondagens de investigação, instalação de piezômetros, realização de análises físico-químicas e petrofísicas das litologias encontradas e de ensaios hidrogeológicos, que permitem a concepção de modelos hidrogeológicos conceituais e a interpretação das condições hidrogeológicas. Além destas, também são utilizados os modelos matemáticos.

Como técnicas indiretas, aquelas com maior aplicação para área de hidrogeologia e meio ambiente são os ensaios geoeletricos, sejam estes de eletrorresistividade (Sondagens Elétricas Verticais e Caminhamento Elétrico) ou eletromagnéticos (Ensaio Eletromagnético Clássico e *Ground Penetrating Radar*). Estas técnicas servem, muitas vezes, como subsídio à redução da execução de diversas técnicas diretas de investigação, desonerando e viabilizando a realização de pesquisas e estudos que dependam de recursos escassos, pois, rápida e economicamente, podem abranger áreas que dificilmente teriam número suficiente de investigações diretas.

As técnicas de investigação direta consistem no levantamento de superfície, perfuração de sondagens no solo, descrição litológica dos materiais encontrados, ensaios físico-químicos, instalação de piezômetros e poços, escavação de trincheiras, ensaios hidrogeológicos, entre outros, para acesso direto e comprovação dos resultados das técnicas indiretas.

A utilização das técnicas indiretas não deve ser dissociada da realização das técnicas diretas, fundamentais para avaliação das condições reais e que devem, sempre que possível, ser efetuadas em número suficiente que permita a caracterização da área de estudo para que as condições hidrodinâmicas sejam conhecidas ou aproximadas, porém, sem que haja distorção das propriedades que levem a erros, como por exemplo, a avaliação incorreta da migração de contaminantes ou da gestão do uso da água subterrânea.

Com a crescente utilização de computadores para a solução de problemas, a simulação numérica de escoamento de fluidos em meios porosos vem sendo largamente aplicada na avaliação das condições de fluxo da água subterrânea, em virtude da diversidade das propriedades hidráulicas do meio.

Como subsídio ao conhecimento desta distribuição espacial e tridimensional complexa das propriedades hidráulicas do meio, a utilização de modelos matemáticos, que pela etapa de calibração destes, visam aprimorar o fator de correlação entre os dados calculados e aqueles observados em campo, adequando a distribuição destas propriedades, estabelecendo qual característica do meio pode apresentar maior ou menor influência nas condições de fluxo. As simulações numéricas para subsidiar a caracterização hidrogeológica foram realizadas em regime permanente de fluxo (*steady-state*). As simulações foram realizadas utilizando os *softwares* *Visual MODFLOW 3.1*. (*Waterloo Hydrogeologic, Inc.*, 2002) e *FEFLOW 5.1*. (*WASY Institute, GmbH; Diersch, 2002*), com a comparação entre os resultados destes códigos.

A área de pesquisa deste trabalho compreende área de encosta adjacente ao rio Atibaia, município de Paulínia/SP (**Figura 1**), que apresenta complexidade litológica proeminente, representada pela grande variação textural das rochas sedimentares do Subgrupo Itararé, coberturas sedimentares recentes e pela presença de rochas ígneas intrusivas constituídas por *sills* de diabásios.

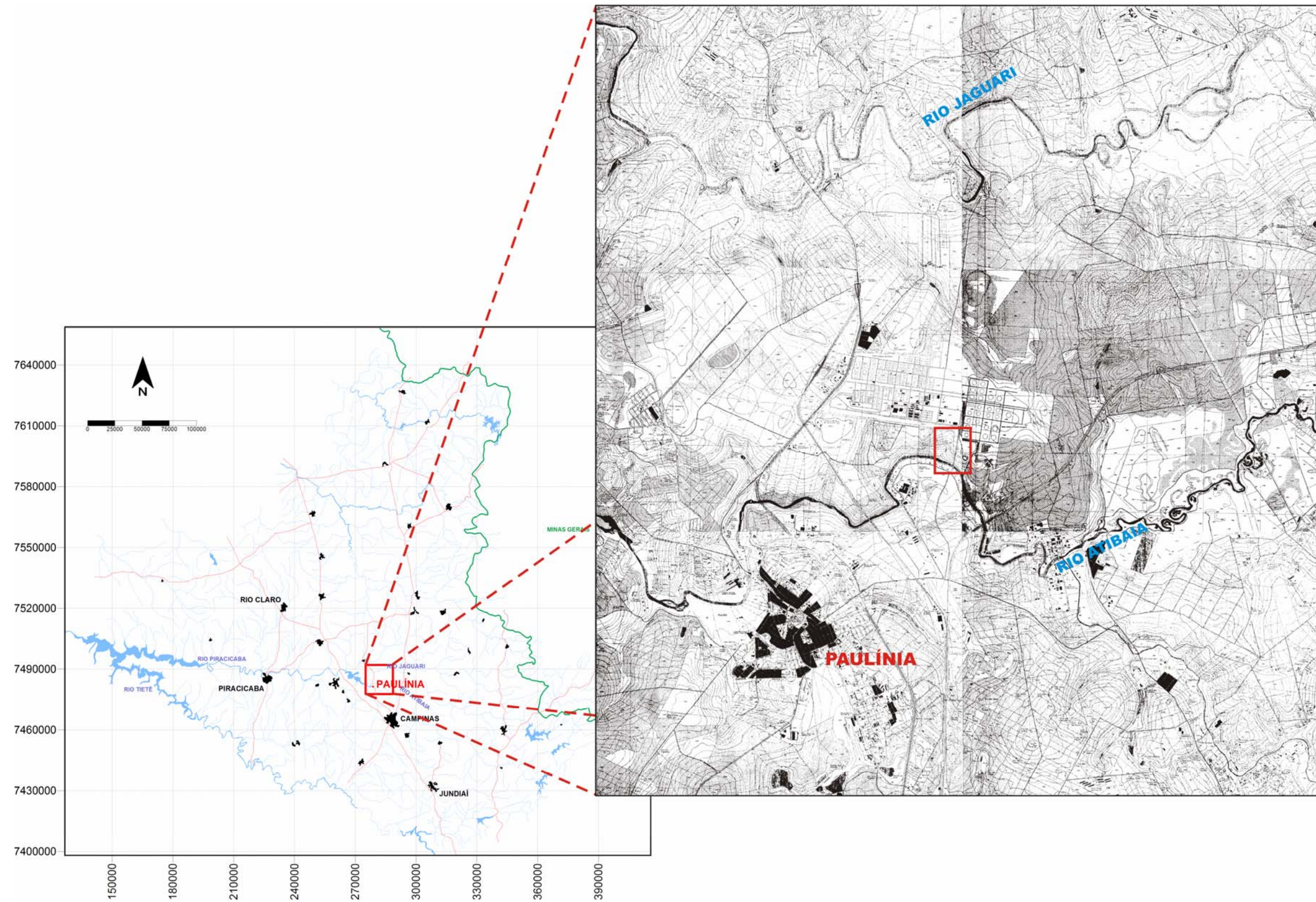


Figura 01. Localização da área de estudo.

2. OBJETIVOS

Esta pesquisa apresenta como objetivo principal a caracterização hidrogeológica, visando a determinação das condições de fluxo da água subterrânea em um sistema de encosta íngreme, adjacente ao rio Atibaia, situada no Município de Paulínia (SP).

Para atingir tal objetivo principal, foram utilizadas as ferramentas descritas abaixo, sendo consideradas para esta pesquisa a compreensão e a compilação destas como objetivos específicos.

- Levantamento e compilação de dados regionais e locais, em publicações e relatórios técnicos, ambos de acesso público e/ou permitidos para realização de pesquisas acadêmicas, para determinação do modelo hidrogeológico regional.
- Instalação de 24 conjuntos de piezômetros multiníveis para caracterização da litologia local, de suas propriedades hidrodinâmicas e das relações hidráulicas entre si, definindo as unidades hidroestratigráficas locais.
- Utilização de dados obtidos por ensaios geoeletricos e hidrogeológicos para, respectivamente, auxiliar a definição da distribuição vertical das unidades hidroestratigráficas locais definidas e determinar as propriedades hidrogeológicas das mesmas.
- Utilização de simulação numérica para compreensão do fluxo da água subterrânea, com a comparação dos resultados de dois códigos que utilizam métodos de solução numérica, por Diferenças Finitas (MDF) e por Elementos Finitos (MEF), respectivamente, Visual MODFLOW e FEFLOW,
- Ajuste das propriedades hidráulicas da complexa litologia local, visando auxiliar a determinação da distribuição das propriedades hidráulicas, como subsídio à conclusão da caracterização hidrogeológica local.

A realização deste trabalho ocorreu concomitante à realização de diversas investigações na área de estudo e suas adjacências, conforme convênio firmado entre a FUNDUNESP (Fundação para o Desenvolvimento da UNESP) e a PETROBRÁS (Petróleo Brasileiro S/A), com o objetivo de avaliar as condições hidrogeológicas da área da REPLAN (Refinaria do Planalto), situada em um platô do

Município de Paulínia/SP (FUNDUNESP, 2004), sendo o local de estudo selecionado uma área parcial deste projeto, encontrado na encosta adjacente ao rio Atibaia (**Figura 2**).

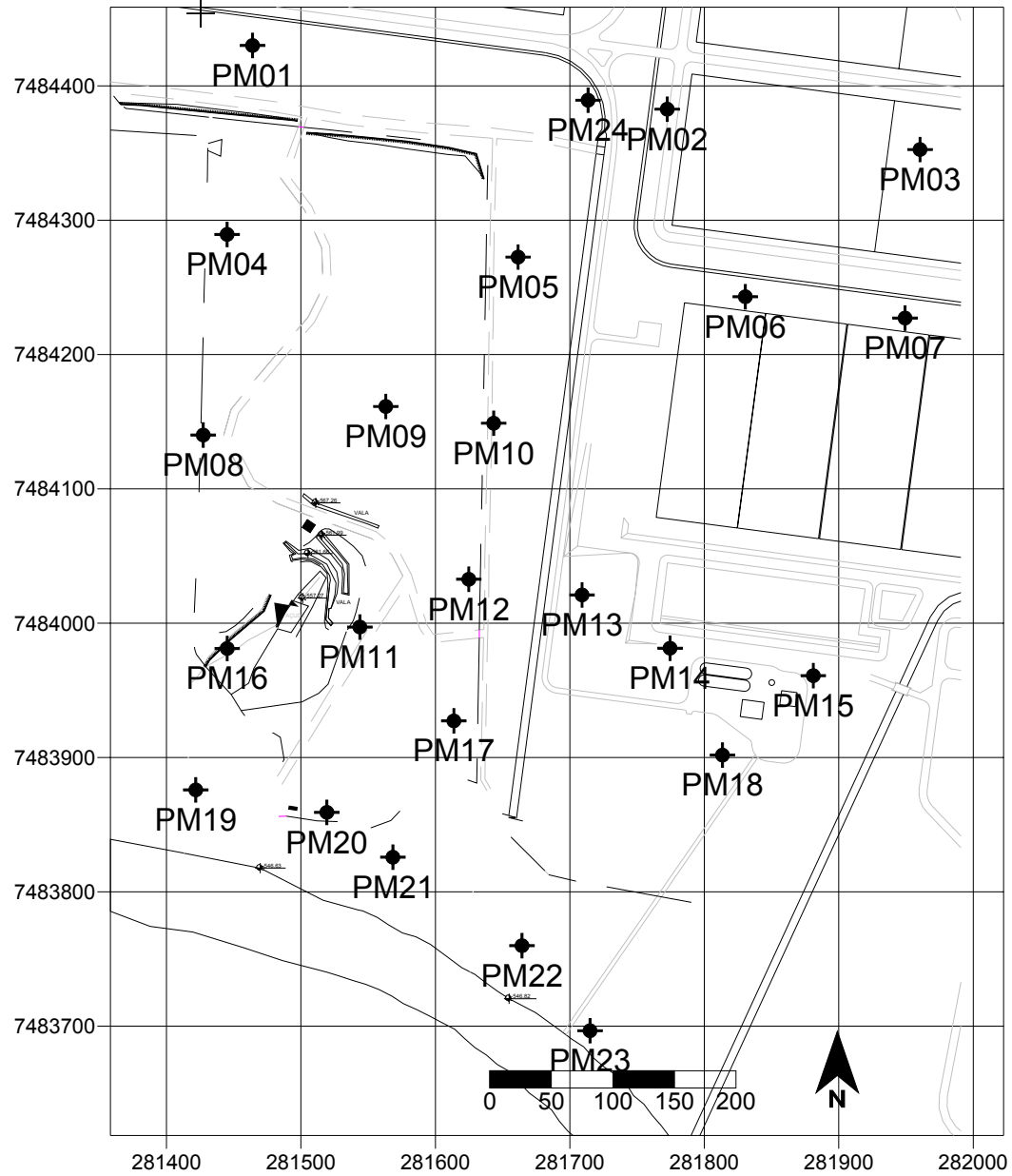


Figura 2. Área de Estudo (rio Atibaia localizado na porção inferior esquerda)

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo é apresentada a fundamentação metodológica de desenvolvimento da presente pesquisa.

Esta fundamentação compreende uma síntese das técnicas de investigação utilizadas para estabelecimento dos modelos hidrogeológicos regionais e do local de estudo, dos conceitos básicos para realização da modelagem matemática de fluxo da água subterrânea, além de outros tópicos de relevância para o tema, como os conceitos teóricos dos mecanismos de fluxo da água subterrânea em meios porosos.

Esta fundamentação teórica se baseou em publicações sobre os assuntos acima apresentados, reunidos a partir de levantamentos bibliográficos realizados nas bibliotecas do Campus de Rio Claro da Universidade Estadual Paulista (UNESP), da Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo (EESC/USP) e do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc/USP).

A metodologia utilizada para esta pesquisa é apresentada a seguir e tem como base os princípios clássicos de caracterização hidrogeológica, e outros julgados necessários para compreensão e fundamentação teórica da pesquisa.

A **Figura 3** apresenta o fluxograma das etapas desenvolvidas na presente pesquisa, descritas sucintamente nos próximos itens deste capítulo.

3.1. CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA REGIONAL

Para obtenção do modelo hidrogeológico preliminar, baseado nas propriedades regionais, a caracterização regional foi amparada no levantamento bibliográfico de informações referentes à hidrologia, geologia e hidrogeologia, bem como na consulta aos bancos de dados de poços tubulares profundos do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SIAGAS).

A importância deste levantamento está no entendimento regional dos processos hidrodinâmicos e suas prováveis influências e representações no comportamento hidrogeológico do local de estudo.

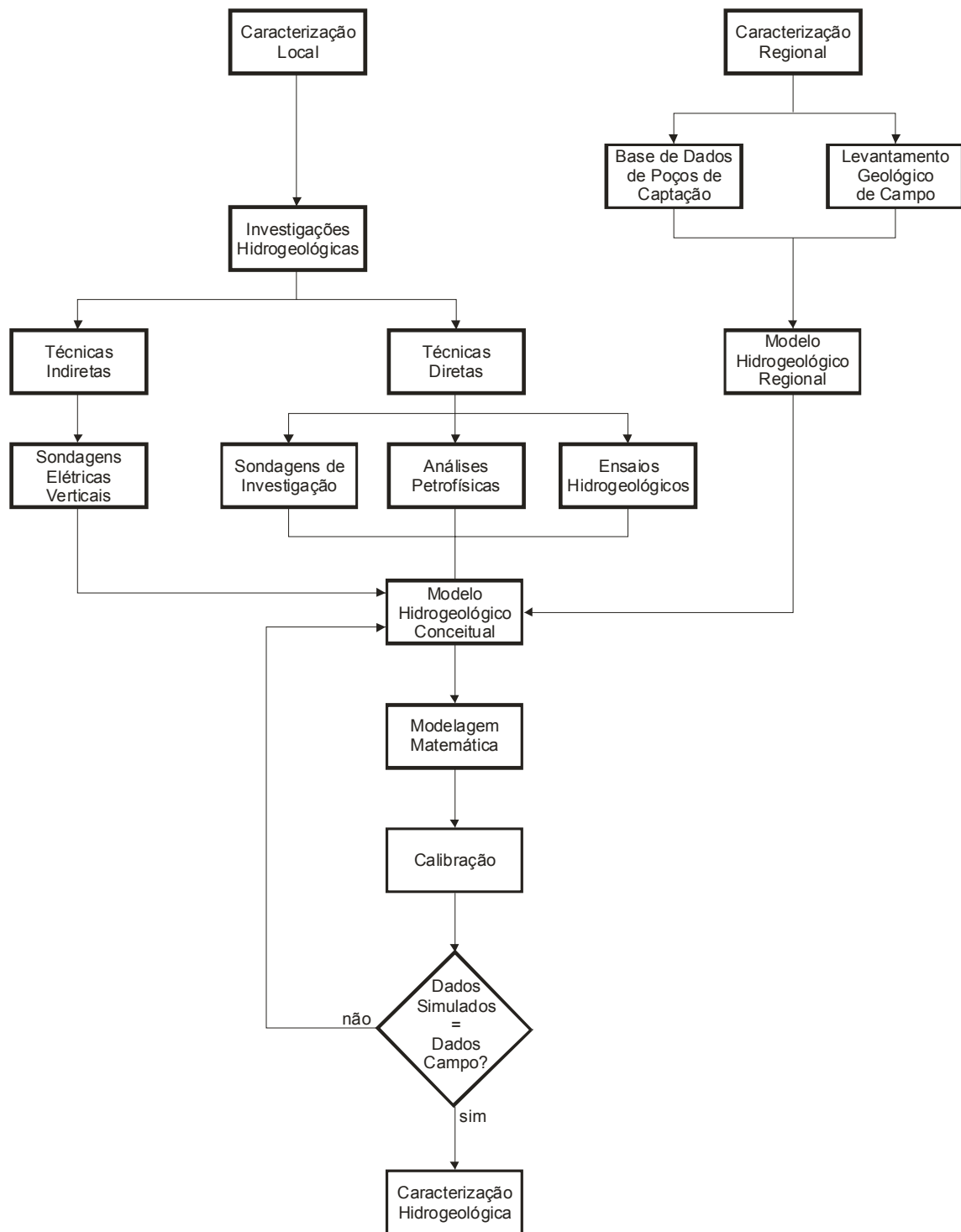


Figura 3. Fluxograma Metodológico.

Aliado à pesquisa bibliográfica, foi realizado levantamento de campo que consistiu no reconhecimento das unidades litológicas, sendo definidas suas propriedades macro e mesoscópicas e a distribuição das mesmas na região onde está inserida a área de estudo, com base na tese de doutoramento de FERNANDES (1997).

Este levantamento foi realizado simultaneamente à instalação dos piezômetros multiníveis, para o projeto supracitado (FUNDUNESP, 2004), sendo comparado às unidades encontradas na região.

Os resultados destes levantamentos são apresentados em mapas e seções geológico-hidrogeológicas, mostrando as relações lateral e vertical entre as unidades litológicas presentes e suas propriedades hidrodinâmicas.

3.2. CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA LOCAL

A caracterização local consistiu na aplicação de técnicas de investigação diretas e indiretas, para determinação das condições geológico-hidrogeológicas da área, visando o estabelecimento do modelo hidrogeológico conceitual local, com base nas premissas identificadas no modelo hidrogeológico regional.

Não se pretende apresentar aqui uma revisão bibliográfica aprofundada sobre os itens apresentados, pois são temas já discutidos em diversas pesquisas e publicações, mostrando somente uma descrição breve das técnicas utilizadas, das etapas necessárias para o seu desenvolvimento e de seus respectivos objetivos.

3.2.1. Determinação das Propriedades do Meio Físico

Esta etapa teve como objetivo a realização de investigações indiretas e diretas, para caracterização das propriedades petrofísicas e hidráulicas das unidades litológicas encontradas.

Neste trabalho, as técnicas indiretas compreenderam a realização de ensaios geofísicos eletrorresistivos (sondagens elétricas verticais - SEVs), e as técnicas diretas utilizadas foram as sondagens mecânicas de investigação, a instalação de piezômetros multiníveis e a realização de ensaios hidrogeológicos.

3.2.1.1. Ensaio Geofísicos

Os ensaios geofísicos eletroresistivos, utilizados para determinação indireta da distribuição vertical das unidades geoeletricas, compreenderam os dados obtidos em campanhas anteriores de SEVs (FUNDUNESP, 2004), com o objetivo de se determinar a posição do topo do substrato impermeável, aqui representado pelas intrusivas básicas da Formação Serra Geral.

Não serão explicitados os métodos e técnicas utilizados para estes ensaios, pois foram realizados em campanhas de investigação anteriores e, nesta pesquisa, somente foram utilizados os modelos geoeletricos de cada uma das sondagens, mostrando apenas a delimitação da posição do topo impermeável.

As interpretações geoeletricas foram realizadas a partir da análise morfológica das curvas bilogarítmicas obtidas, estabelecendo o modelo geoeletrico pela utilização do *software Resix/IP 2.0 (Interpex Ltd/USA, 1993)*, através da técnica de inversão de dados.

3.2.1.2. Piezômetros Multiníveis

Para o conhecimento geológico-hidrogeológico local, foram instalados piezômetros com seções filtrantes em profundidades e comprimentos diferenciados, visando caracterizar as unidades litológicas e as relações hidráulicas entre estas.

Os poços foram divididos em 2 classes (**Figura 4**):

- ✓ Poços Tipo A - aqueles onde foram instalados intervalos de filtro geomecânico, tanto na zona não-saturada como na zona saturada, visando caracterizar o aquífero livre;
- ✓ Poços Tipo B - divididos em dois subtipos (B1 e B2), foram instalados com apenas 1,0 a 2,0 m de seção filtrante plenamente saturada, com o objetivo de avaliar porções específicas das unidades hidroestratigráficas, para caracterizar as relações entre estas, sendo respectivamente instalados na zona saturada das unidades Siltito São e Siltito Alterado, descritos detalhadamente em item a seguir.

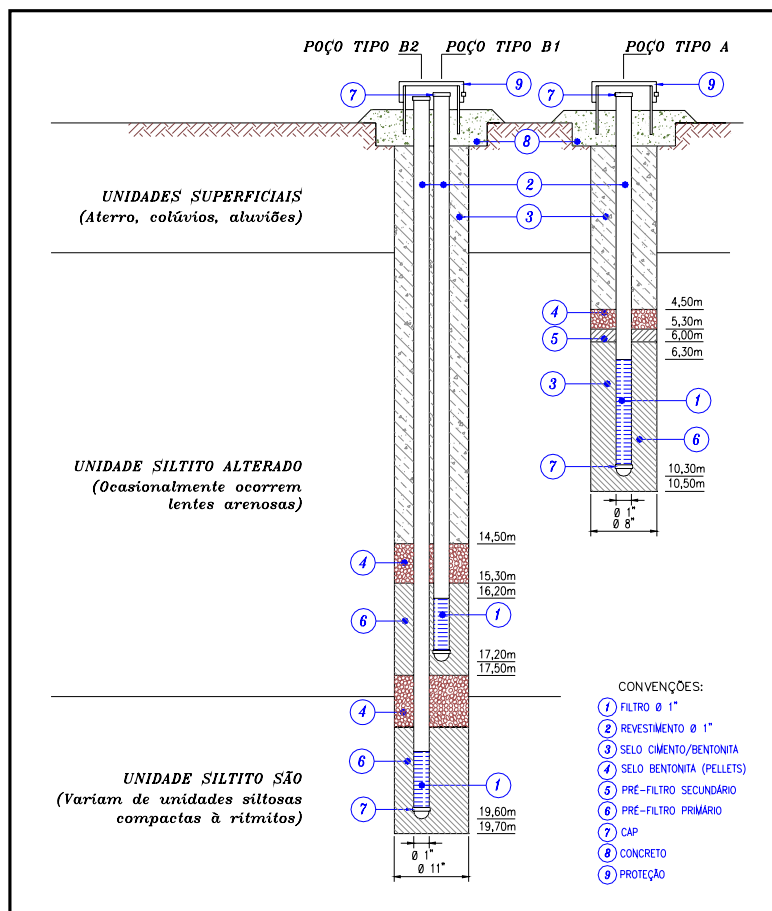


Figura 4. Perfil litológico-constructivo típico dos piezômetros multiníveis instalados.

Para a perfuração dos piezômetros, foi empregada sonda roto-pneumática utilizando o método *Hollow Stem Auger* (Foto 1), com diâmetros de perfuração de 203,2 mm para os piezômetros Tipo A e de 279,40 mm para os do Tipo B.

A perfuração geralmente era iniciada com piezômetros do Tipo B, pois estes atingiriam as maiores profundidades, possibilitando a instalação de duas colunas de seção filtrante de 1,0 a 2,0 m cada, bem como a determinação do posicionamento do nível d'água, permitindo assim a determinação da profundidade de instalação daqueles do Tipo A.

A instalação destes piezômetros teve como objetivo, a determinação das



Foto 1. Equipamento Hollow Stem Auger utilizado para instalação dos poços e piezômetros.

cargas hidráulicas em profundidade, para cada conjunto de piezômetros, possibilitando a construção de seções hidrogeológicas com a distribuição vertical das linhas isopotenciométricas.

3.2.1.3. Análises Petrofísicas

As análises petrofísicas tiveram como objetivo determinar parâmetros físicos e petrográficos das unidades litológicas da área, consistindo em:

- ✓ *Descrições Macroscópicas* – durante a realização das perfurações, foram coletadas amostras, através de amostrador bipartido, para obtenção de alíquotas indeformadas das unidades litológicas, para descrição das características macro e mesoscópicas, sendo esta última realizada por meio de lupas com aumento de 20x;
- ✓ *Lâminas Delgadas* – foram descritas, a partir de análises microscópicas, as características hidráulicas de algumas unidades como porosidade, presença de indícios de dissolução de grãos e outros processos responsáveis pela geração de poros que permitam o fluxo da água subterrânea;
- ✓ *Ensaio Granulométrico* – para caracterização das propriedades físicas de unidades arenosas, foram realizados ensaios granulométricos, determinando as frações que as compõem;
- ✓ *Ensaio Físico* – a partir de amostras indeformadas das porções mais superiores da área, foram realizados ensaios físicos para determinação das porosidades total e efetiva, obtidas através da curva de retenção do solo.

Estes dados foram integralmente obtidos pelas investigações realizadas no âmbito do projeto citado e foram apresentados em relatório interno da FUNDUNESP (2004).

3.2.1.4. Ensaio Hidrogeológico

Como subsídio à caracterização hidrogeológica, a determinação das propriedades hidráulicas das unidades litológicas existentes é de fundamental importância para o estabelecimento das condições hidrodinâmicas e das relações hidráulicas entre estas unidades.

A principal propriedade a ser caracterizada consiste na determinação da condutividade hidráulica (K) de uma determinada formação, sendo, para esta pesquisa, utilizados os ensaios hidrogeológicos de *slug* e de perda d'água sob pressão, que permitiram sua determinação em todas unidades.

3.2.1.4.1. Slug Tests

Os ensaios realizados seguiram a metodologia de HVORSLEV (1951), compilado por PEDE (2004), que consiste no rebaixamento e/ou levantamento brusco do nível d'água (**Figura 5**), com medições em tempos determinados, por uma escala logarítmica, visando definir a taxa de recuperação do aquífero e, conseqüentemente, através da *Equação 1*, determinar a condutividade hidráulica do meio poroso.

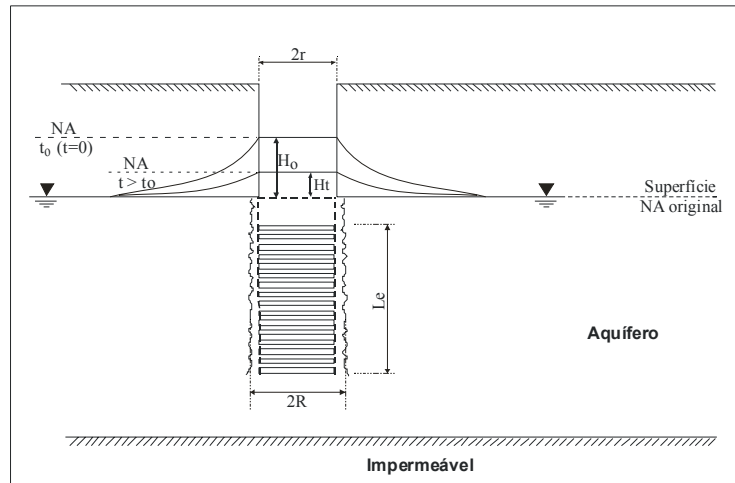


Figura 5. Esquema de realização do teste de *slug*.

Modificado de PEDE (2004)

$$K = \frac{r^2 \ln\left(\frac{L_e}{R}\right)}{2L_e t_{37}} \quad (1)$$

onde:

K = condutividade hidráulica (cm/s)

r = raio do revestimento (cm)

R = raio da perfuração (cm)

L_e = comprimento da seção filtrante (cm)

t_{37} = tempo para recuperar até 37% do nível inicial (s)

3.2.1.4.2. Ensaios de Perda D'Água sob Pressão



Foto 2. Realização de ensaio de perda d'água sob pressão.

Para a determinação da permeabilidade e do comportamento dos maciços rochosos frente à percolação da água através das fissuras, foram realizados ensaios em dois poços que atingiram o diabásio.

O procedimento adotado foi aquele descrito em OLIVEIRA *et al.* (1975), que consiste na injeção de água

sob pressão em um trecho do furo de sondagem e na quantificação de água que se infiltra no maciço durante determinado tempo, sob uma dada pressão. O ensaio é realizado em vários estágios de pressão, sendo que cada estágio é mantido durante o tempo mínimo para se obter uma vazão constante (ou seja, atingir a condição de fluxo permanente). A absorção correspondente a cada estágio é anotada em termos de vazão (L/min).

Cada par de valores absorção x pressão, devidamente tratado, pode fornecer um resultado que exprime o valor da permeabilidade do trecho ensaiado do maciço.

No Brasil, este ensaio é geralmente executado com um ciclo de 5 estágios de pressão, sendo:

- ✓ 1° estágio - pressão mínima
- ✓ 2° estágio - pressão intermediária
- ✓ 3° estágio - pressão máxima
- ✓ 4° estágio - pressão intermediária
- ✓ 5° estágio - pressão mínima

Os critérios de definição destas pressões são:

- ✓ **Pressões máximas** - 0,25 kg/cm²/m (profundidade de instalação do obturador);
- ✓ **Pressões intermediárias** - obtidas a partir da pressão máxima, pela equação $P_{int} = P_{max}/2$;
- ✓ **Pressões mínimas** – é adotada como a pressão de 0,10 kg/cm².

Os equipamentos utilizados para realização deste ensaio foram (**Foto 2**):

- ✓ Bomba com vazões de até 60 L/min, a uma pressão de 10 kg/cm²;
- ✓ Tubulação com mangote, luvas, cotovelos, e outros acessórios;
- ✓ Estabilizador de pressão com manômetro;
- ✓ Hidrômetro para registro de vazões mínimas da ordem de 3 L/min;
- ✓ Obturador para isolar o trecho a ser ensaiado, quando submetido à expansão, pela aplicação de pressão pneumática interna.

O cálculo das condutividades hidráulicas ou coeficiente de permeabilidade (k) do trecho ensaiado, é realizado a partir da *Equação 3*,

$$k = \frac{Q}{2\pi HL} C_f \quad (2)$$

onde:

Q = vazão (m³/s)

H = carga da coluna d'água (m)

L = intervalo ensaiado (m)

$$C_f = \ln \frac{0,66L}{\phi/2} \quad (3)$$

ϕ = diâmetro da perfuração (m)

Os resultados destes ensaios tiveram como objetivo, no âmbito desta pesquisa, a determinação da condutividade hidráulica do substrato impermeável, neste caso, o diabásio presente na base da coluna hidroestratigráfica local.

3.3. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

Como parte primordial da caracterização hidrogeológica, a definição das relações hidráulicas entre as unidades hidroestratigráficas e o comportamento hidrodinâmico da área, buscam representar as condições locais de fluxo da água subterrânea, sendo definido o Modelo Hidrogeológico Conceitual da área.

Este modelo também é de extrema importância para a realização das simulações numéricas, pois define o domínio do modelo e auxilia a tradução dos

elementos hidrológicos e hidrogeológicos, para determinação das condições de contorno e das equações governantes do fluxo da água subterrânea. Com isto, é selecionado o código mais adequado ao problema identificado dentre aqueles disponíveis.

3.4. MODELAGEM MATEMÁTICA

Assim como citado nos capítulos introdutórios, a modelagem matemática tem como objetivo auxiliar a determinação da distribuição das propriedades hidráulicas do meio e de suas condições de contorno, visando uma aproximação mais apurada dos dados simulados com os dados observados em campo, e que se apresentassem coerentes com o cenário hidrogeológico da região.

Modelos são instrumentos que representam uma aproximação de situações reais, sendo divididos em **físicos**, **analógicos** e **matemáticos**.

Os **modelos físicos** simulam o fluxo da água subterrânea diretamente, utilizando representações físicas, em escala menor, como os *box sands* (caixas de areia). Os **modelos analógicos** representam o fluxo da água subterrânea, através dos fenômenos de corrente elétrica, que apresentam comportamentos similares (Fetter, 2001).

WANG & ANDERSON (1982) definem os **modelos matemáticos** como uma forma de representar os processos físicos envolvidos em um sistema qualquer, através de um conjunto de equações diferenciais parciais que representam matematicamente este sistema, o qual é delimitado pelas condições de contorno.

As equações governantes (*governing equations*) descrevem o fluxo por meio dessas parciais diferenciais, através do princípio de conservação de energia ou de massa. Estas equações podem ser solucionadas analítica ou numericamente.

As soluções analíticas assumem que o sistema apresenta homogeneidade e isotropia quanto às suas propriedades, em todo domínio, sendo julgados extremamente simplistas e inadequados para situações complexas, onde ocorram heterogeneidades que influenciem diretamente nas condições de fluxo (Anderson & Woessner, 1992).

As soluções numéricas podem ser usadas quando ocorrem condições de contorno complexas ou quando os valores dos parâmetros do meio apresentam mudança espacial no domínio do modelo (Zheng & Bennet, 1995). São solucionadas

por meio de métodos numéricos, que traduzem as equações diferenciais parciais em um sistema de equações algébricas, quando se torna o domínio do modelo discretizado por *grids* e/ou malhas de nós (**Figura 6**). Os métodos numéricos mais utilizados são os de **diferenças finitas** e de **elementos finitos** (Anderson & Woessner, 1992). Outros métodos também são utilizados para simulação numérica de problemas hidrogeológicos, como: Elementos de Contorno, Volumes Finitos, Elementos Analíticos, de Elementos Distintos, de Elementos Discretos, entre outros (Wendland, 2003).

A modelagem matemática para caracterização hidrogeológica vem sendo alvo de pesquisas desde o final da década de 1960, e tem como principais ênfases o escoamento em meios porosos, geralmente aplicados ao tema de reservatórios, para experimentos em escalas diferenciadas, regionais e locais, visando a implantação de sistema de gestão de recursos hídricos, indicando os locais mais prováveis para a instalação de poços de captação de água subterrânea, visando o melhor uso dos recursos.

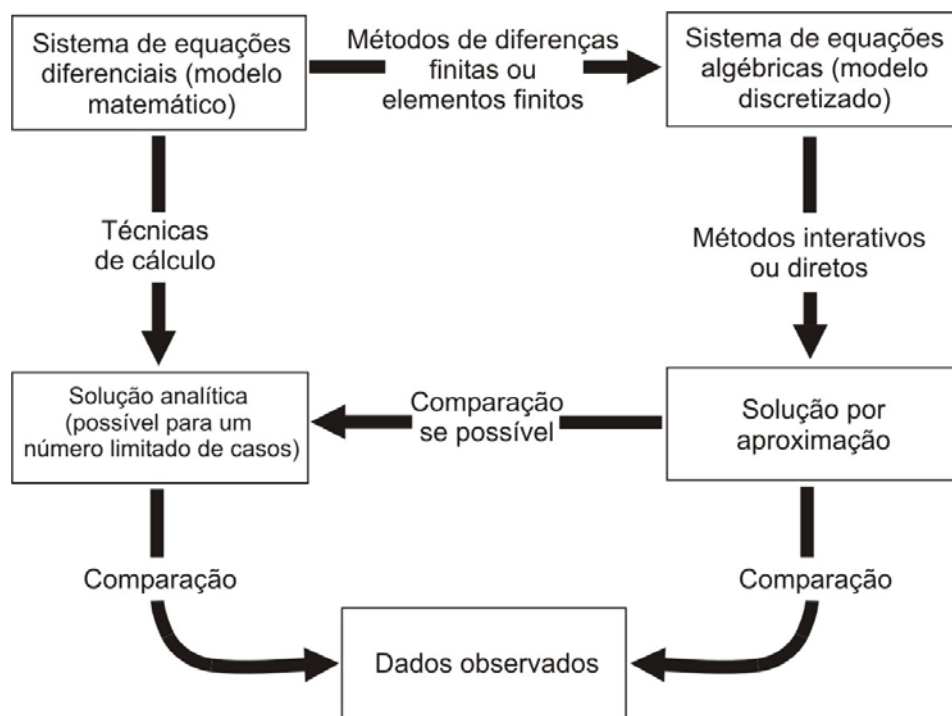


Figura 6. Relações entre o modelo matemático, modelo algébrico discretizado, solução analítica, solução por aproximação e dados observados.

Fonte: WANG & ANDERSON (op. cit.)

Outra linha de pesquisa que vem sendo constantemente aprimorada no âmbito das instituições, é a de previsão de migração de contaminantes em meios porosos, pois estes podem atingir os poços, impossibilitando o consumo humano e o uso do recurso hídrico subterrâneo, colocando em risco a saúde humana e a qualidade do meio ambiente.

Nas diversas revistas científicas internacionais, como *Groundwater*, *Water Resources Research*, *Advances in Water Resources*, *Journal of Hydrology*, *Journal of Contaminant Hydrology* e *Hydrogeology Journal*, são apresentados diversos artigos com a utilização de modelos matemáticos para a compreensão dos regimes de fluxo da água subterrânea, que auxiliam no gerenciamento dos recursos hídricos e na previsão do transporte de contaminantes. Não serão citadas publicações, pois existe um número infindável de artigos que tratam deste tema, tanto na forma de aplicação como na forma de aprimoramento de códigos e modelos específicos.

A modelagem no Brasil também vem tomando vultosa proporção, principalmente em instituições de pesquisa e empresas de consultoria ambiental, na avaliação de problemas científicos específicos e para previsão da migração de poluentes nos aquíferos, respectivamente.

Cabe lembrar que a modelagem não deve ser o único instrumento para o gerenciamento hidrogeológico, devendo sempre estar aliado a instrumentos de gestão como legislações pertinentes e planejamento da utilização dos recursos e atividades a serem permitidas em uma determinada região.

Para esta pesquisa, foram selecionados os *softwares* que utilizam os métodos de simulação numérica por diferenças finitas e elementos finitos, respectivamente *Visual MODFLOW*[®] 3.1. e *FEFLOW* 5.1., com a comparação entre os resultados destes, quanto ao maior ou menor sucesso, na resposta de calibração do modelo.

As etapas de simulação seguiram compilação dos fluxogramas apresentados por diversos autores, conforme os Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos – **PAMM** (*modeling protocols*) que compreendem a seqüência de etapas a serem realizadas para elaboração de um modelo matemático (Bear *et al.*, 1992; Anderson & Woessner, 1992; Zheng & Bennet, 1995; Sun, 1996 e Spitz & Moreno, 1996).

Na **Figura 7**, são apresentados os principais PAMM's elaborados por diversos autores, conforme será discutido a seguir.

SPITZ & MORENO (1996) dividem o protocolo em 3 fases de modelagem (*modeling phases*): **Preparação, Calibração e Aplicação**. A preparação consiste no levantamento de dados existentes e obtenção de dados específicos da área (seja por técnicas diretas ou indiretas), com a concepção do modelo hidrogeológico conceitual e, na introdução destas informações nos códigos computacionais selecionados para simulação numérica.

O processo de calibração se refere à alteração das propriedades do meio físico para ajustar os dados simulados aos observados em campo. A aplicação que apresenta 2 tópicos principais, a Modelagem de Predição e o Gerenciamento de Incertezas, consiste na aplicação da simulação para prever o comportamento hidrogeológico da área frente à intervenções, como instalação de poços de captação, ou para antever a possibilidade de migração de contaminantes para os poços já existentes.

Quanto ao Gerenciamento de Incertezas, a simulação permite que, a partir das predições realizadas e das observações de campo, no período previsto, sejam introduzidas novas características do meio, buscando aprimorar as condições simuladas em relação àquelas reais observadas, para que a previsão realizada seja mais apurada e precisa.

A seguir será mostrada fundamentação utilizada para calibração das simulações realizadas.

3.4.1. Calibração

A calibração consiste na verificação dos resultados da simulação em relação aos dados medidos em campo, representando momentos da situação real, seja em virtude de uma única situação da área modelada (ou seja, regime de fluxo permanente ou *steady-state*), seja para diversas situações diferenciadas, aplicando as variações sazonais das propriedades (regime de fluxo transiente).

Esta etapa consiste na comparação entre os valores calculados e observados, e na alteração dos parâmetros hidrodinâmicos do domínio do modelo, sejam estes as condutividades hidráulicas ou transmissividade, ou as próprias condições de contorno.

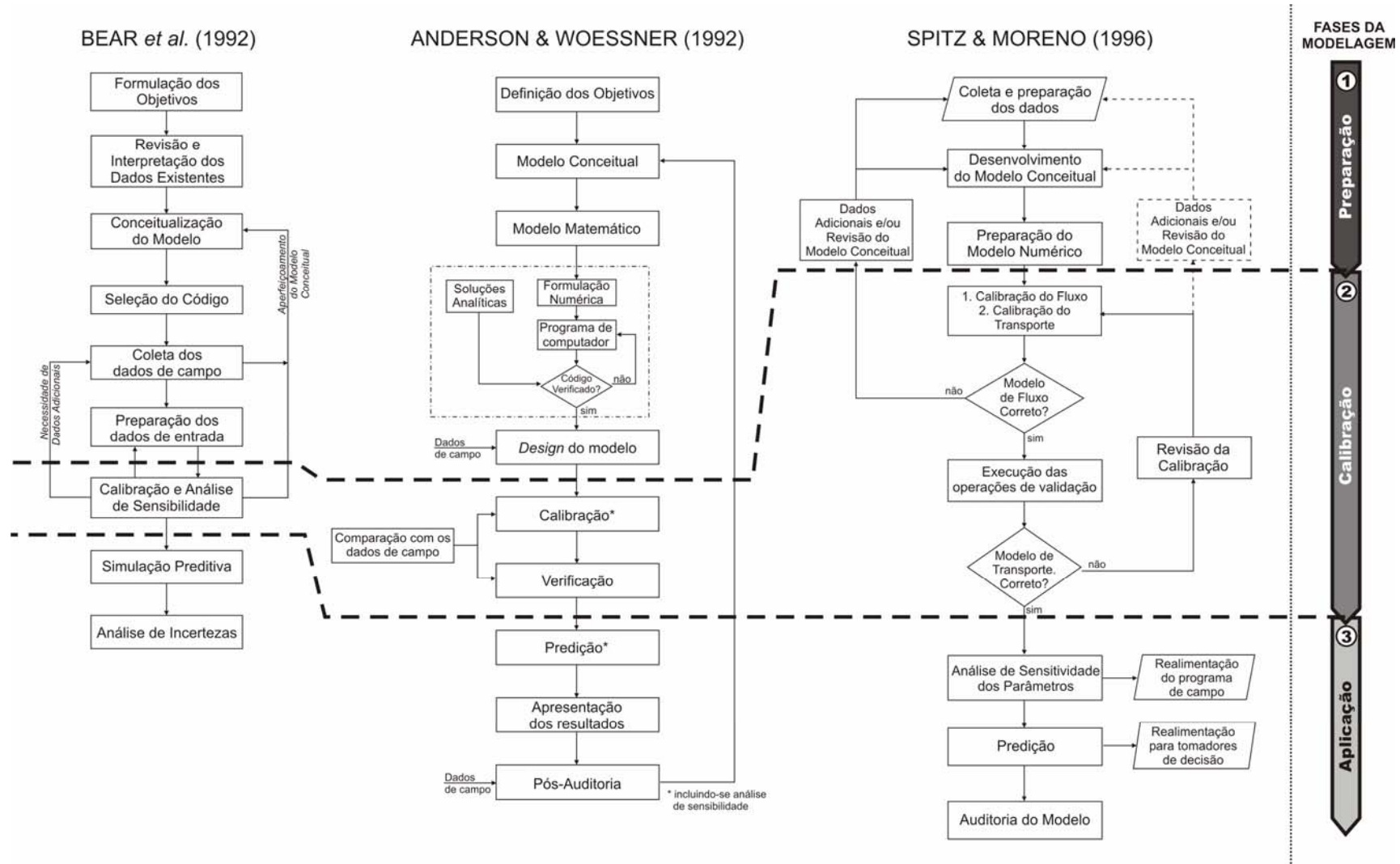


Figura 7. Protocolos para Aplicação de Modelagem Matemática.

Para a calibração da simulação realizada nesta pesquisa, foram adotados os princípios apresentados por YEH & MOCK (1996), que preconizam a calibração estruturada dos parâmetros acima mencionados, tendo como base a curva de dispersão entre os valores simulados e observados (**Figura 8**), e o tratamento estatístico das propriedades hidráulicas do meio.

Esta estrutura é utilizada para minimizar erros e incertezas relacionados às características hidráulicas e provocados pela heterogeneidade do meio, que geralmente é investigada em pontos espaçados, de forma que não se tem um conhecimento pleno destas (Yeh & Mock, 1996). Além disso, características como recarga e fluxos nos limites do domínio modelado, também são quase sempre não conhecidos, e são estimados através da realização de simulações numéricas.

Situação semelhante a esta, utilizando uma aproximação da estrutura de calibração de YEH & MOCK (*op. cit.*), foi obtida por TERAMOTO (2004), em seu trabalho de conclusão do curso de Graduação em Geologia, com correlação entre os dados calculados e observados de 0,996, mostrando uma aproximação com a realidade, que corrobora com o modelo hidrogeológico conceitual concebido para a área.

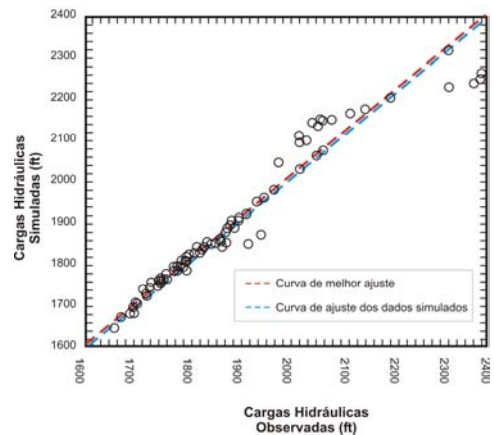
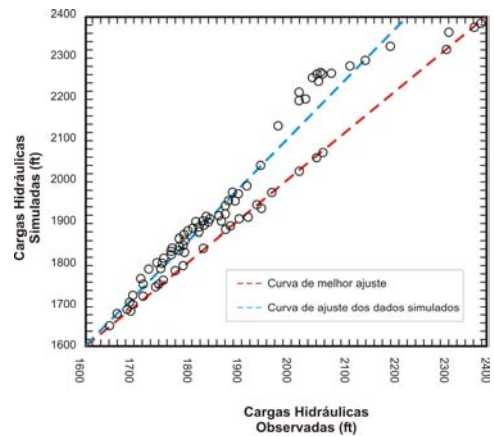


Figura 8. Curvas de dispersão carga hidráulica calculada x observada, sem ajuste e com ajuste dos valores.

Modificado de YEH & MOCK (1996).

3.4.2. Escoamento de Fluidos em Meios Porosos

Neste item é apresentado um breve resumo sobre a teoria de movimentação da água subterrânea, não se atendo ao desenvolvimento da equação de fluxo, apresentando-a apenas em seu estado final, utilizada aqui como equação governante do fluxo da água subterrânea.

A movimentação da água subterrânea ocorre devido à variação espacial de energia (seja esta mecânica, termal e/ou química) fazendo com que a mesma se desloque de uma região para outra, em virtude da diferença do gradiente potencial destas energias, procurando encontrar equilíbrio entre estas diferenças (Bear, 1972).

Como forma de se medir as energias potenciais que controlam o regime de fluxo da água subterrânea, são instalados piezômetros que, em equilíbrio com a pressão atmosférica, mostram a posição do nível d'água perante a atuação das pressões externas. Esta medição é denominada de carga hidráulica (h), quando referenciada a um nível "datum", e significa a soma da carga de elevação (z) e da carga de pressão (p).

O fluxo da água subterrânea é proporcional ao decréscimo da carga hidráulica, dividido pelo comprimento percorrido por partículas de água, denominado de gradiente hidráulico, expresso pela Lei de Darcy (Darcy, 1856):

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (4)$$

onde Q é a descarga, K a condutividade hidráulica (o sinal negativo indica fluxo do maior potencial para o menor potencial), A a seção transversal do meio poroso e dh/dl o gradiente hidráulico.

Para expressar a velocidade linear média, é utilizada a *Equação 5*:

$$v = -\frac{K}{n_e} \frac{dh}{dl} \quad (5)$$

onde n_e é a porosidade efetiva do solo (ou seja, a porosidade que representa os poros interconectados do meio poroso).

Considerando as premissas acima e o princípio de conservação de massa, em função das coordenadas espaciais tridimensionais ($h = h(x, y, z)$), onde $\frac{dh}{dl}$ é a variação da carga em relação à posição no espaço, a Equação Geral do Fluxo, para meios porosos não confinados pode ser expressa, pela *Equação 6* (Wang & Anderson, 1982), considerando o armazenamento de água e a possibilidade de recarga e descarga em um Volume Elementar Representativo (VER – **Figura 9**), temos:

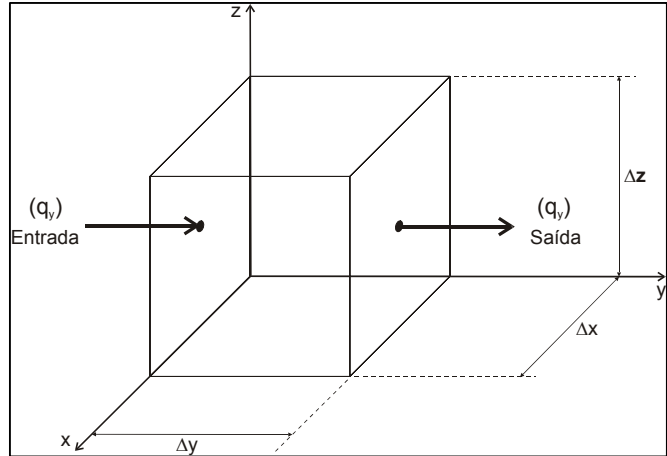


Figura 9. Volume Elementar Representativo (VER).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6)$$

onde S_s é o armazenamento específico do aquífero.

Nesta equação, o primeiro termo consiste na variação de carga ao longo do domínio tridimensional, bem como a possibilidade de recarga e/ou descarga (W), e o segundo termo corresponde às variações do fluxo ao longo do tempo e o armazenamento no meio poroso.

3.4.3. Condições de Contorno

As condições de contorno de fluxo são, em modelos hidrogeológicos, as relações de fluxo do exterior para o interior do domínio do modelo, que definem a interação das áreas externas com aquelas presentes no domínio, ou seja, sob quais circunstâncias ocorrem entrada e saída de água do sistema simulado.

Embora possam constituir elementos de natureza física, tais como falhas geológicas, corpos d'água superficiais, rochas impermeáveis, etc, sua representação no modelo se dará por natureza matemática, através de equações ou atribuições que representem as condições usadas como contorno do modelo, que servem como referência para convergência a uma única solução do sistema simulado.

Matematicamente, como explicitado por FRANKE *et al.* (1987), as condições de contorno podem ser agrupadas em três tipos, como visto a seguir.

Tipo I (Condição de Dirichlet): Contorno de Carga Hidráulica Especificada (**Figura 10**), é expresso matematicamente pela *Equação 7*:

$$h(x,y,z,t) = \text{especificada} \quad (7)$$

REILLY (2001) indica como exemplos de contorno deste tipo, lagos e rios que possuam conexão com o aquífero em estudo.

Segundo FRANKE *et al.* (1987), para contornos que apresentem oscilações significativas na carga hidráulica, esta pode ser definida como função da posição e do tempo que ocupam no sistema hidrogeológico. Para cargas que possuam uma variação desprezível ao longo do tempo, estas condições podem ser definidas como variáveis apenas em função de sua posição, tornando a equação mais simplificada, ou seja, não tendo influência do tempo ($h = f(x,y,z)$).

CONDIÇÃO DE CARGA HIDRÁULICA ESPECIFICADA OU DO TIPO I (DIRICHLET)

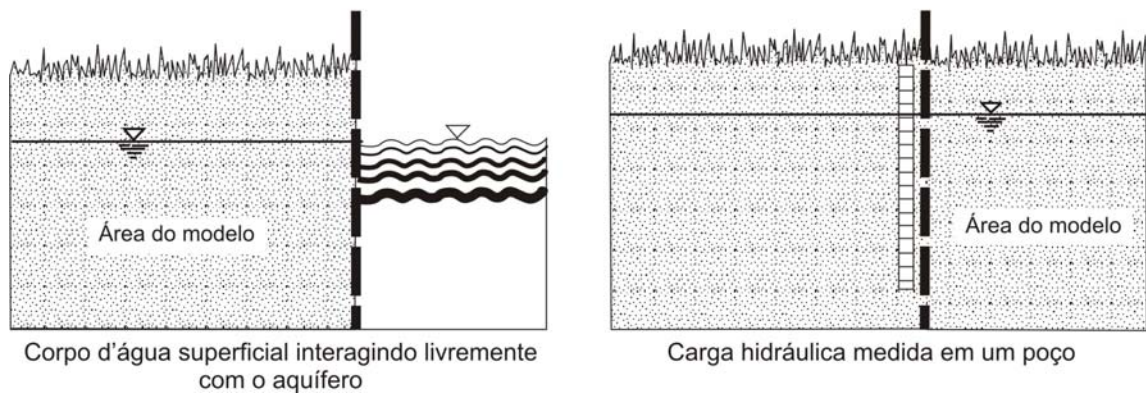


Figura 10. Condição de contorno de carga hidráulica especificada.

Fonte: SPITZ & MORENO (1996)

Tipo II (Condição de Neumann): Condição de Contorno de Fluxo Especificado (**Figura 11**) expressa matematicamente por:

$$\frac{dh}{dn}(x,y,z,t) = \text{especificada} \quad (8)$$

O fluxo especificado pode ser nulo ou não. Em alguns casos, pode haver a condição de fluxo constante, ou seja, quando o contorno se faz em áreas com entrada de água constante.

Geralmente, o fluxo é variável em função de sua posição e o nível da superfície que ocupa: $q = f(x,y,z)$. Em complemento, pode se afirmar que, na maioria das vezes, é necessário adotar a variável tempo: $q = f(x,y,z,t)$, quando a taxa de fluxo está sujeita a variações sazonais (Franke *et al.*, 1987).

CONDIÇÃO DE FLUXO CONHECIDO OU DO TIPO II (NEUMANN)

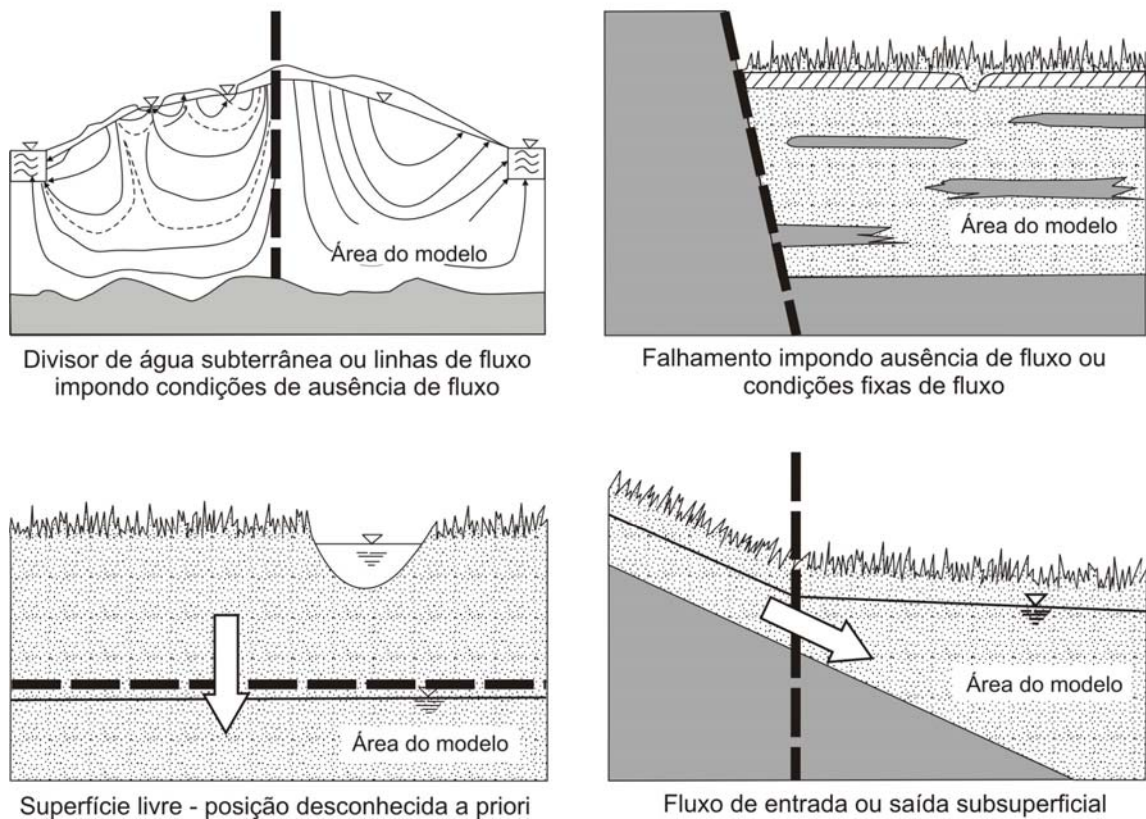


Figura 11. Condição de contorno de fluxo especificado.

Fonte: SPITZ & MORENO (1996)

Quando todo contorno do modelo é composto por esta condição de fluxo especificado, ao menos uma carga hidráulica conhecida deve ser representada no mesmo, para que matematicamente a simulação apresente uma solução única.

Tipo III (Condição de Cauchy): Condição de Fluxo Dependente da Carga Hidráulica (**Figura 12**), expressa pela *Equação 9*:

$$\frac{dh}{dn} + ch = \text{especificado} \quad (9)$$

onde **c** é uma constante.

Um exemplo comumente usado para este tipo de contorno, é aquele onde existem dois aquíferos separados por uma camada semipermeável, ou um aquífero e um corpo de água superficial, sendo que o fluxo que passa através desta camada semi-permeável, é expressa pela Equação de Darcy (*Equação 10*):

$$q = K' \frac{H - h}{b'} \quad (10)$$

onde **K'** é a condutividade da camada semiconfinante, **b'** é a espessura da camada semiconfinante, **H** é a carga hidráulica do corpo aquoso localizado acima da camada semiconfinante, e **h** a carga hidráulica no aquífero.

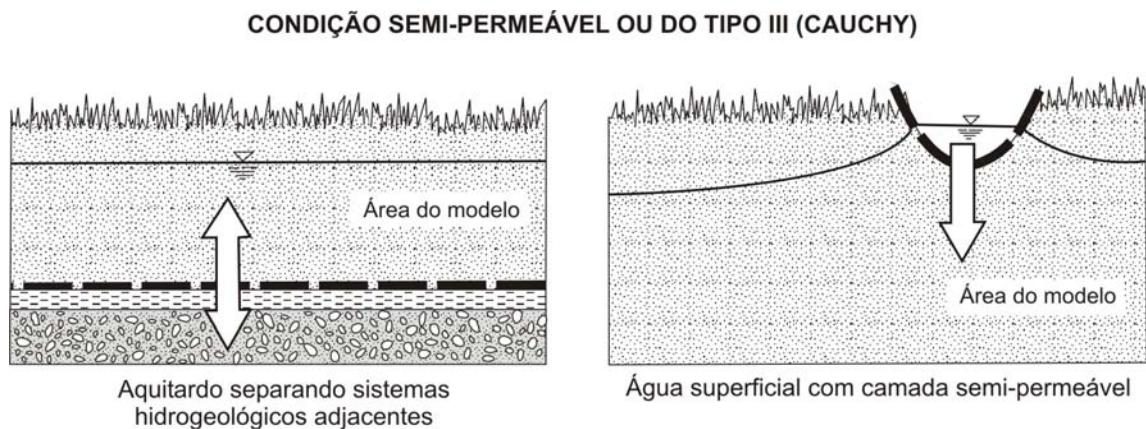


Figura 12. Condição de contorno de fluxo dependente da carga hidráulica.

Fonte: SPITZ & MORENO (1996)

3.4.4. Métodos de Modelagem Numérica

Segundo WANG & ANDERSON (1982), os métodos de simulação numérica concebem um conjunto de equações, nas quais a variável desconhecida é a carga hidráulica em um número finito de nós de uma malha de discretização do domínio.

Existem dois métodos principais de solução numérica: **a)** diferenças finitas e **b)** elementos finitos.

A discretização do domínio do modelo para estes métodos apresenta diferença quanto à forma da malha estabelecida, sendo que, para o primeiro caso esta discretização é efetuada por uma malha retangular, com as linhas desta malha sempre ortogonais umas às outras. Já para o método de elementos finitos, a discretização pode ser efetuada tanto por malhas regulares, como por malhas irregulares, sejam os seus elementos quadriláteros ou triangulares, o que permite maior adequação da malha aos elementos hidrológicos e hidrogeológicos, bem como às condições de contorno que definem os limites do domínio do modelo (**Figura 13**).

Outra diferença marcante, é que para o método de diferenças finitas, o valor calculado para um nó, que é o elemento principal deste, é extrapolado para a célula que o mesmo representa, e no caso dos elementos finitos, o elemento é representado por uma área, e o valor atribuído para esta “célula” é o resultado da interpolação dos nós que a circundam.

As malhas de diferenças finitas e de elementos finitos são diferentes quanto à notação de identificação dos elementos (nós e blocos), sendo, para o primeiro caso, representadas por um sistema de coordenadas próprio, onde o nó (1,1) está situado no vértice superior esquerdo do domínio do modelo (**Figura 14a**) e, para o método de elementos finitos, os seus elementos são numerados, não por um sistema de coordenadas, mas por uma numeração seqüencial de cada elemento (**Figura 14b**).

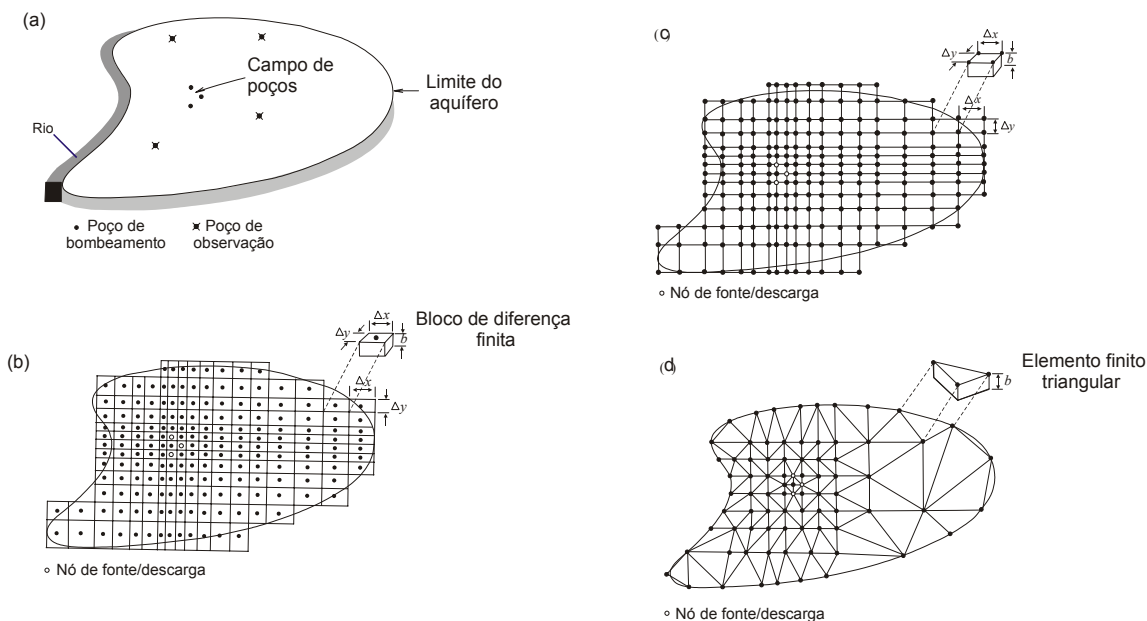


Figura 13. Representações de diferenças finitas e elementos finitos da região de um aquífero.

- (a) Vista do mapa do aquífero mostrando o campo de poços, os poços de observação e seus limites.
- (b) Grid de diferenças finitas com nós centrados no bloco, onde Δx é o espaçamento na direção x , Δy é o espaçamento na direção y , e b é a espessura do aquífero.
- (c) Grid de diferenças finitas com nós centrados na malha.
- (d) Malha de elementos finitos com elementos triangulares, onde b é a espessura do aquífero.

(Adaptado de MERCER & FAUST, 1980 *apud* WANG & ANDERSON, 1982).

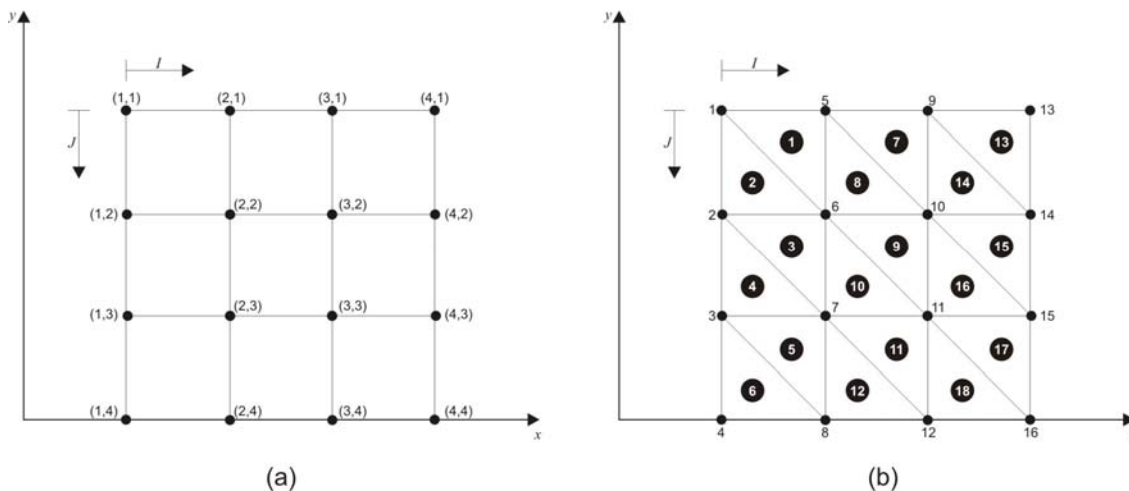


Figura 14. Representações das malhas de diferenças finitas e elementos finitos.

- (a) Malha de Diferenças Finitas. Os pares ordenados são os índices das colunas e linhas.
- (b) Malha de Elementos Finitos. Os números dos elementos estão circulados e os números dos nós não estão circulados.

Fonte: WANG & ANDERSON (1982)

4. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

A área de estudo, situada na porção centro-leste do Estado de São Paulo, região do município de Paulínia (**Figura 1**), dista aproximadamente 100 km da capital, e tem principais acessos, a partir desta, pelas rodovias dos Bandeirantes (SP-348) ou Anhangüera (SP-330), seguindo pela Rodovia Dom Pedro I (SP-065) e, posteriormente, pela Rodovia Campinas-Paulínia.

A caracterização regional tem função fundamental no processo de estabelecimento do modelo hidrogeológico conceitual da área de estudo, ante à avaliação das propriedades regionais que possam estar influenciando e representando o regime hidrodinâmico nesta área.

Diversos aspectos como relevo, climatologia, regime hidrológico superficial e distribuição das unidades geológicas regionais são descritos a seguir. Esta compilação de dados visa o estabelecimento do modelo hidrogeológico regional, que será subsídio ao entendimento do modelo hidrogeológico conceitual da área de estudo.

4.1. GEOMORFOLOGIA

Segundo ALMEIDA (1964), a região de Paulínia está inserida em um contexto com diversidade de paisagens de relevo, divididas em 2 unidades morfoestruturais, abaixo descritas.

- ✓ Planalto Atlântico - com topografia acidentada, devido à variada constituição litológica, são característicos os relevos montanhosos, atingindo cotas de até 1600 m de altitude. Predominam litologias como gnaisses intercalados a micaxistos e quartzitos do Embasamento Cristalino.
- ✓ Depressão Periférica - apresenta forma alongada e corta o Estado de São Paulo de noroeste para sudeste em sua porção central. As camadas sedimentares subhorizontais da Bacia do Paraná fazem contato a leste com as rochas do Planalto Atlântico. Sua altitude gira em torno de 500 a 700 m, onde se destacam os morros testemunhos das cuestas basálticas, com predomínio de topografia pouco acidentada, com desníveis locais que não ultrapassam 200 m, e formas de relevo de colinas baixas suaves.

A região onde está inserida a área de estudo, está situada entre o Planalto Atlântico e o relevo das Cuestas Basálticas, sendo representada por relevos aplainados, com os vales proeminentemente encaixados dos rios Atibaia e Jaguari, conforme apresentado na **Figura 15**.

4.2. RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS

A região de estudo está situada na sub-bacia do rio Atibaia, inserida na Bacia Hidrográfica do rio Piracicaba, tendo como principais cursos d'água o próprio rio Atibaia e o rio Jaguari e seus respectivos afluentes (**Figuras 15**).

O regime de vazões destes rios está associado ao comportamento pluviométrico.

4.2.1. Pluviometria e Fluviometria

A partir de dados de estações pluviométricas da região, pode-se observar no mapa de isoietas da **Figura 16**, duas regiões distintas quanto às condições de precipitação. Os maiores índices são observados ao longo da porção sul, com decréscimo dos valores para norte.

Estes maiores índices variam da máxima de 1771,22 mm/ano a 1140,89 mm/ano, conforme média dos totais precipitados anuais, para todos períodos (**Tabela 1**), de leitura das estações utilizadas.

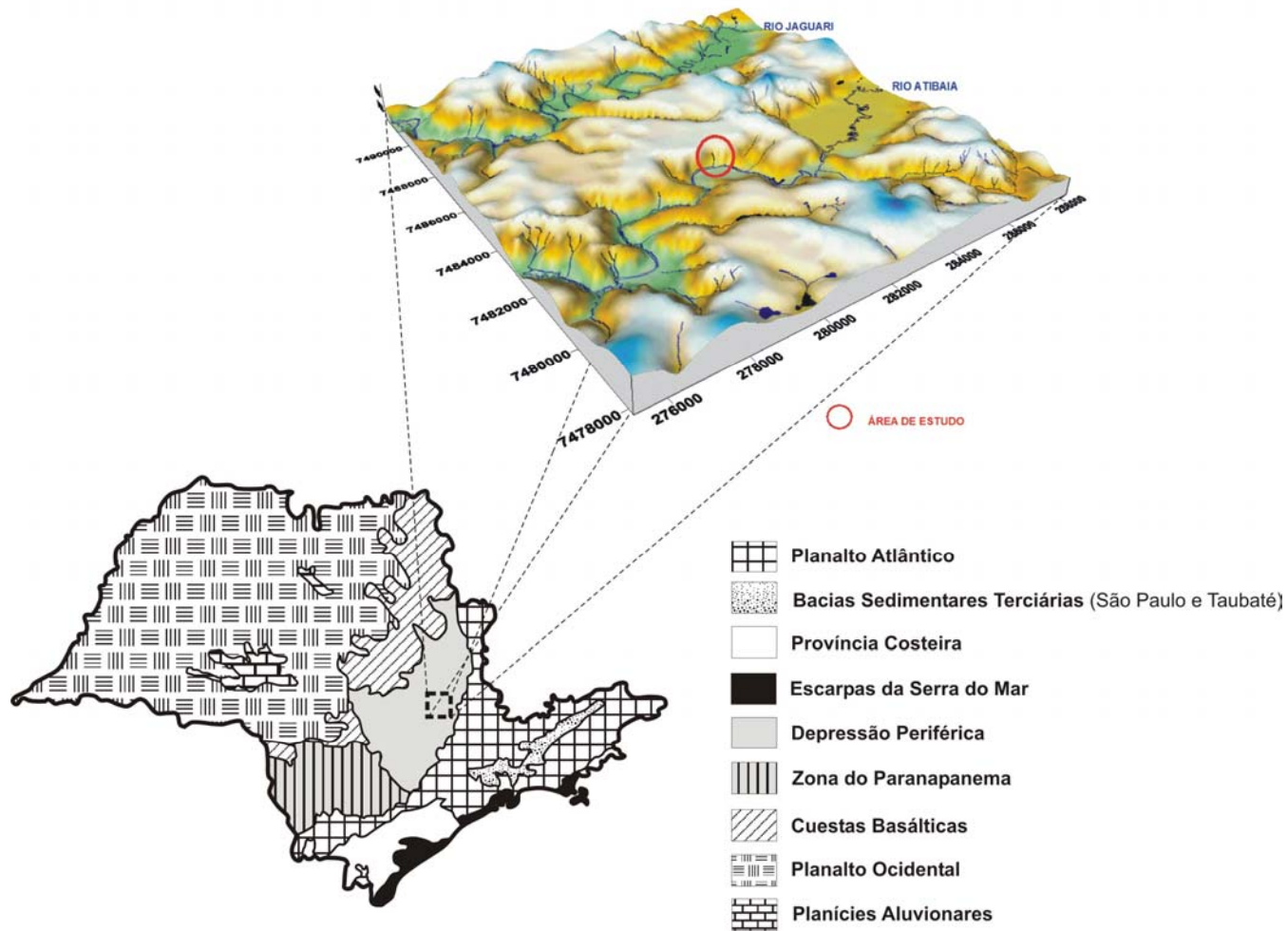


Figura 15. Geomorfologia da região de estudo.

(Fontes: Mapas Topográficos da Área de Estudo e DER (sem data))

Estas precipitações mais elevadas ocorrem predominantemente na sub-bacia do rio Atibaia.

Para o comportamento hidrológico, conforme dados históricos das estações fluviométricas da região, as vazões médias mensais dos rios Atibaia (4D009) e Jaguari (4D001) têm como mediana, respectivamente 30,41 m³/s e 27,12 m³/s, conforme visto no resumo da estatística descritiva destas estações (**Tabela 2**). Estes dados são encontrados nos **Gráficos 1 e 2**, que apresentam a distribuição das vazões nos períodos avaliados, e seus respectivos histogramas de freqüência de classes.

O padrão de vazões, ao longo dos períodos analisados, mostra que os maiores valores ocorrem nos meses de Janeiro, devido ao aumento da pluviosidade.

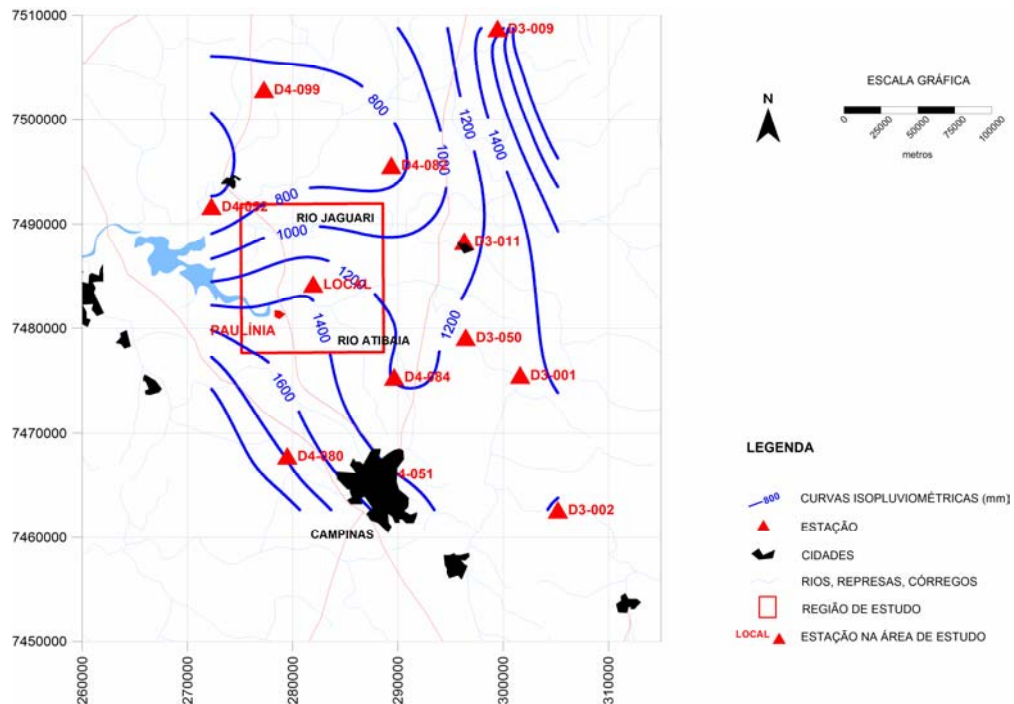


Figura 16. Mapa de Isoietas – Média da Precipitação Anual Acumulada (valores em mm).

Tabela 1. Média da Precipitação Anual Acumulada (mm) - rios Atibaia e Jaguari.

ESTAÇÃO	BACIA HIDROGRÁFICA	PERÍODO	UTM E	UTM N	MÉDIA DA PRECIPITAÇÃO ANUAL
		(anos)	(m)	(m)	(mm/ano)
D3-002	ATIBAIA	1970-2000	305208.77	7462654.40	1526.71
D4-080	ATIBAIA	1948-1964	279483.75	7467838.73	1771.22
D4-084	ATIBAIA	1952-1971	289642.87	7475368.18	1198.09
D4-051	ATIBAIA	1943-1971	288061.14	7466115.34	1445.17
D3-050	ATIBAIA	1945-1970	296437.59	7479153.08	1229.45
LOCAL	ATIBAIA	1992-2003	281940.62	7484252.17	1363.00
D3-001	JAGUARI	1940-1970	301620.19	7475529.70	1343.59
D3-009	JAGUARI	1970-2000	299473.29	7508729.24	1421.65
D3-011	JAGUARI	1937-1948	296314.05	7488381.63	1140.89
D4-052	JAGUARI	1970-2000	272282.75	7491734.14	752.26
D4-082	JAGUARI	1970-2000	289362.12	7495671.54	747.78
D4-099	JAGUARI	1970-2000	277260.83	7502884.95	740.18

Tabela 2. Estatística Descritiva das Vazões Médias Mensais dos rios Atibaia e Jaguari.
(valores em m³/s).

<i>Parâmetros Estatísticos</i>	<i>Estação 4D001 - Rio Jaguari</i>	<i>Estação 4D009 - Rio Atibaia</i>
Média	34.18460993	33.96793103
Erro Padrão	2.161590854	2.38885831
Mediana	27.12	30.41
Moda	29.43	20.26
Desvio Padrão	25.66746925	18.19300287
Variância	658.8189779	330.9853535
Curtose	6.883947834	4.078748371
Simetria	2.256727745	1.783685214
Range	155.6	91.84
Mínimo	5.89	13.53
Máximo	161.49	105.37
Soma	4820.03	1970.14
Número de Elementos	141	58
Período	Janeiro/1992 a Dezembro/2003	Janeiro/1992 a Dezembro/1996

4.3. GEOLOGIA REGIONAL

Segundo FERNANDES (1997), na região onde se insere a área estudada ocorrem rochas do Embasamento Cristalino, Subgrupo Itararé, Intrusivas Básicas e Depósitos Cenozóicos representados por sedimentos correlatos à Formação Rio Claro e por sedimentos aluvionares (**Figura 17**).

4.3.1. Embasamento Cristalino

Esta unidade é representada por rochas granitóides e metamórficas de tipos diversos e idade pré-cambriana. Estas últimas compreendem, predominantemente, xistos, gnaisses e gnaisses migmatizados.

Na região onde se encontra a área de estudo, estas rochas não são aflorantes, constituindo a base da seção estratigráfica da Bacia do Paraná, estando o seu topo, aproximadamente, de 100 a 150 m de profundidade (cota altimétrica 360 a 500 m).

Sua área de afloramento está localizada a leste da região de estudo, conforme mostrado na **Figura 18**, e não apresenta influências significativas nas condições de fluxo local.

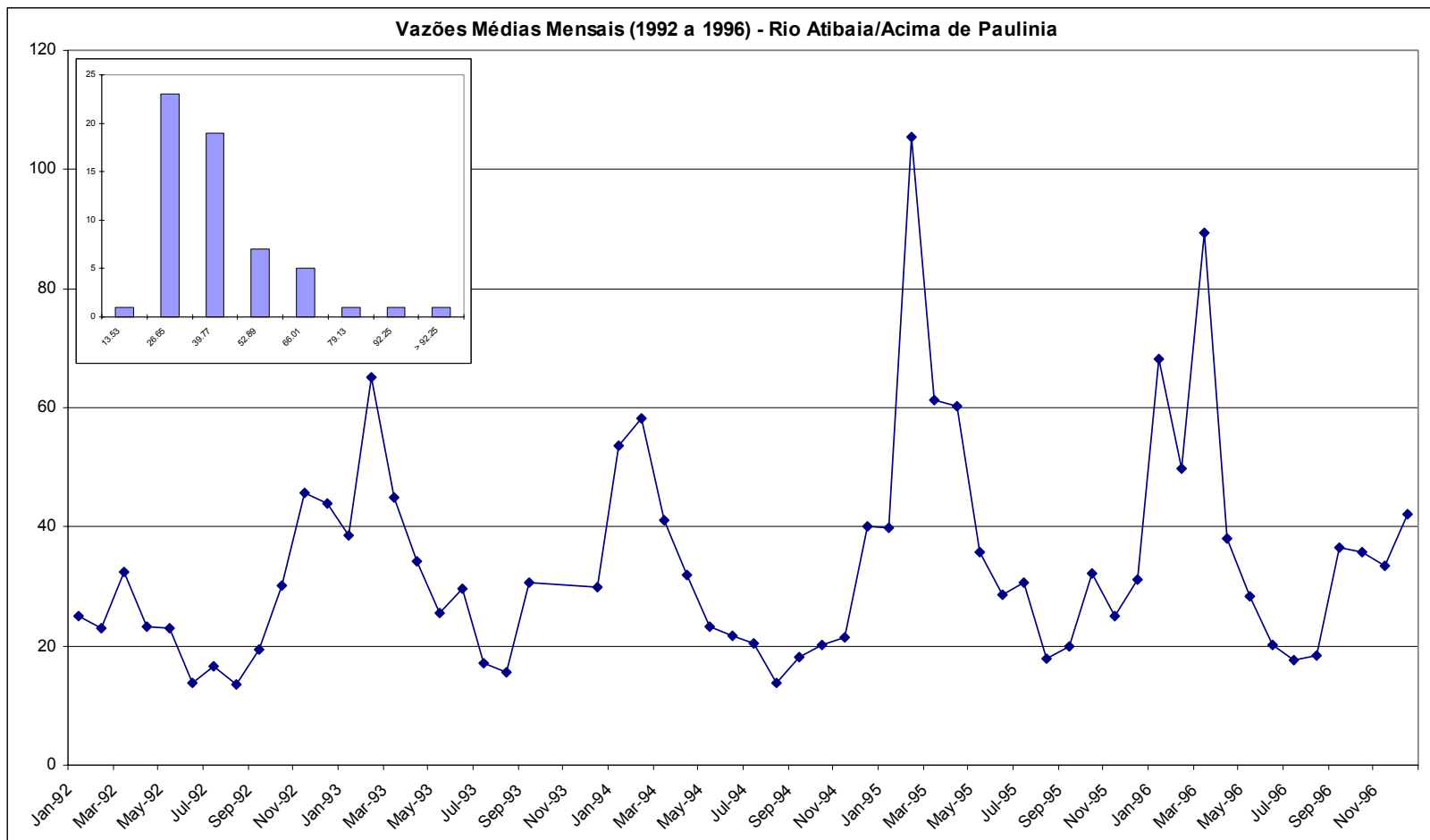


Gráfico 1. Comportamento Fluviométrico do rio Atibaia – Período 1992 a 1996 – Estação 4D-009 - Acima de Paulínia/SP. O quadro anexo apresenta histograma de distribuição de frequência de classes das vazões da respectiva estação. (valores em m³/s)

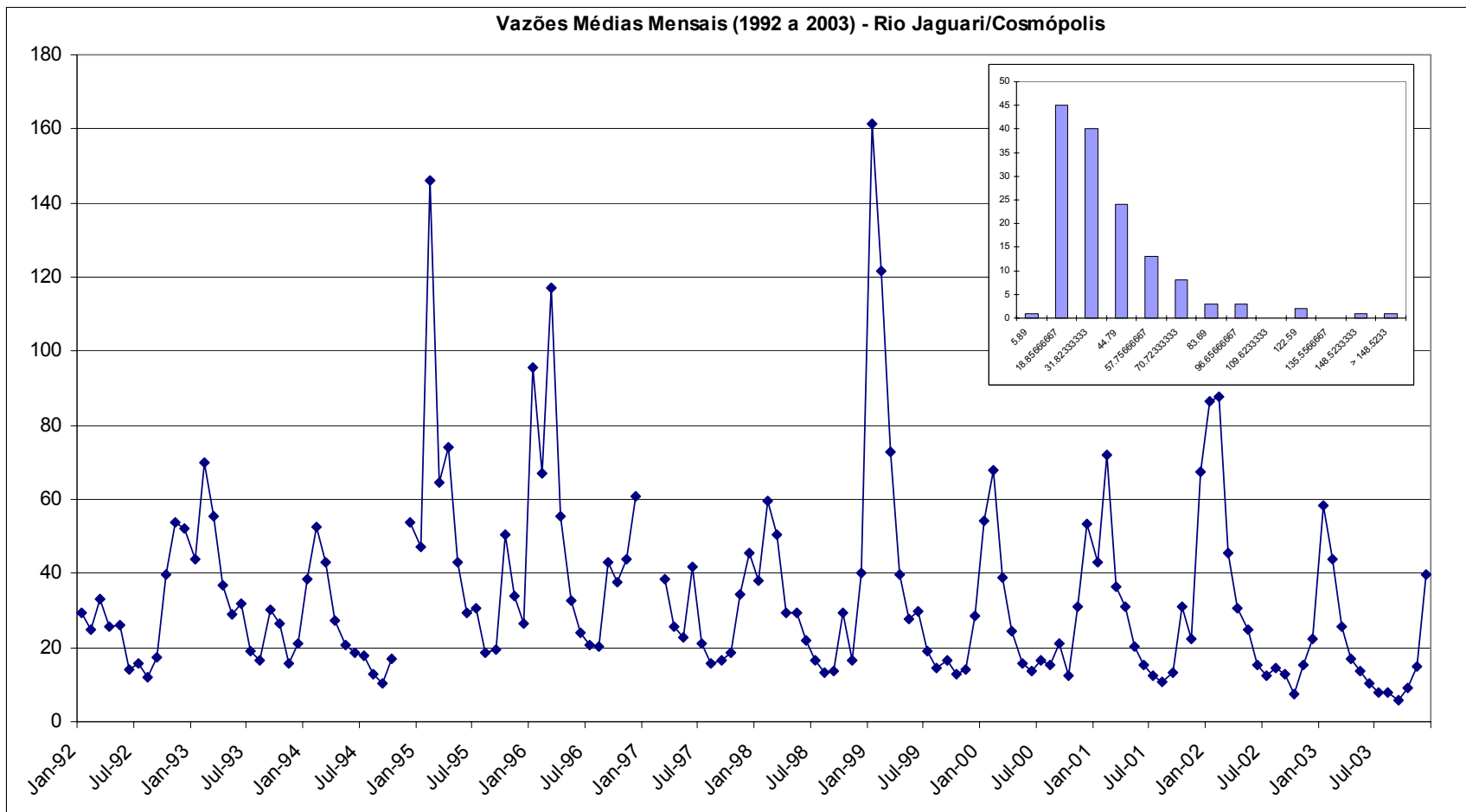
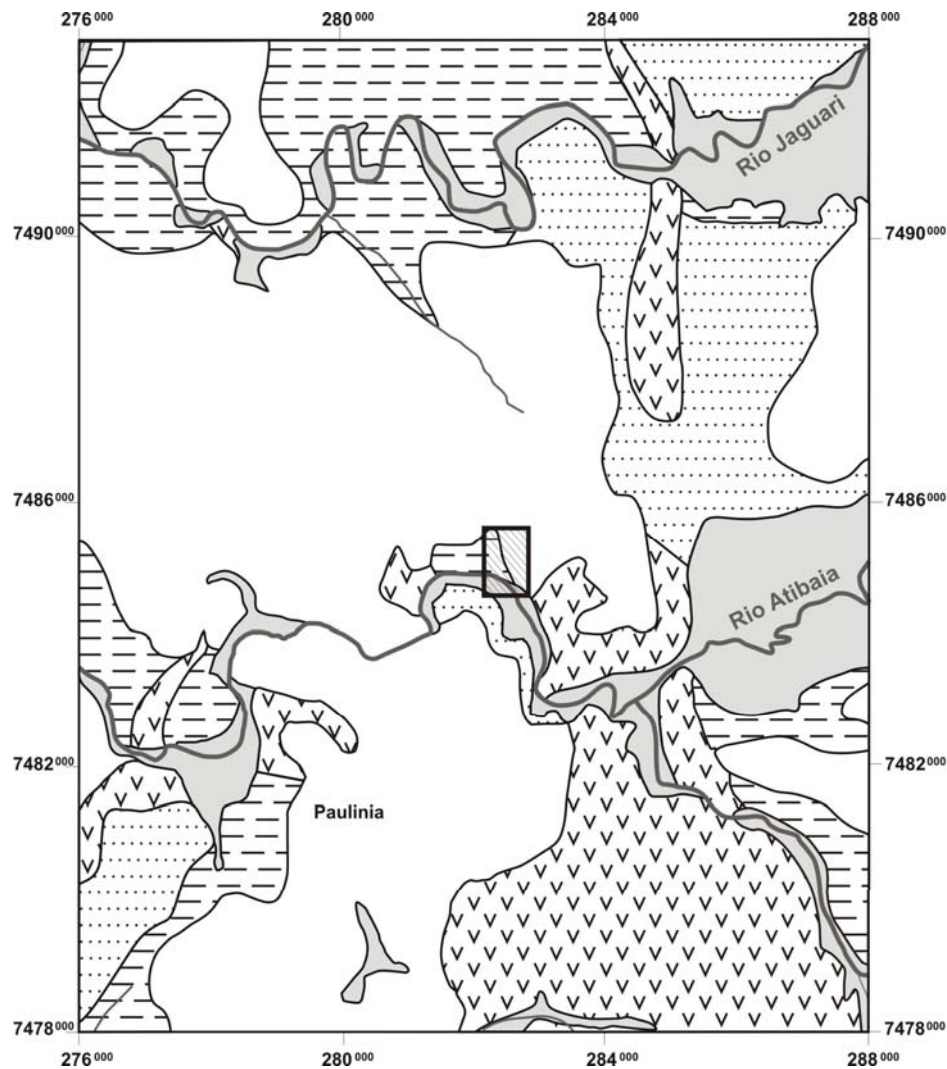




Gráfico 2. Comportamento Fluviométrico do rio Jaguarí – Período 1992 a 2003 - Estação 4D-001 (Cosmópolis/SP). O quadro anexo apresenta histograma de distribuição de frequência de classes das vazões da respectiva estação. (valores em m³/s).



Unidades Geológicas

Sedimentos Cenozóicos

-  Depósitos Aluvionares
-  Formação Rio Claro

Rochas Intrusivas Básicas - Cretáceo Inferior

-  Diabásio (equivalente à Fm Serra Geral)

Rochas Sedimentares Permo-Carboníferas

-  Fácies Argililto/Siltito - Subgrupo Itararé
-  Fácies Arenítica - Subgrupo Itararé

Convenções Cartográficas



-  Área de Estudo
-  Rios, Ribeirões e Córregos

Figura 17. Mapa Geológico Regional (adaptado de Fernandes, 1997).

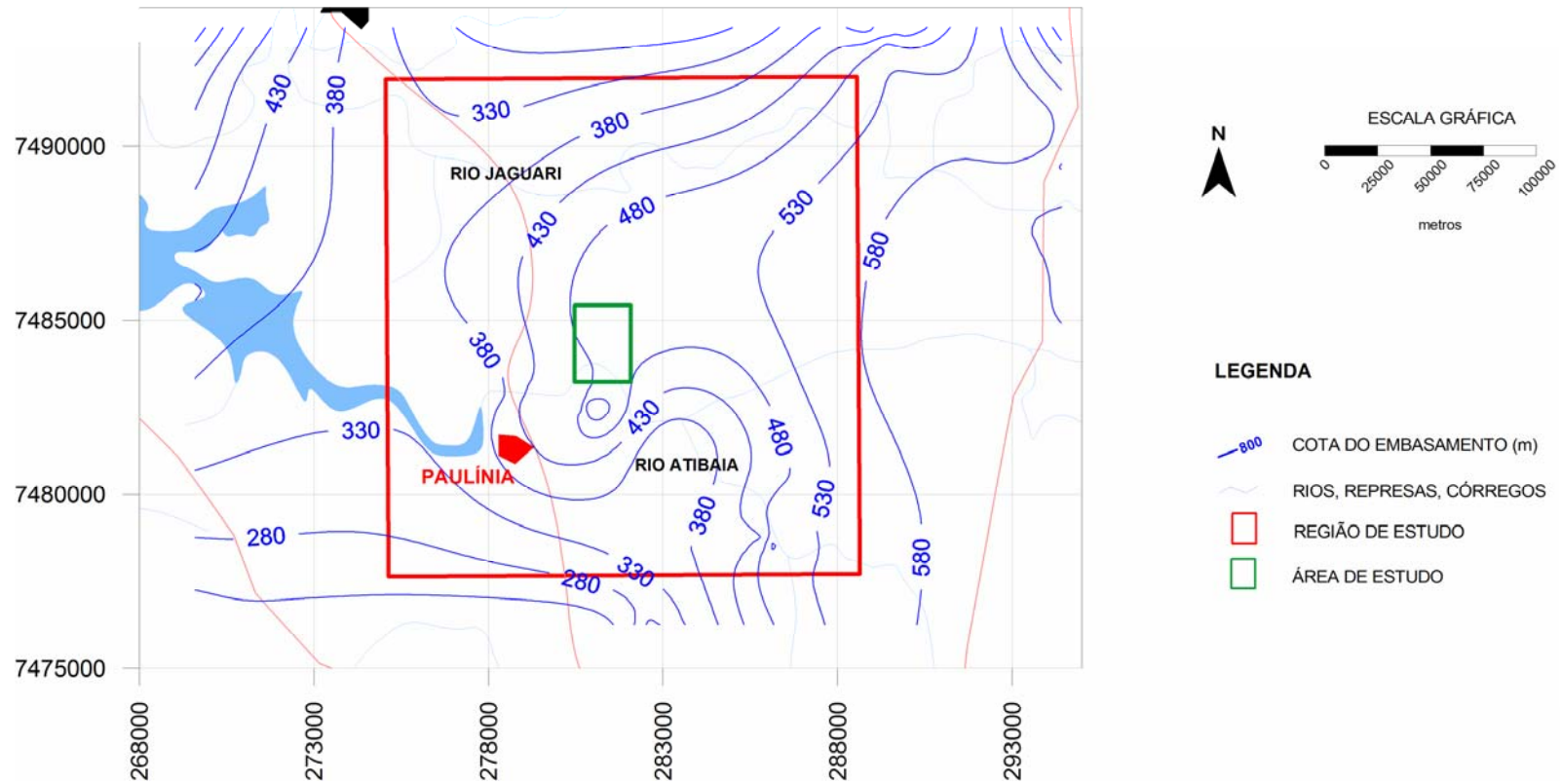


Figura 18. Mapa do Topo do Embasamento Cristalino.

(Fonte: Bancos de dados de poços tubulares do DAEE e CPRM/SIAGAS)

4.3.2. Subgrupo Itararé

Levantamento expedito de campo foi realizado, com fins de descrição macro e mesoscópica das características das litologias do Subgrupo Itararé e Formação Serra Geral, mostrado no mapa de pontos visitados em campo (**Figura 19**).

As rochas do Subgrupo Itararé estão sobrepostas, em contato discordante e erosivo, às rochas pré-cambrianas do Embasamento Cristalino (complexos metamórficos e granitóides), apresentando mergulhos regionais suaves para oeste. Os registros fósseis indicam que sua deposição se deu no Permo-Carbonífero.

A unidade é constituída por uma complexa diversidade de litologias, como arenitos, diamictitos, siltitos, argilitos, lamitos e ritmitos (**Fotos 3 e 4**). Para a grande maioria dos autores, o ambiente deposicional deste subgrupo é predominantemente glacial, com registros de avanços e recuos das geleiras, alternando condições marinhas e continentais.



Foto 3. Seixos pingados em siltitos do Subgrupo Itararé – Afloramento 12 – Município de Paulínia (SP).



Foto 4. Lentes arenosas em diamictitos – Subgrupo Itararé. Afloramento 13 – Via de acesso municipal situada em Paulínia.

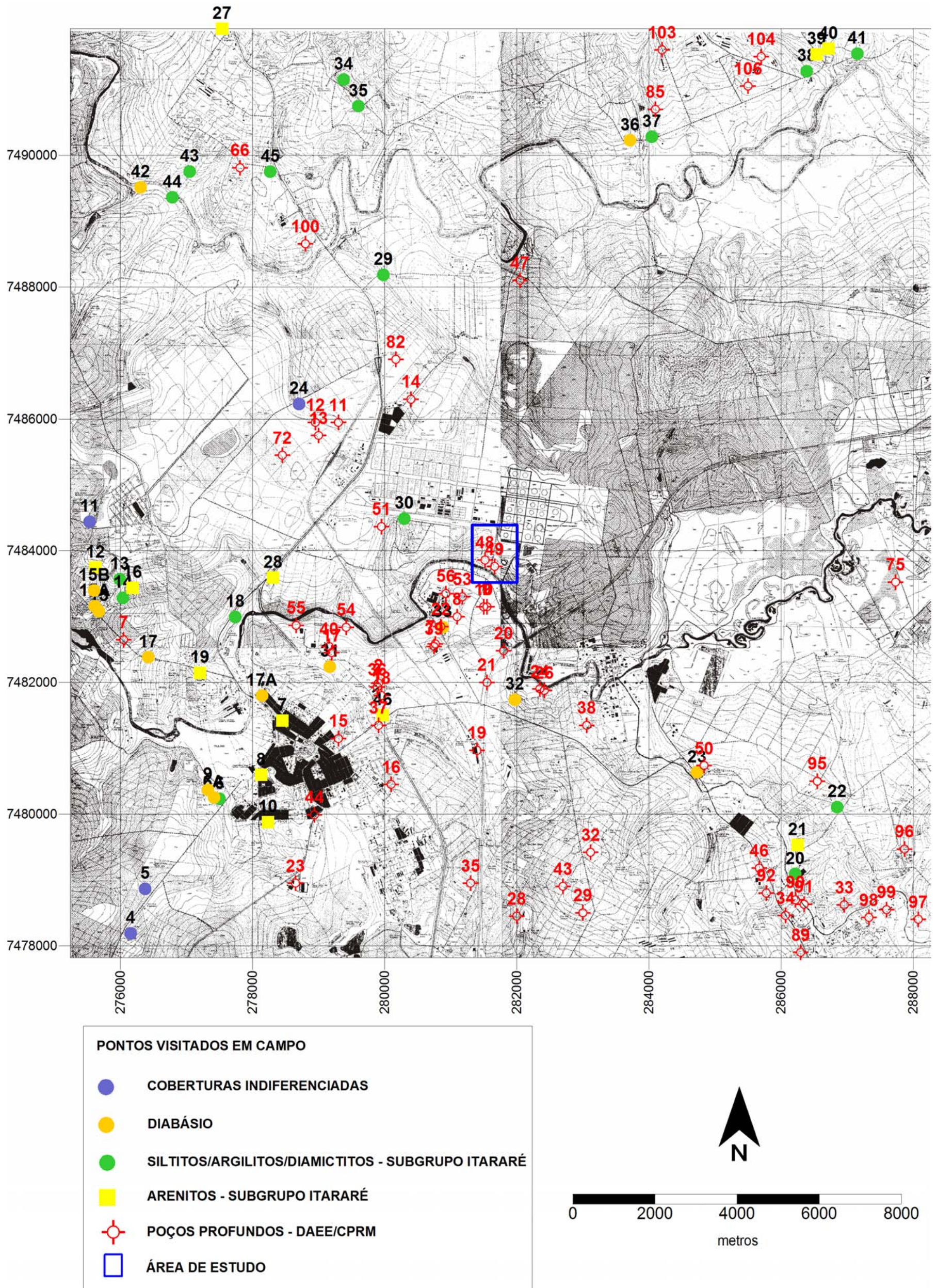


Figura 19. Mapa de afloramentos e de poços profundos.

Esta unidade é predominante na área, ocorrendo, principalmente nas proximidades dos rios Atibaia e Jaguari, com maior presença de frações arenosas na porção sul, representadas pelos símbolos quadrados de coloração amarela da **Figura 19**.

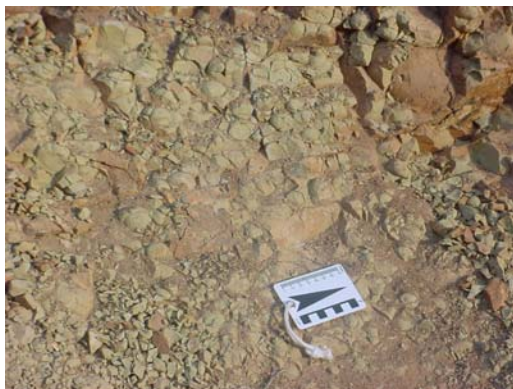


Foto 5. Empastilhamento da litofácies siltosa do Subgrupo Itararé – Afloramento 29, localizado em estrada de terra, na porção centro-norte da região.

As litofácies siltosas apresentam empastilhamento característico desta fração granulométrica (**Foto 5**), ocasionando um alto grau de fraturamento nas proções mais rasas e alteradas, o que possibilita a movimentação de água, devido à existência de porosidade dupla.

Dentre as inúmeras publicações acerca deste subgrupo, se destacam SAAD (1977), SANTOS (1979), CAETANO-CHANG (1984), FRANÇA & POTTER (1988), GAMA JÚNIOR (1989) e MASSOLI (1991).

4.3.3. Intrusivas Básicas

As Rochas Intrusivas Básicas ocorrem na forma de soleiras e diques de diabásio, contemporâneos aos derrames da Formação Serra Geral e freqüentemente intrudidas no Subgrupo Itararé. Estas afloram predominantemente em algumas porções dos leitos dos rios Jaguari e Atibaia e alguns de seus afluentes (**Foto 6**).

Apresentam baixo grau de fraturamento, predominando aqueles de direção NE-SW (**Foto 6**).

De natureza toleítica, são constituídas por plagioclásio, augita, pigeonita e rara olivina.

O topo desta litologia é bastante irregular. Na região de estudo, ocorre desde



Foto 6. Afloramento de diabásio no leito do Ribeirão das Anhumas (Afloramento 23).

aflorante até profundidades de 160 metros, com cotas altimétricas mínimas de 360 m e máximas de 660 m. A espessura destas soleiras pode variar de poucos centímetros até 250 metros.

4.3.4. Depósitos Cenozóicos

Os Depósitos Cenozóicos estão fortemente associados à evolução do relevo da Depressão Periférica Paulista e das Cuestas Basálticas, onde ocorrem Depósitos Sedimentares correlatos à Formação Rio Claro e também por Depósitos Aluvionares Recentes, descritos a seguir.

4.3.4.1. Depósitos Sedimentares Correlatos à Formação Rio Claro

Os sedimentos correlatos à Formação Rio Claro ocorrem entre 600 a 800 m



Foto 7. Arenitos correlatos à Formação Rio Claro – Afloramento 5, situado na porção sul do município de Paulínia.

de altitude e são representados predominantemente por arenitos, ora conglomeráticos, com lâminas ou camadas de argila subordinadas (Björnberg & Landim, 1966) (**Foto 7**). Apresentam espessura máxima de 20 m, sendo sua base marcada pela presença de uma cascalheira (Fúlfaro & Suguio, 1968).

Os sedimentos, pouco consolidados, foram depositados em ambiente fluvial (Björnberg & Landim, 1966; Fúlfaro & Suguio, 1968). Para PENTEADO (1976), a deposição teria ocorrido em clima semi-árido, em bacias alveolares, controladas por antigas falhas reativadas no Cenozóico.

A sedimentação foi condicionada pela movimentação vertical de blocos, segundo falhas de direção NE e NW, bem como por soleiras de diabásio (Melo, 1995).

4.3.4.2. Sedimentos Aluvionares

Os depósitos aluvionares constituem a sedimentação fluvial dos cursos d'água da região, compreendendo sedimentos arenosos inconsolidados, com granulometrias diversas (fina a grossa), depositados nos leitos dos rios e nas áreas de várzea laterais. Podem apresentar de pequenas a grandes áreas de várzeas, com sedimentos argilosos, associados a meandros abandonados. São também registrados paleo-aluviões próximos aos leitos dos rios atuais.

As maiores expressões de ocorrência destes depósitos são encontradas na porção oeste da área, como observado nas várzeas dos rios Atibaia e Jaguari, formados por extensa área plana e alagadiça, onde se observam meandros abandonados devido à migração do leito destes rios.

4.4. HIDROGEOLOGIA REGIONAL

Com o objetivo de se definir o modelo hidrogeológico conceitual, são apresentadas a seguir algumas considerações sobre o comportamento hidráulico das unidades aquíferas regionais, suas formas de exploração e a composição e granulometria do meio onde ocorre o fluxo da água subterrânea. Estes dados foram retirados do estudo realizado por DAEE (1981), do cadastro de poços tubulares profundos deste órgão e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SIAGAS), principalmente quanto à descrição das unidades litológicas perfuradas e à posição do nível d'água, e também do trabalho de FERNANDES (1997).

4.4.1. Unidades Aquíferas

Os recursos hídricos subterrâneos existentes na região de estudo compreendem as unidades aquíferas descritas a seguir, de acordo com seus limites de ocorrência, condições de armazenamento e fluxo da água subterrânea (DAEE, 1981).

- ✓ Embasamento Cristalino - representado por rochas de idade pré-cambriana, ocorre em afloramento no contato com a borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, e em profundidade na área de estudo, tendo armazenamento e

circulação de água associados às descontinuidades oriundas do fraturamento das rochas (porosidade fissural), fazendo com que o aquífero seja localizado, com extensão e profundidade condicionadas pela intensidade do fraturamento existente, e das características particulares de cada zona de fraturas. Este aquífero é recoberto pelas rochas sedimentares do Grupo Tubarão e pelas Intrusivas Básicas. As características hidráulicas deste aquífero são: capacidade específica entre 0,05 e 0,7 m³/h/m e transmissividade com valores variando de 0,1 a 100 m²/dia.

- ✓ Tubarão - constituído por rochas do Subgrupo Itararé, o armazenamento e a circulação de água, nestes sedimentos, ocorre através dos interstícios dos grãos dos sedimentos clásticos grossos, intercalados a camadas de sedimentos finos que dificultam o escoamento da água subterrânea no sentido vertical. Devido a este fato, pode apresentar anisotropia marcante, com permeabilidades verticais muito menores que as horizontais. Devido à complexidade litológica, este aquífero apresenta forte heterogeneidade nas condições de fluxo e armazenamento da água subterrânea. Na área tem comportamento de aquífero livre, tendo como base as rochas do Embasamento Cristalino, podendo ser parcialmente confinado, quando recobertos por rochas intrusivas ou por sedimentos silto-argilosos da própria unidade. Suas características hidráulicas apresentam variações mais acentuadas, tendo como capacidades específicas valores entre 0,002 e 7,5 m³/h/m, transmissividades de 0,3 a 40 m²/dia e condutividade hidráulica em 2 classes, sendo de 0,002 a 0,024 m/dia e 0,055 a 0,7 m/dia, o que pode ser relacionado à presença das litologias arenosas e silto-argilosas.
- ✓ Diabásio - ocorrendo de forma dispersa na área, é caracterizado pelo *sill* de Campinas-Paulínia, encaixado nas rochas do Subgrupo Itararé. As zonas aquíferas estão associadas aos sistemas de fraturamento existentes nos corpos de diabásio, caracterizando aquíferos localizados, descontínuos e heterogêneos, muitas vezes apresentando comportamento limitado de fluxo. Foram obtidas capacidades específicas entre 0,002 e 3,9 m³/h/m e transmissividades entre 0,25 e 28 m²/dia.

De acordo com os bancos de dados do DAEE e da CPRM/SIAGAS, são registrados diversos poços de captação na região, predominantemente localizados

próximos aos leitos dos rios Jaguari e Atibaia, principalmente na porção centro-sul (**Figura 19**).

4.4.2. Fluxo Regional da Água Subterrânea

A dinâmica do fluxo regional tem como principal característica a descarga evidente nos dois principais cursos d'água superficiais da área, que compreendem os rios Atibaia e Jaguari, onde ambos são considerados como fluxo de base regional.

Alguns poços profundos apresentam captação em todas unidades aquíferas existentes, em profundidades diferenciadas, porém não sendo possível avaliar se existe a presença de aquíferos confinados a parcialmente confinados, além daqueles de natureza livre. Isto é predominante nas unidades arenosas do Subgrupo Itararé, quando posicionadas abaixo de camadas silto-argilosas ou de diabásios.

Apesar de existirem diversos poços com captação no Embasamento Cristalino, o mesmo pode ser considerado como substrato impermeável de toda sucessão sedimentar, pois em sua grande maioria é composto por rochas compactas e com baixo grau de alteração em profundidade, podendo existir condições de fluxo somente nas áreas onde ocorrem estruturas como falhas e fraturas que permitam a circulação de água.

O mesmo ocorre para os diabásios que possuem captação por poços profundos em fraturas, sempre associada a captações nos sedimentos do Subgrupo Itararé, que pode conferir melhor desempenho nas vazões de exploração.

Estas observações são apresentadas em uma das seções geológicas elaboradas por FERNANDES (1997), que mostrando o arcabouço geológico da região e as relações hidroestratigráficas das unidades encontradas (**Figura 20**).

A área de estudo está situada em uma porção onde o substrato impermeável local é representado pelos diabásios, sendo os sedimentos do Subgrupo Itararé considerados como aquífero livre, que apresentam escoamento através de porosidade secundária, originada pela dissolução dos grãos de quartzo e da matriz argilosa, conforme mostrado no capítulo referente à caracterização local, apresentado a seguir.

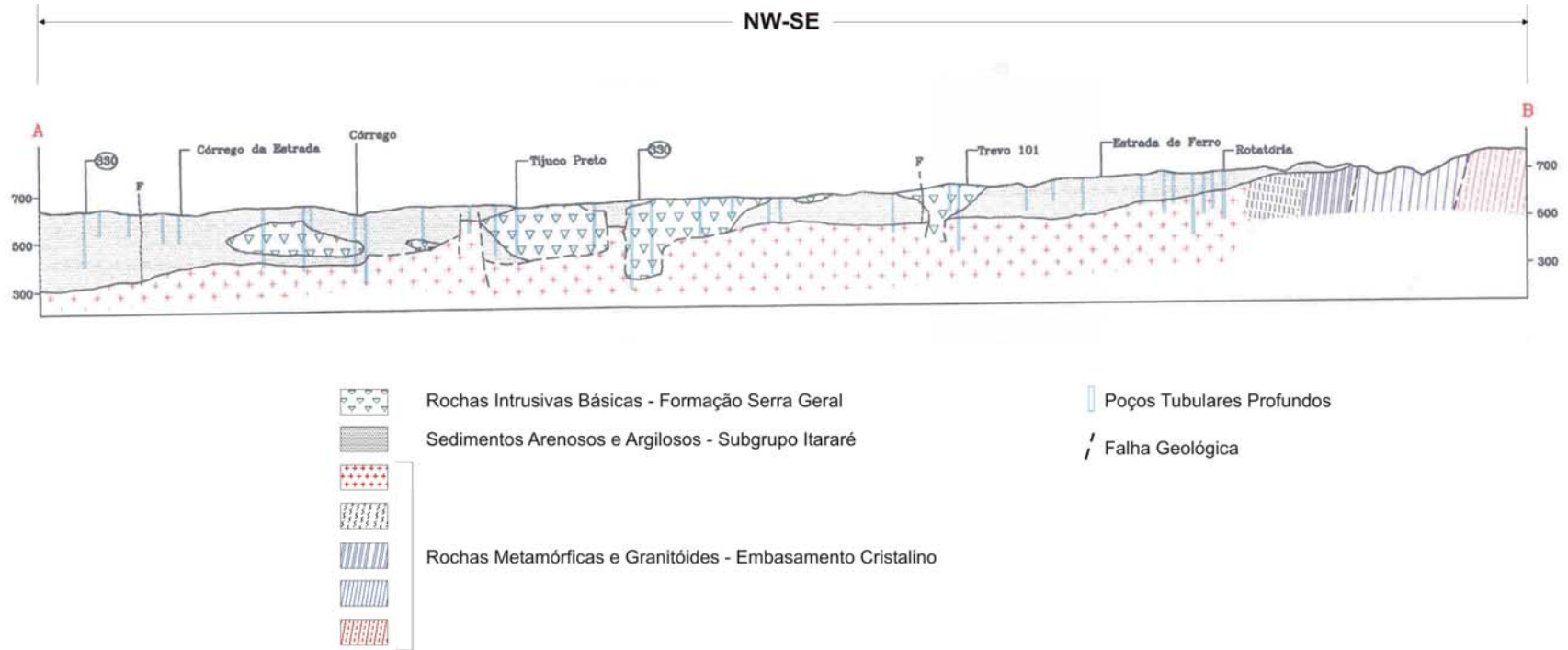


Figura 20. Seção Geológica-Hidrogeológica Regional.

(Fonte: Fernandes, 1997)

5. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-HIDROGEOLÓGICA LOCAL

A caracterização geológico-hidrogeológica da área de estudo foi realizada com base na perfuração e instalação dos piezômetros multiníveis, conforme distribuição mostrada na **Figura 21**, sendo descritas, meso e microscopicamente, as litofácies encontradas, quanto a seus aspectos petrofísicos e hidráulicos. Nesta caracterização foram utilizados ainda os dados regionais apresentados anteriormente.

Os parâmetros hidrodinâmicos das litofácies foram determinados através de ensaios hidrogeológicos, como *slug tests* e ensaios de perda d'água sob pressão, que permitiram a determinação da condutividade hidráulica do meio investigado.

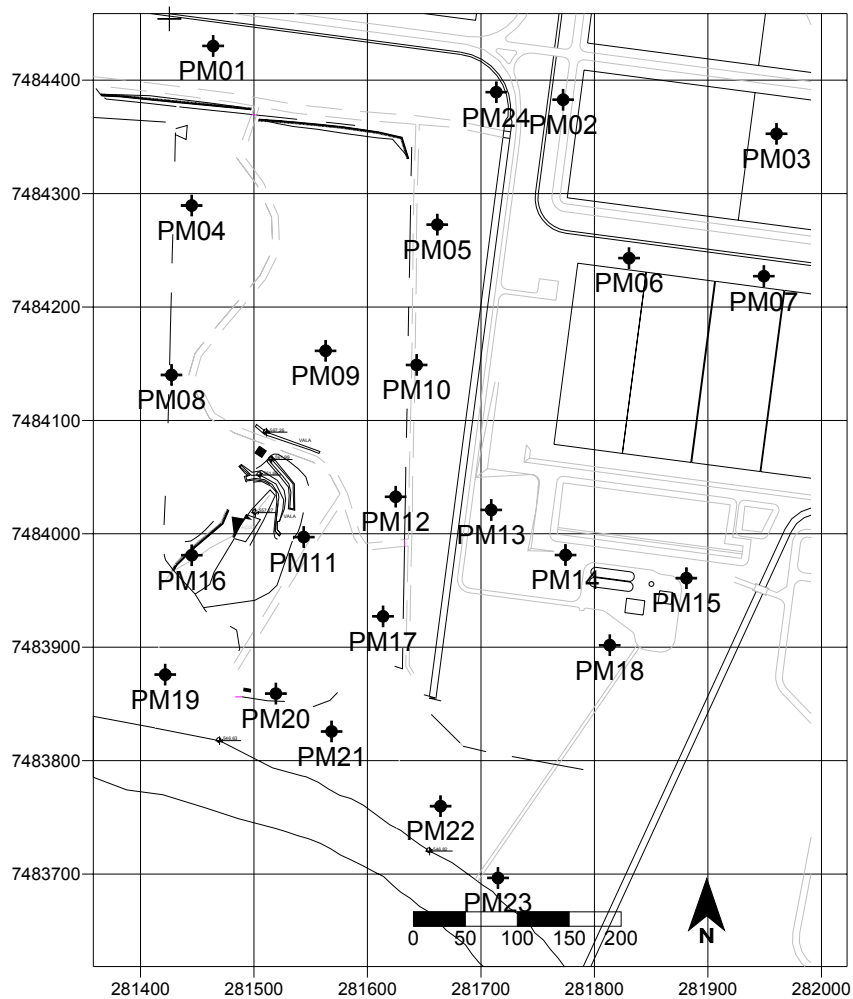


Figura 21. Localização dos piezômetros multiníveis na área de estudo.

A partir das ferramentas utilizadas, foram definidas as diferentes unidades hidroestratigráficas que ocorrem na área de estudo, considerando os aspectos petrofísicos e hidráulicos determinados pelos diversos ensaios efetuados.

5.1. UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS

A área compreende três unidades hidroestratigráficas, sendo, do topo para a base, constituídas por:

- ✓ Unidade Superior - engloba as coberturas superficiais indiferenciadas e o siltito alterado do Subgrupo Itararé, que compreendem as zonas saturada e não-saturada do aquífero, e a interface entre ambas, com espessura média de 10 metros;
- ✓ Unidade Intermediária - constituída exclusivamente por litofácies de siltitos, argilitos e ritmitos compactos do Subgrupo Itararé, compreendem a zona saturada, exceto os locais de instalação dos piezômetros PM17 e PM18; a espessura média observada para esta unidade é de aproximadamente 20 metros;
- ✓ Unidade Inferior - é representada pelas rochas intrusivas básicas, que constituem a base do aquífero local.

5.1.1. Unidade Superior

Na Unidade Superior foram englobados diferentes tipos litológicos, que apresentam comportamento hidráulico semelhante, representados por aterro, colúvio, solo residual, sedimentos aluvionares, agrupados como Coberturas Indiferenciadas, e o Siltito Alterado do Subgrupo Itararé.

5.1.1.1. Coberturas Indiferenciadas

As Coberturas Indiferenciadas são constituídas por diversos tipos litológicos, representadas, em sua maior parte, por solo residual proveniente da decomposição de siltitos do Subgrupo Itararé (**Foto 8**).



Foto 8. Solo residual – Unidade Superior.



Foto 9. Sedimentos aluvionares – Unidade Superior

A granulometria predominante do solo residual está concentrada nas frações silte e argila (**Gráfico 3**). Algumas lentes de areia são observadas, com espessuras variando de poucos centímetros até 8,0 m, localizados na porção Norte da área.

Foi identificada uma camada coluvionar, com ocorrência restrita às proximidades do piezômetro PM09, com espessura aproximada de 3,0 metros, representada por argilas siltosas pouco arenosas, delimitadas na base por seixos de quartzos.

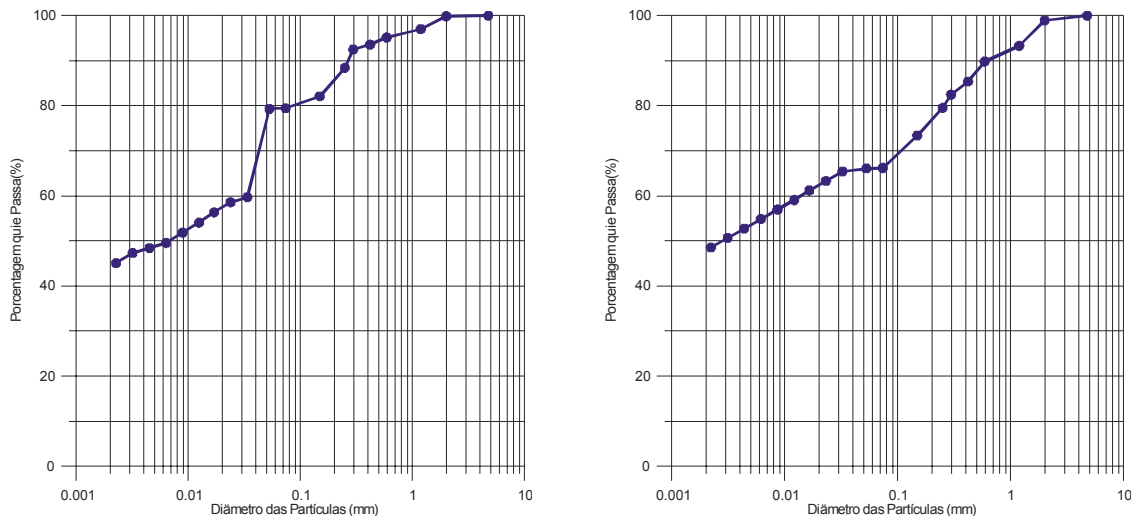


Gráfico 3. Curvas granulométricas da Unidade Superior – Coberturas Indiferenciadas.

Próximo ao rio Atibaia, esta unidade é constituída por sedimentos aluvionares, compostos por areia média, pouco argilosa, depositados pelo regime de variação do nível do rio durante as épocas de cheias (**Foto 9**).

Ainda são observados aterros localizados, constituídos por argila marrom avermelhada pouco consistente, e espessura variando de poucos centímetros até alguns metros.

Conforme ensaios de caracterização das propriedades físicas do solo, os resultados obtidos de porosidade efetiva (n_e), através da determinação dos parâmetros de van Genuchten (1980), mostram valor médio de 0,07, ou 7% (FUNDUNESP, 2004).

5.1.1.2. Siltito Alterado

Outro tipo litológico reconhecido na área, dentro da Unidade Hidroestratigráfica Superior, é representado por arenitos (**Foto 10**) e siltitos alterados, mais ou menos argilosos, de coloração ora avermelhada ora amarelada, com diversos planos de fraturamento preenchidos por óxido de manganês ou por argilas esbranquiçadas (**Fotos 11 e 12**). São observados seixos pingados esparsos nesta unidade (**Foto 13**).



Foto 10. Litofácies Arenosa do Siltito Alterado (Unidade Superior).



Foto 11. Fraturas no Siltito Alterado, preenchidas por óxido de Mn.



Foto 12. Fraturas preenchidas por argilo-minerais.



Foto 13. Seixo pingado no Siltito Alterado.

Esta litologia não foi observada nos piezômetros instalados próximos ao rio Atibaia, ocorrendo exclusivamente nas áreas topograficamente mais altas e de meia encosta, com espessuras variando entre 2,0 e 15,0 metros.

Ocorrem, associados a estes siltitos, corpos arenosos na forma de lentes, com espessura de até 3 metros, constituídos por arenitos grossos a médios, apresentando matriz argilosa, que apresenta certo grau de dissolução (**Fotos 15 e 16**). São ligeiramente arcoseanos, com coloração variando de amarelada a avermelhada (**Fotos 16 e 17**). Estes corpos são restritos à porção Norte da área estudada, observados somente nos piezômetros PM01, PM03 e PM07.

A descrição de lâminas delgadas mostra que esta unidade se compõe de areia mal selecionada, com dimensões variando de 1,5 mm a menos de 0,5 mm, com microfissuras apresentando dissolução dos grãos (**Foto 14**). O contato intergranular é raro. A matriz se compõe predominantemente de argilominerais, com grãos diminutos de quartzo subordinados, que ocupam os interstícios entre os cristais maiores de quartzo. Existem pequenos poros dispersos pela amostra, que ora estão isolados ora interconectados.

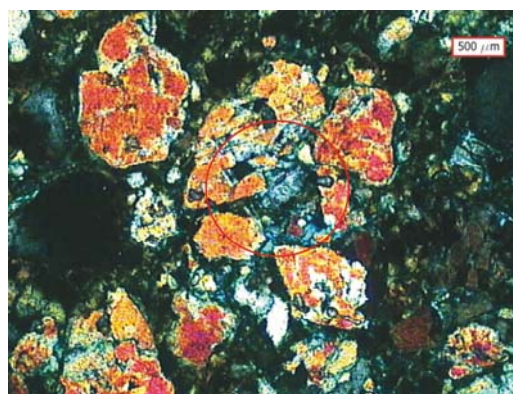


Foto 14. Fotomicrografia mostrando a porosidade das porções arenosas do Siltito Alterado, com dissolução dos grãos de quartzo (em azul).



Foto 15. Fotomicrografia mostrando a porosidade das porções arenosas do Siltito Alterado, com dissolução do preenchimento matricial (em azul).



Foto 16. Lentes arenosas intercaladas ao Siltito Alterado (Unidade Superior).



Foto 17. Detalhe da lente arenosa mostrando granulometria grossa Siltito Alterado (Unidade Superior).

5.1.2. Unidade Intermediária – Siltito São

Na base do perfil de alteração ocorrem siltitos pouco alterados ou são, de coloração cinza clara, compactos e rijos, apresentando fraturamento subhorizontal e subvertical, muitas vezes preenchido por óxido de manganês (**Foto 18**). Frequentemente, estes siltitos apresentam empastilhamento (**Foto 3**), com maior grau de friabilidade, como observado no levantamento expedito de campo, o que confere dupla porosidade para o material. Estas características atribui à unidade o comportamento de um meio poroso com porosidade dupla.

Em função de sua resistência, a investigação desta camada, nos piezômetros do tipo B, foi de no máximo 3,0 metros, exceto para o caso dos piezômetros PM17 e PM18, que apesar de não terem ultrapassado a sua base, foram investigados totalmente nesta unidade.

A visualização da continuidade vertical desta unidade somente foi possível através da perfuração dos piezômetros PM20 e PM22, que atingiram profundidades de 30,14 e 26,74 metros, respectivamente, onde foi atingida a Unidade Inferior, representada pelas soleiras de diabásio da Formação Serra Geral.

Nestes dois poços, além dos siltitos, foram observados ritmitos, caracterizados por delgado acamamento plano paralelo, evidenciado pela alternância de camadas centimétricas cinza claras e escuras (**Fotos 19 e 20**).

O fraturamento é caracterizado pela predominância de fraturas subverticais, geralmente abertas e preenchidas por material oxidado e/ou arenoso, este último proveniente de aluvião, nas porções topográficas mais baixas. As superfícies destas

fraturas são predominantemente rugosas, e o grau de fraturamento do maciço é heterogêneo, com variações ao longo dos perfis dos piezômetros.



Foto 18. Siltito São com fraturamento subvertical preenchido por óxido de Mn (Unidade Intermediária).



Foto 19. Ritmitos do Subgrupo Itararé – Siltito São (Unidade Intermediária).



Foto 20. Ritmitos do Subgrupo Itararé – Siltito São (Unidade Intermediária).

O grau de fraturamento diferenciado pode resultar em diferentes comportamentos hidrodinâmicos, refletidos por zonas de condutividade hidráulica maiores ou menores, o que influi consideravelmente na dinâmica local de fluxo da água subterrânea.

5.1.3. Unidade Inferior - Diabásio

Na base do perfil hidroestratigráfico da área, ocorrem rochas intrusivas básicas, representadas por diabásios de coloração cinza escura e granulação fina, que foram observadas somente nas sondagens dos poços PM20 e PM22,

sotopostas aos siltitos e ritmitos do Subgrupo Itararé, e nos perfis geoeletricos das SEVs.

Estas perfurações não atingiram sua base, não sendo possível a elaboração de uma mapa de isoespessuras desta unidade para a área de estudo. Porém, com base nos dados regionais, esses diabásios podem variar de 6,0 a 120,0 metros de espessura na região de estudo.

O topo desta unidade apresenta irregularidades, como observado no mapa da **Figura 22**, conforme dados dos piezômetros e das profundidades obtidas a partir das SEVs realizadas nesta área específica. A curva da **Figura 23** mostra a mudança brusca de resistividade, a qual apresenta um aumento significativo em relação às demais, quando atinge o topo do diabásio.

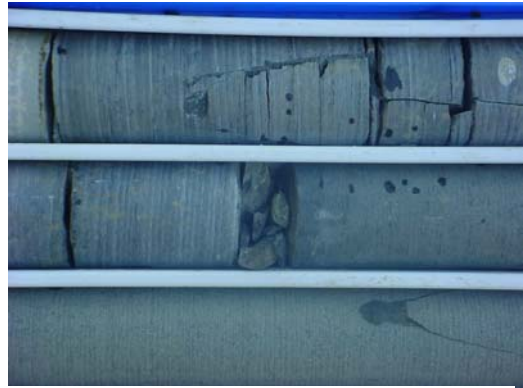


Foto 21. Diabásio São – Unidade Inferior

Estes diabásios são pouco fraturados, predominando as fraturas subverticais (**Foto 21**), com superfícies pouco rugosas.

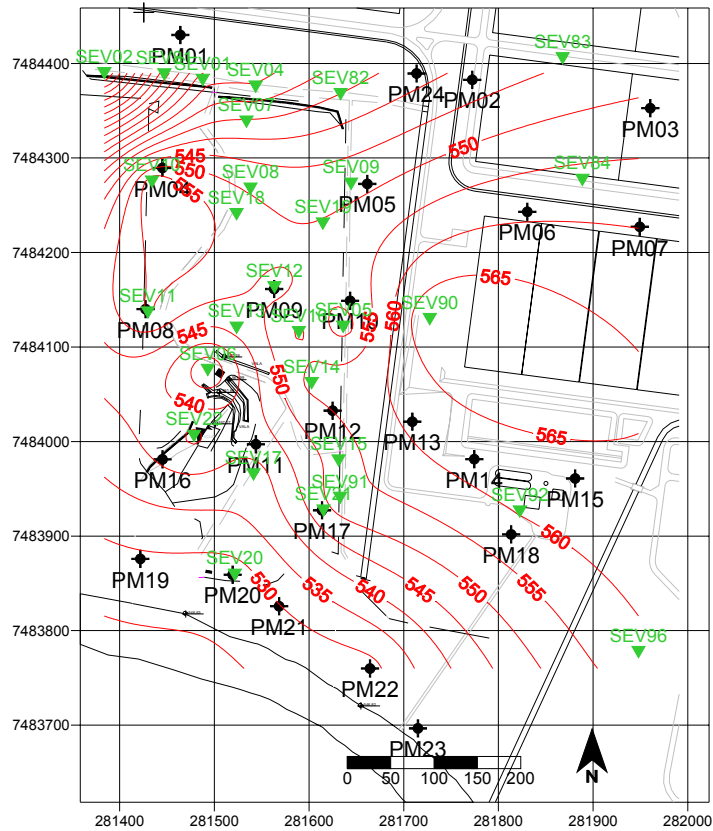


Figura 22. Mapa do topo da Unidade Inferior na área de estudo, obtido pelas curvas das Sondagens Elétricas Verticais.

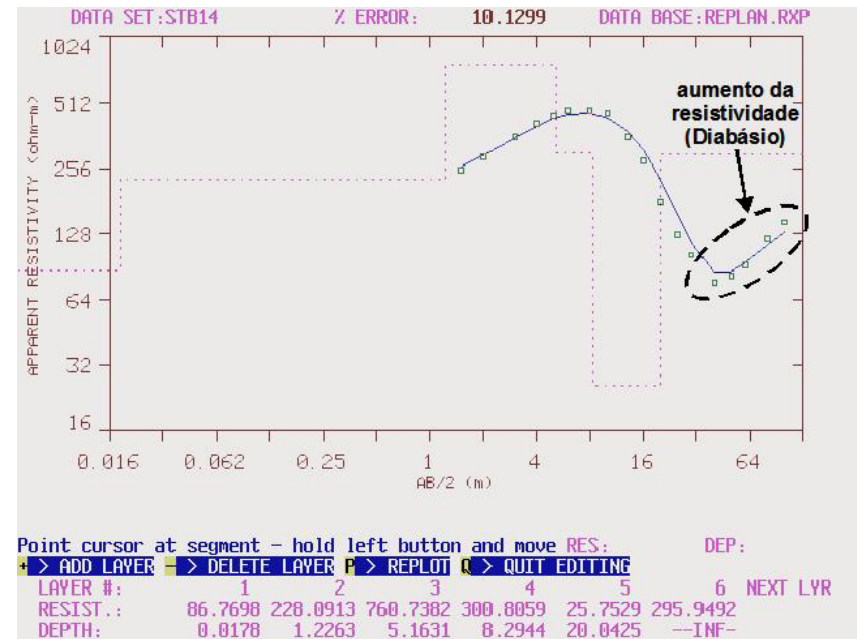


Figura 23. Curva mostrando aumento da resistividade quando intercepta os diabásios da Unidade Inferior (SEV14).

5.1.4. Propriedades Hidráulicas

As propriedades hidráulicas das unidades hidroestratigráficas foram definidas com base em ensaios hidrogeológicos, realizados nos piezômetros multiníveis instalados na área. O cálculo das condutividades hidráulicas foram realizados a partir do método de HVORLEV (1951).

Os ensaios efetuados nos piezômetros Tipo A caracterizaram as litologias da Unidade Superior, que engloba as Coberturas Indiferenciadas e o Siltito Alterado (Subgrupo Itararé). Já aqueles do Tipo B, estabeleceram as condutividades hidráulicas da Unidade Intermediária, onde predomina o Siltito São (Subgrupo Itararé).

Conforme análise estatística dos dados dos 36 ensaios realizados, a classe de condutividade hidráulica da ordem de $5,8 \times 10^{-4}$ cm/s é a mais frequente.

Porém, devido à divisão em duas unidades com características texturais diferenciadas, a Unidade Superior apresenta como classe mais freqüente a condutividade hidráulica aproxima-se da média aritmética que é de $8,0 \times 10^{-4}$ cm/s, com 16 ocorrências em 20 amostras, e para a Unidade Intermediária, a classe de $1,9 \times 10^{-4}$ cm/s, onde foram observadas 11 amostras para um total de 16.

Os valores para as classes mais freqüentes representam uma média do intervalo da classe estatística observada, destacando a diferença das condutividades hidráulicas entre as duas unidades, o que permite a distinção destas.

A **Tabela 3** apresenta os resultados obtidos para os ensaios de permeabilidade realizados nos piezômetros Tipo A, e para os do Tipo B os valores são mostrados na **Tabela 4**.

O mapa da **Figura 24** apresenta a distribuição em planta das condutividades hidráulicas da Unidade Superior, onde são registradas duas classes predominantes, de $2,34 \times 10^{-4}$ cm/s nas áreas topograficamente mais elevadas, meia encosta para cima, e nas porções mais baixas, da ordem de 10^{-5} cm/s, com valores de $4,01 \times 10^{-5}$ cm/s. Zonas de maior condutividade (10^{-3} cm/s) são registradas nos piezômetros PM05, PM09 e PM10. Estas variações estão associadas à presença de depósitos coluvionares (PM09) e lentes arenosas do Subgrupo Itararé (PM05 e PM10).

Para a Unidade Intermediária, a distribuição das condutividades hidráulicas apresenta predominância das ordens de grandeza de 10^{-5} cm/s, em praticamente

toda área, com valores da ordem de 10^{-4} cm/s no PM02, PM11 e PM16, e de 10^{-6} cm/s no PM04 (**Figura 25**). As diferenças encontradas estão associadas ao maior ou menor grau de fraturamento e/ou empastilhamento dos siltitos. Para esta pesquisa, foram considerados os valores predominantes de 4×10^{-5} cm/s.

Para a Unidade Inferior, estes coeficientes foram determinados a partir dos ensaios de perda d'água sob pressão, que mostraram ausência de circulação de água no intervalo do diabásio, indicando que estes podem ser considerados como substrato impermeável para o local estudado. Isto é evidenciado por alguns poços tubulares profundos secos, presentes nos locais onde predomina a ocorrência destas rochas.

Tabela 3. Condutividade Hidráulica (cm/s) dos Piezômetros Tipo A.

POÇO	X	Y	cond_hidr (cm/s)
PM01	281464.038	7484430.093	1.89E-04
PM02	281772.401	7484382.689	5.56E-04
PM04	281445.124	7484289.457	2.01E-04
PM05	281661.533	7484272.576	3.82E-03
PM06	281830.509	7484243.061	3.86E-05
PM07	281949.28	7484227.173	7.70E-04
PM08	281427.361	7484140.051	4.23E-04
PM09	281563.131	7484161.356	5.29E-05
PM10	281643.359	7484148.982	1.86E-03
PM11	281543.837	7483997.141	8.65E-05
PM12	281624.847	7484032.675	6.79E-05
PM13	281709.074	7484021.027	3.49E-04
PM14	281774.518	7483981.374	6.16E-05
PM15	281881.043	7483960.936	1.73E-04
PM16	281445.191	7483981.156	4.58E-05
PM21	281568.396	7483825.769	2.74E-05
PM24	281713.524	7484389.363	5.76E-04

Tabela 4. Condutividade Hidráulica (cm/s) dos Piezômetros Tipo B.

POÇO	X	Y	cond_hidr (cm/s)
PM01	281464.038	7484430.093	9.19E-05
PM02	281772.401	7484382.689	1.39E-04
PM04	281445.124	7484289.457	5.36E-06
PM05	281661.533	7484272.576	6.21E-05
PM06	281830.509	7484243.061	6.14E-05
PM07	281949.280	7484227.173	2.55E-05
PM08	281427.361	7484140.051	2.77E-05
PM09	281563.131	7484161.356	2.13E-05
PM11	281543.837	7483997.141	2.46E-04
PM12	281624.847	7484032.675	4.16E-05
PM13	281709.074	7484021.027	1.65E-05
PM14	281774.518	7483981.374	3.43E-05
PM15	281881.043	7483960.936	2.30E-05
PM16	281445.191	7483981.156	2.67E-04
PM18	281813.506	7483901.797	1.51E-05
PM20	281519.300	7483859.146	2.13E-05

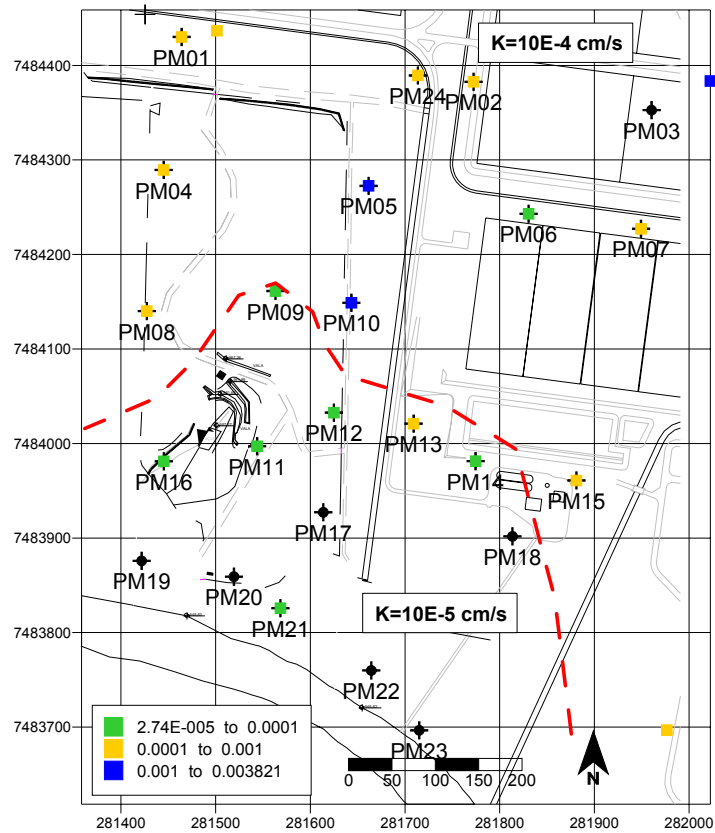


Figura 24. Distribuição das condutividades hidráulicas da Unidade Superior (valores expressos em cm/s).

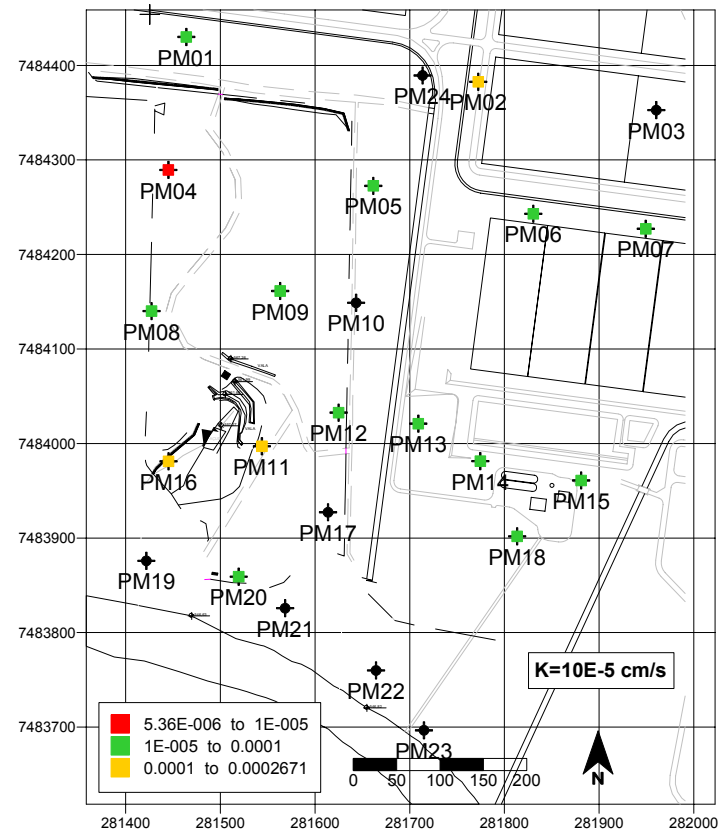


Figura 25. Distribuição das condutividades hidráulicas da Unidade Intermediária (valores expressos em cm/s).

5.2. POTENCIOMETRIA E FLUXO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

A implementação de um conjunto de piezômetros multiníveis na área, objetivou a observação dos níveis potenciométricos nas diferentes unidades litológicas constituintes do sistema hidrogeológico local e o entendimento das relações hidráulicas entre estas unidades.

Na **Tabela 5**, são mostradas as medições dos níveis d'água efetuadas em Janeiro e Agosto/2004, em todos piezômetros, exceto para o PM19 em Janeiro/2004.

A partir destes níveis, foi elaborado um mapa potenciométrico para os piezômetros do Tipo A (**Figura 26**), que compreende o horizonte da unidade Siltito Alterado.

O comportamento da superfície potenciométrica é concordante com a superfície topográfica, tendo direção de fluxo para o rio Atibaia, principal ponto de descarga da área, e que também é considerado como fluxo de base regional.

É observado neste mapa, que o gradiente hidráulico na porção norte da área é menor do que na porção sul, devido à variação da espessura saturada do aquífero, que é menor nas porções mais baixas (setor sul), e maiores nas áreas mais altas do terreno (norte), refletindo nas velocidades de fluxo, conforme mostrado pelo tamanho proporcional dos vetores indicados no mapa da **Figura 26**.

As inflexões na porção central da área, estão associadas às características hidráulicas pronunciadamente diferentes, e também pela presença de drenos escavados da base da meia encosta até as porções mais baixas da área de estudo.

De acordo com a análise da variação do nível d'água dos Poços Tipo A, entre os meses de Janeiro e Agosto/2004 (**Figura 27**), as maiores oscilações, de 1,0 a 1,7 metro, ocorrem no centro da área, englobando os piezômetros PM09, PM11 e PM12. Este fato se deve, provavelmente, ao adelgaçamento da zona saturada na porção imediatamente à jusante desta área, e também pela presença dos drenos, anteriormente citados.

Tabela 5. Medições dos níveis d'água de Janeiro e Agosto/2004 (valores em metros).

Poço	x	y	cota	Janeiro/2004						Agosto/2004						Variação jan/04 ago/04		
				Tipo A	Tipo B1	Tipo B2	cota NA Tipo A	cota NA Tipo B1	cota NA Tipo B2	Tipo A	Tipo B1	Tipo B2	cota NA Tipo A	cota NA Tipo B1	cota NA Tipo B2	Tipo A	Tipo B1	Tipo B2
PM01	281464.04	7484430.09	595.53	9.62	9.41	9.33	585.91	586.12	586.20	9.98	9.74	9.68	585.55	585.79	585.85	0.36	0.33	0.35
PM02	281772.40	7484382.69	598.00	9.14	-	10.76	588.86	-	587.24	9.81	-	11.36	588.19	-	586.64	0.67	-	0.60
PM03	281960.42	7484352.64	598.00	7.74	8.14	7.88	590.26	589.86	590.12	8.29	8.28	8.25	589.71	589.72	589.75	0.55	0.14	0.37
PM04	281445.12	7484289.46	591.60	9.03	8.98	10.42	582.57	582.62	581.18	9.85	9.78	11.00	581.75	581.82	580.60	0.82	0.80	0.58
PM05	281661.53	7484272.58	593.51	9.56	-	9.28	583.95	-	584.23	10.50	-	10.12	583.01	-	583.39	0.94	-	0.84
PM06	281830.51	7484243.06	595.63	9.37	-	9.20	586.26	-	586.43	10.13	-	10.12	585.50	-	585.51	0.76	-	0.92
PM07	281949.28	7484227.17	595.36	7.08	7.05	7.02	588.28	588.31	588.34	7.72	7.70	7.53	587.64	587.66	587.83	0.64	0.65	0.51
PM08	281427.36	7484140.05	578.36	5.22	5.23	5.24	573.14	573.13	573.12	6.95	7.08	6.96	571.41	571.28	571.40	1.73	1.85	1.72
PM09	281563.13	7484161.36	579.32	6.00	5.85	6.32	573.32	573.47	573.00	7.77	7.42	7.85	571.55	571.90	571.47	1.77	1.57	1.53
PM10	281643.36	7484148.89	585.32	7.27	-	7.28	578.05	-	578.04	8.70	-	8.72	576.62	-	576.60	1.43	-	1.44
PM11	281543.84	7483997.14	568.58	5.30	-	5.19	563.28	-	563.39	7.11	-	7.14	561.47	-	561.44	1.81	-	1.95
PM12	281624.85	7484032.68	579.97	6.46	-	6.46	573.51	-	573.51	8.14	-	8.10	571.83	-	571.87	1.68	-	1.64
PM13	281709.07	7484021.03	586.32	8.12	-	8.12	578.20	-	578.20	9.11	-	9.07	577.21	-	577.25	0.99	-	0.95
PM14	281774.52	7483981.37	590.71	9.90	-	9.79	580.81	-	580.92	10.84	-	10.72	579.87	-	579.99	0.94	-	0.93
PM15	281881.04	7483960.94	587.69	5.45	-	6.39	582.24	-	581.30	6.48	-	7.31	581.21	-	580.38	1.03	-	0.92
PM16	281445.19	7483981.16	555.85	1.60	-	1.50	554.25	-	554.35	1.50	-	1.80	554.35	-	554.05	-0.10	-	0.30
PM17	281613.73	7483927.25	573.81	-	-	13.06	-	-	560.75	-	-	14.90	-	-	558.91	-	-	1.84
PM18	281813.51	7483901.80	584.72	-	-	13.80	-	-	570.92	-	-	17.62	-	-	567.10	-	-	3.82
PM19	281421.81	7483875.87	550.27	-	-	-	-	-	-	2.48	-	-	547.79	-	-	-	-	-
PM20	281519.30	7483859.15	555.36	-	-	7.04	-	-	548.32	-	-	7.63	-	-	547.73	-	-	0.59
PM21	281568.40	7483825.77	551.10	0.80	-	-	550.30	-	-	1.64	-	-	549.46	-	-	0.84	-	-
PM22	281664.41	7483759.92	551.45	4.33	-	4.22	547.12	-	547.23	4.67	-	4.56	546.78	-	546.89	0.34	-	0.34
PM23	281715.01	7483696.61	549.66	2.32	-	-	547.34	-	-	2.98	-	-	546.68	-	-	0.66	-	-
PM24	281713.52	7484389.36	595.77	7.98	-	8.65	587.79	-	587.12	9.34	-	9.49	586.43	-	586.28	1.36	-	0.84

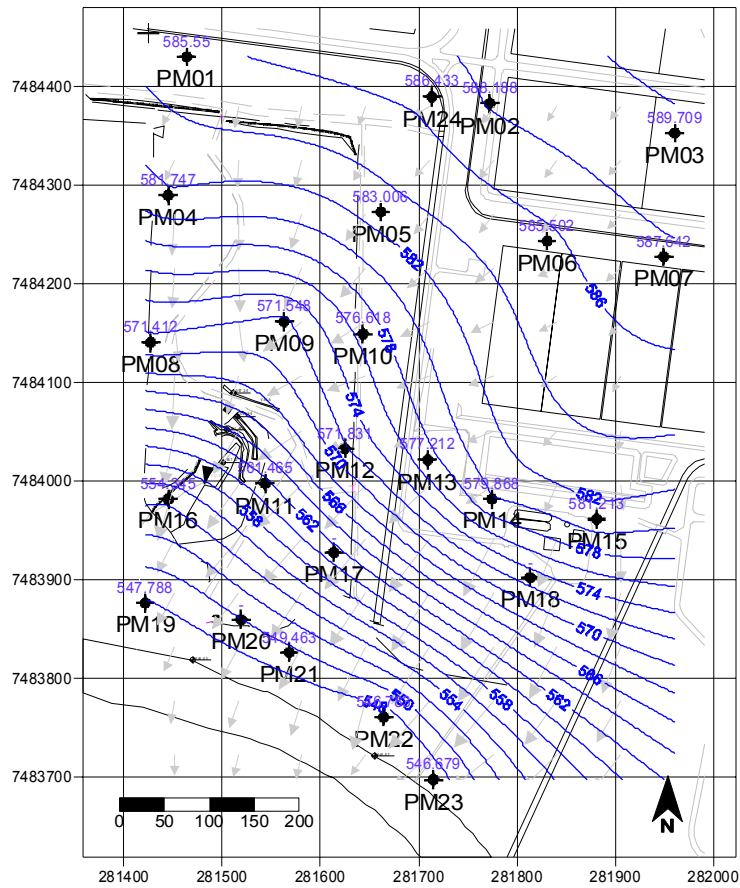


Figura 26. Mapa Potenciométrico dos Piezômetros Tipo A (cargas hidráulicas em metros).

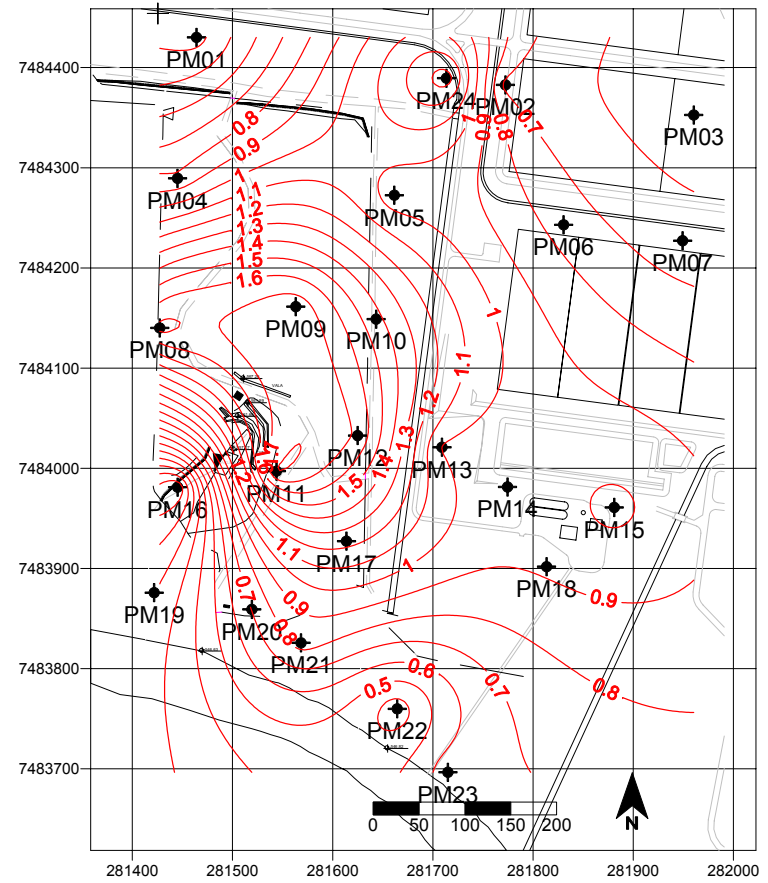


Figura 27. Mapa de oscilação do nível d'água (valores em metros).

Nos poços PM16 e PM22, as variações dos níveis, que são da ordem de 0,5 metro, estão relacionadas ao comportamento hidrogeológico distinto entre os sedimentos aluvionares da várzea do rio Atibaia e o Siltito São, bem como pela presença marcante do leito deste rio.

As seções hidrogeológicas apresentadas na **Figura 28** mostram a distribuição das unidades aqui estabelecidas, bem como as condições de fluxo em corte, mostrando que este é concordante com a superfície topográfica da área e com a topografia da Unidade Inferior.

Devido às diferenças de condutividade hidráulica das unidades, as linhas isotenciométricas podem apresentar inflexões ocasionadas pelo efeito da refração do fluxo da água subterrânea, conforme mostrado em diversas publicações como BEAR (1972), FREEZE & CHERRY (1979), CUSTÓDIO & LLAMAS (1996), FETTER (2001), entre outros.

A interface entre as zonas saturada e não-saturada e o contato com o substrato impermeável apresentam fluxo paralelo às mesmas, onde ocorrem algumas inflexões das curvas isotenciométricas.

O aquífero em questão, para toda sua espessura saturada apresenta comportamento livre, registrado pela variação pouco significativa entre os níveis d'água em todos os conjuntos de piezômetros multiníveis.

A condição de fluxo ausente registrada nos diabásios, pela execução dos ensaios de perda d'água sob pressão, estão associadas também com as características do fluxo regional, em que alguns poços perfurados em áreas exclusivamente compostas por estas rochas, não apresentaram nível d'água e, ainda, outros que apresentam captação exclusiva em zonas fraturadas, o que torna o fluxo limitado à ocorrência destas zonas.

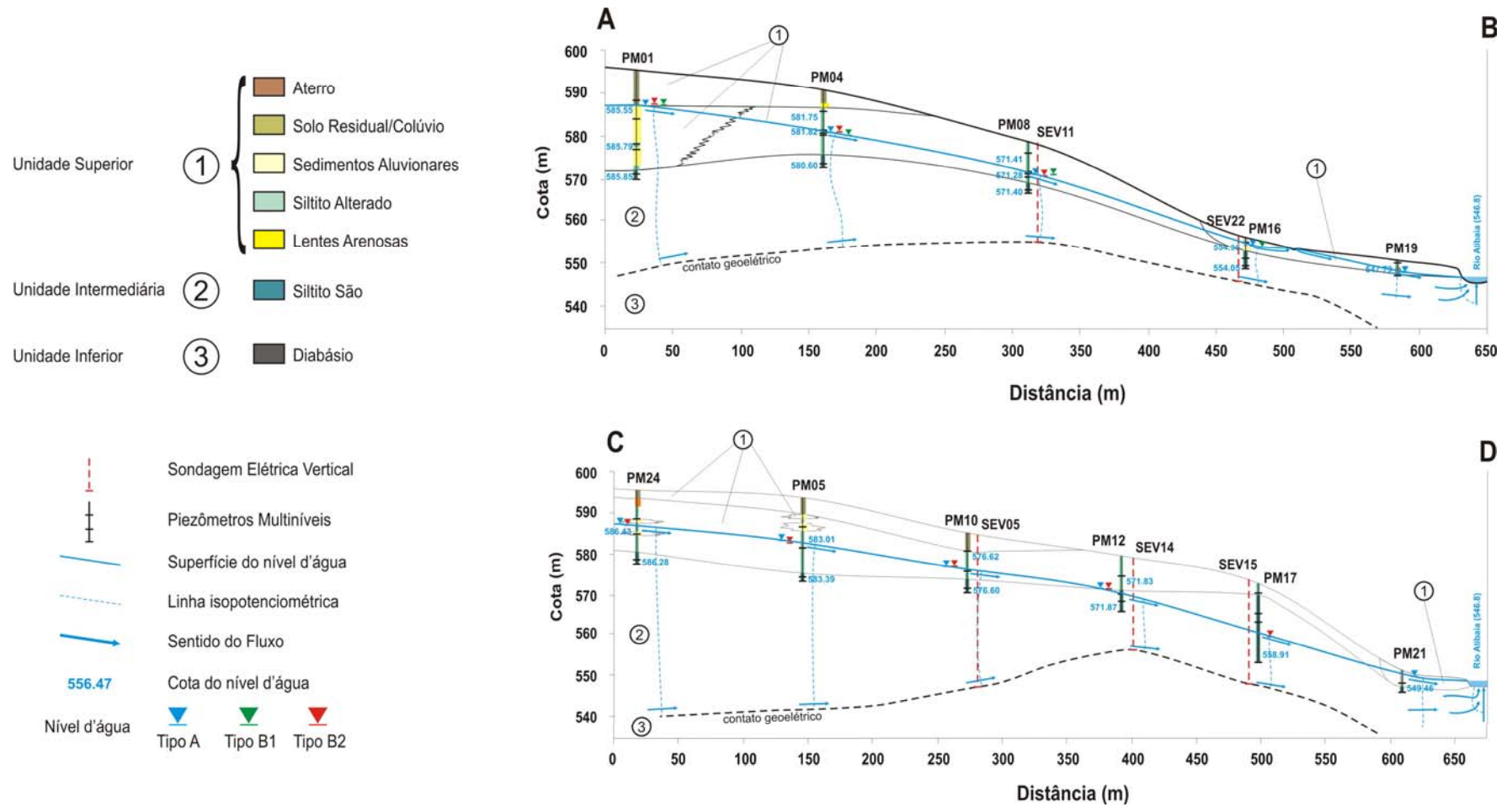


Figura 28. Seções Geológico-Hidrogeológicas Locais A-B e C-D.

5.3. PLUVIOMETRIA

De acordo com os dados da série histórica registrada pela estação pluviométrica existente no local, temos que a média da precipitação anual acumulada é de 1.363 mm/ano.

O padrão de chuvas da área apresenta dois períodos distintos, onde são observados momentos com maiores precipitações, que ocorrem entre os meses de Novembro e Março, com os maiores valores acumulados mensais nos meses de Janeiro (**Gráfico 4**). Este padrão é observado para todo o período analisado de Janeiro/1992 a Dezembro/2003 (**Gráfico 5**).

Outro período bem delimitado, de Maio a Agosto, está relacionado aos meses de estiagem, onde ocorrem os menores índices mensais de precipitação acumulada, chegando a registrar valores nulos, principalmente nos meses de Junho e Julho.

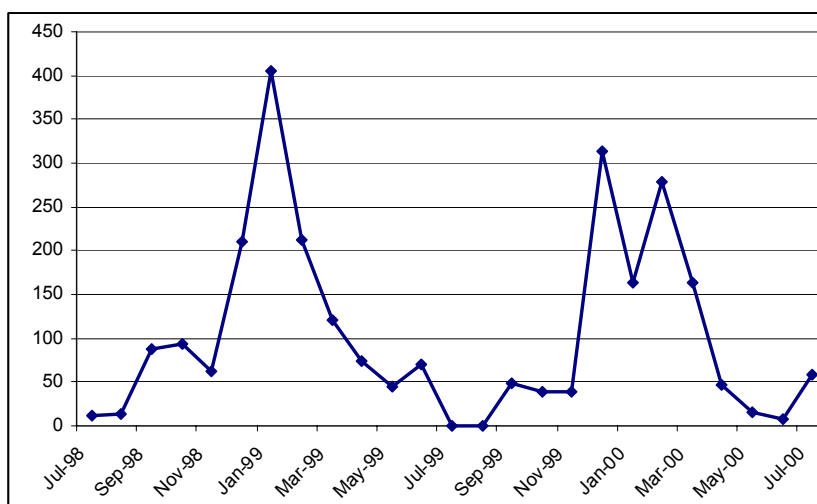


Gráfico 4. Índices Pluviométricos de jul/98 a jul/00, mostrando os maiores valores para período de Novembro a Março.

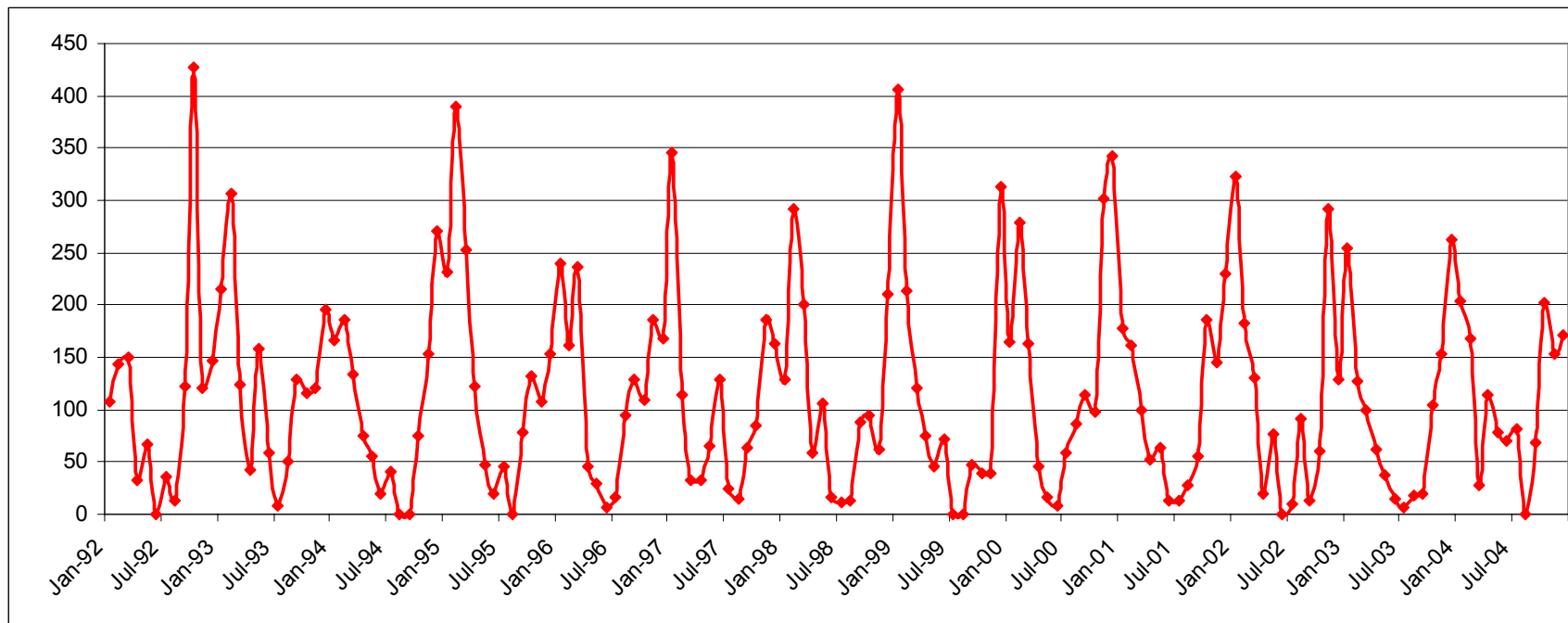


Gráfico 5. Série histórica pluviométrica da estação local (jul/92 a dez/04).

A comparação entre os índices pluviométricos e os níveis d'água medidos nos piezômetros (**Gráfico 6**) mostra que:

- ✓ para a Unidade Superior, onde predominam as litologias com maiores condutividades hidráulicas, e a espessura da zona saturada é maior (**Figura 28**), os níveis d'água dos piezômetros PM05, PM09 e PM24, apresentam o mesmo comportamento, com oscilação de no máximo 2,0 metros, com um atraso da resposta de oscilação em relação ao índice pluviométrico maior;
- ✓ em alguns locais da Unidade Intermediária, onde predomina o afloramento dos siltitos são, com baixos valores de condutividade hidráulica, a variação do nível d'água pode atingir até aproximadamente 4,0 metros, com resposta praticamente imediata à ocorrência da chuva (PM18), tanto na ascensão como no rebaixamento do mesmo, provavelmente associado às diferenças textural e estrutural destes;
- ✓ para as áreas de várzea, os níveis d'água praticamente não apresentam oscilação (PM16), provavelmente porque constituem reservatório de descarga das unidades localizadas a montante e por serem sustentadas pelo Rio Atibaia, fluxo de base da região.

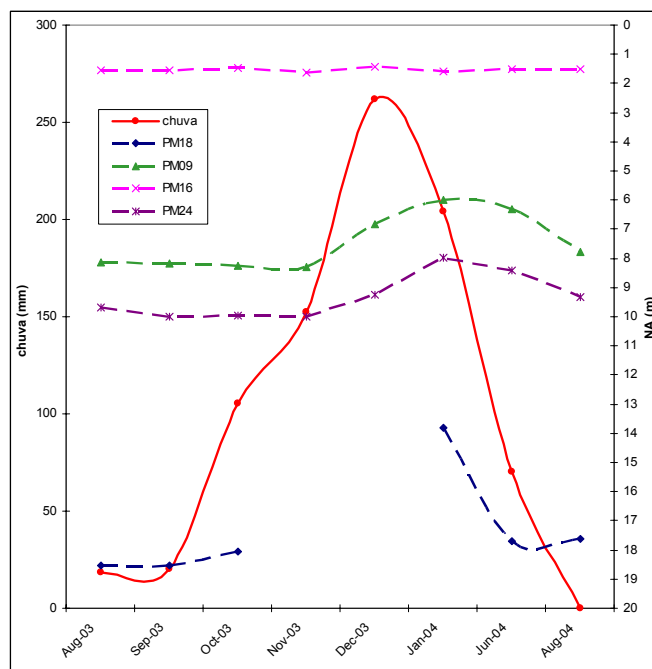


Gráfico 6. Nível d'água dos piezômetros PM09, 16, 18 e 24 (valores em metros) e Índice Pluviométrico Mensal Acumulado (valores em mm).

6. SIMULAÇÃO NUMÉRICA

De posse das informações acima descritas e da análise das propriedades hidráulicas do meio, é aqui apresentada a simulação numérica do fluxo da água subterrânea, utilizada para o aprimoramento do modelo hidrogeológico conceitual local, através do rearranjo da distribuição das propriedades hidráulicas da área, dando continuidade aos estudos publicados por ALBERTO & CHANG (2003), que apresentaram aspectos preliminares das investigações realizadas e uma primeira aproximação da simulação numérica da área de estudo, utilizando o *software FEFLOW*.

As simulações foram realizadas em regime permanente, sendo registrados aqui os passos iniciais e finais de simulação constantes do processo de calibração, mostrando a evolução do aprimoramento desejado, através do processo de calibração estruturada de YEH & MOCK (1996), para ambos os *softwares* (*Visual MODFLOW* e *FEFLOW*).

6.1. MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

Com base no quadro hidroestratigráfico regional e local, estabelecido anteriormente, e no comportamento hidrodinâmico das unidades observadas, foi estabelecido o modelo hidrogeológico conceitual local, conforme apresentado nas **Figuras 29** e **Figura 30**, onde são observadas as condições de contorno estabelecidas, e as relações hidráulicas entre as unidades hidroestratigráficas existentes.

Este modelo compreende 3 unidades hidroestratigráficas principais, em concordância com aquelas estabelecidas na caracterização hidrogeológica local, sendo:

- ✓ Unidade Superior (1) - constituída de 2 sub-unidades, divididas em Unidade Superficial e Siltito Alterado, que compreendem a porção superior da zona saturada, contemplando a interface desta com a zona não-saturada.

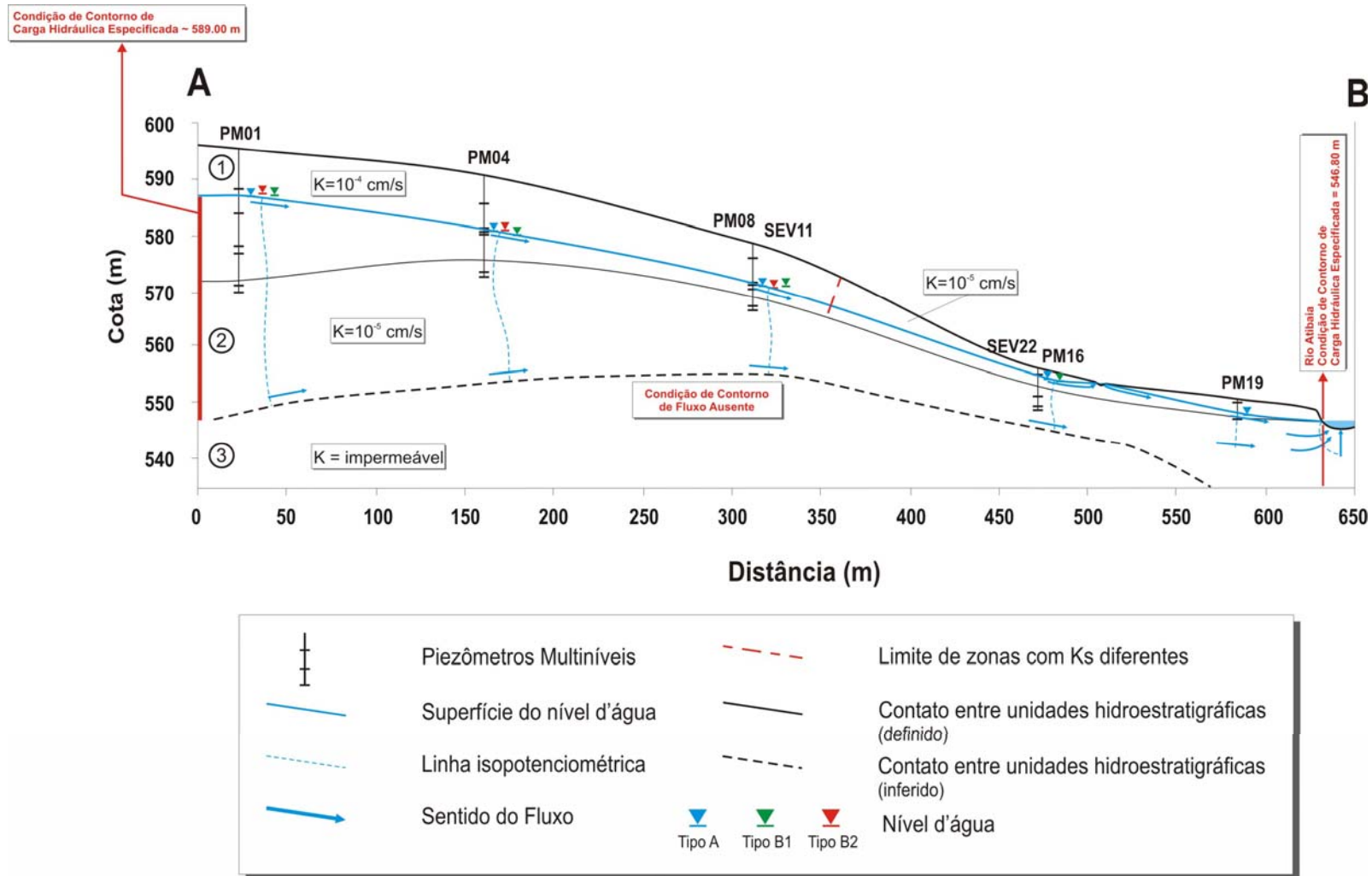


Figura 29. Seção do Modelo Hidrogeológico Conceitual do Local de Estudo.

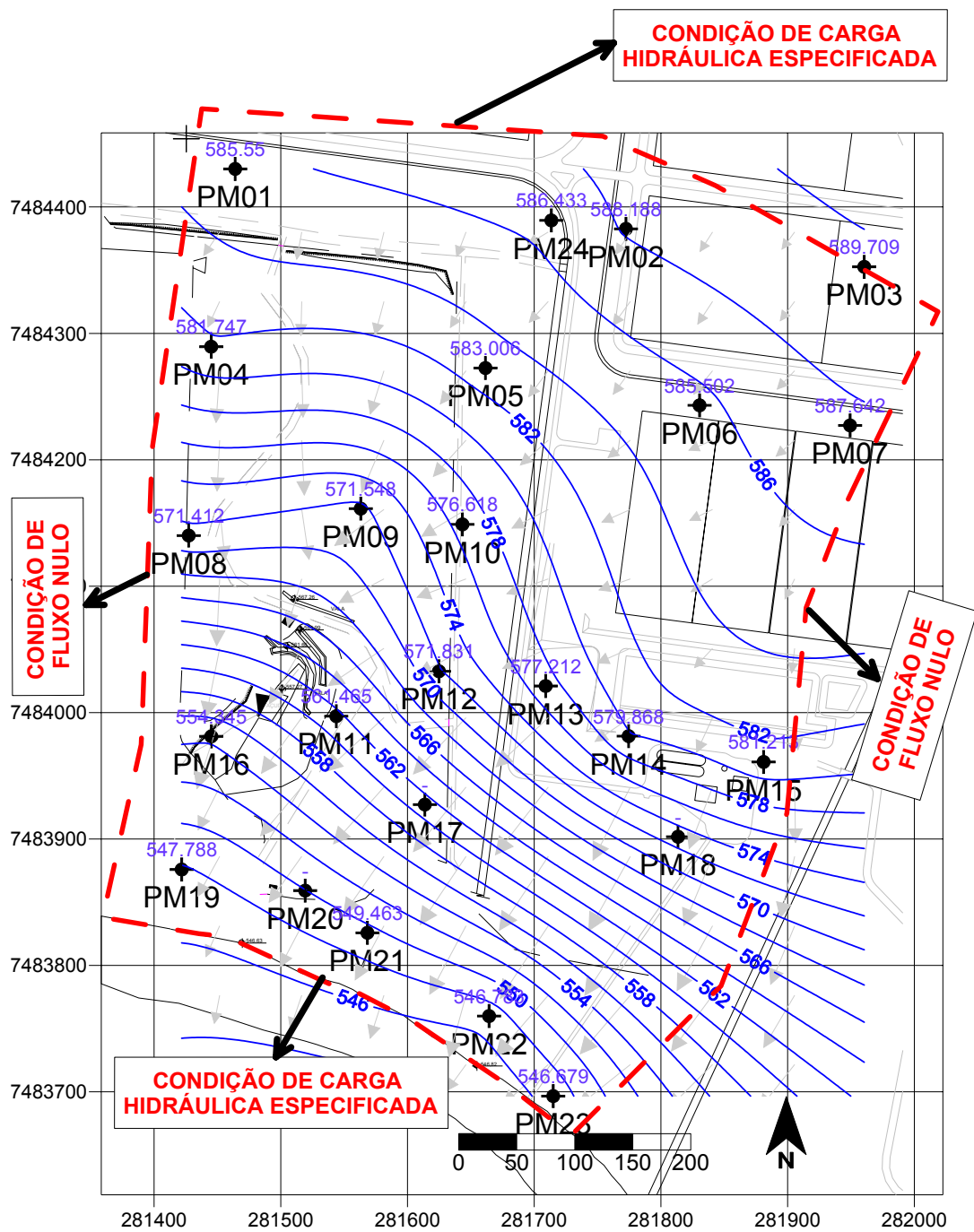


Figura 30. Distribuição em planta das condições de contorno do modelo hidrogeológico conceitual.

- ✓ Unidade Intermediária (2) - contempla a Unidade Siltito São, que é composta por siltitos, argilitos e ritmitos, em contato abrupto com as unidades superiores e subjacentes; é considerada como saturada por água, cujo fluxo ocorre predominantemente em fraturas e poros secundários, provavelmente associados à dissolução da matriz argilosa e de grãos.
- ✓ Unidade Inferior (3) - compreende a porção do aquífero onde a circulação de água subterrânea é relativamente limitada, assumindo muitas vezes características impermeáveis; é constituída por soleiras de diabásio da Formação Serra Geral; o fluxo limitado também é indicado pela presença de poços tubulares profundos secos durante sua perfuração, conforme informações obtidas nos bancos de dados do DAEE e CPRM/SIAGAS.

6.1.1. Propriedades Hidráulicas

A distribuição das propriedades hidráulicas se baseou nos ensaios hidrogeológicos realizados, estabelecendo que:

- ✓ a unidade superior apresenta duas zonas com condutividades hidráulicas diferenciadas, sendo uma na porção superior da área, a partir do seu centro, com valores de K, pela média geométrica, de $2,34 \times 10^{-4}$ cm/s, e a porção jusante de $4,01 \times 10^{-5}$ cm/s;
- ✓ a unidade intermediária apresentou uniformidade relativa dos valores de K, sendo usado o valor da média geométrica de $4,01 \times 10^{-5}$ cm/s;
- ✓ a unidade inferior apresentou ausência de fluxo, quando da realização dos ensaios de perda d'água sob pressão, o que a caracteriza como substrato impermeável local, sendo considerada como condição de contorno de fluxo nulo, na base do aquífero;
- ✓ as unidades superior e intermediária apresentam variações dos valores de condutividade hidráulica, associadas às variações texturais e estruturais, ajustadas no processo de calibração.

A distribuição das zonas de condutividades hidráulicas diferenciadas da Unidade Superior é apresentada na **Figura 24**, sendo este o cenário inicial para a realização das simulações.

As condutividades hidráulicas apresentadas compreendem ambas direções horizontais (K_x e K_y), sendo considerada relação de 0,1 para aquelas com direção vertical (K_z).

6.1.2. Condições de Contorno

As condições de contorno foram estabelecidas com base nas características hidrodinâmicas da área.

No limite norte do domínio, a condição de contorno foi estabelecida como de Tipo I (Dirichlet), com carga hidráulica especificada de 589,0 metros, em virtude de não existir feição ou estrutura física que permitisse a adoção de outro tipo, sendo que este valor se baseou no mapa potenciométrico da **Figura 26**.

O limite representado pelo rio Atibaia foi considerado como condição específica do software *MODFLOW*, representada pelo módulo *RIVER* (com elevação de 546,8 m). Este valor foi considerado constante para toda extensão do rio, pois a variação da cota do nível deste não apresenta diferenças significativas.

Esta condição, para as simulações realizadas com o *FEFLOW*, foi representada por condição de contorno do Tipo I, com valor de 546,8 metros.

Para os limites laterais foi utilizada condição de contorno Tipo II (fluxo especificado), considerando fluxo nulo, o qual foi traçado através dos vetores de fluxo da área, em uma linha paralela a estes (**Figuras 26 e 30**), que conduz o fluxo ao paralelismo com as linhas estabelecidas.

Condições de contorno alteradas ou inseridas durante o desenvolvimento do processo de calibração serão apresentadas após a descrição dos resultados da simulação, como adequação ao modelo hidrogeológico conceitual estabelecido.

6.2. RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES

6.2.1. Simulações Iniciais

As primeiras simulações foram realizadas pelo modelo hidrogeológico conceitual inicial mostrado anteriormente, para verificar qual seria a distribuição inicial das cargas hidráulicas calculadas. Estas eram então comparadas às cargas hidráulicas observadas, verificando as divergências encontradas na distribuição das

linhas isopotenciométricas, mostradas pela curva de ajuste. As malhas utilizadas nestas simulações são observadas nas **Figuras 31 e 32**, respectivamente para *Visual MODFLOW* e *FEFLOW*. Os grids para o primeiro caso foram estabelecidos em malha retangular uniforme, com refinamento nas proximidades de condições de contorno no interior do domínio do modelo. Para o caso do método dos Elementos Finitos, foi utilizada técnica de geração de grid com elementos prismáticos de base triangular, existente no *software* utilizado (*FEFLOW*), *Mesh Delaunay*, com refinamento de baixo nível, em elementos internos ao domínio do modelo.

Como observado, o modelo hidrogeológico conceitual já apresentara semelhança significativa com o padrão observado em campo (**Figuras 33 e 34**), com coeficiente de correlação de 97,2 % (**Gráfico 7**), para o *Visual MODFLOW*, e de 91,7 % para o *FEFLOW* (**Gráfico 8**)

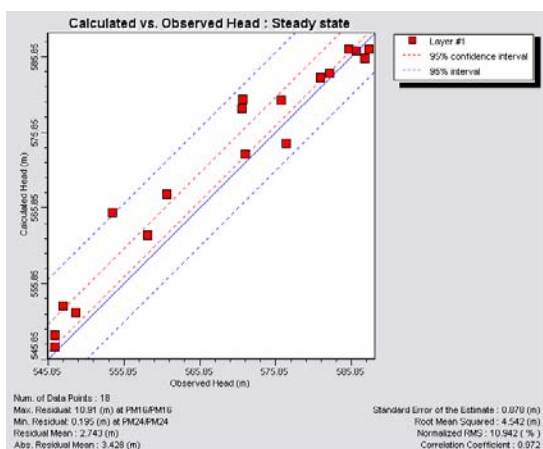


Gráfico 7. Curva de ajuste da simulação numérica inicial com *Visual MODFLOW*.

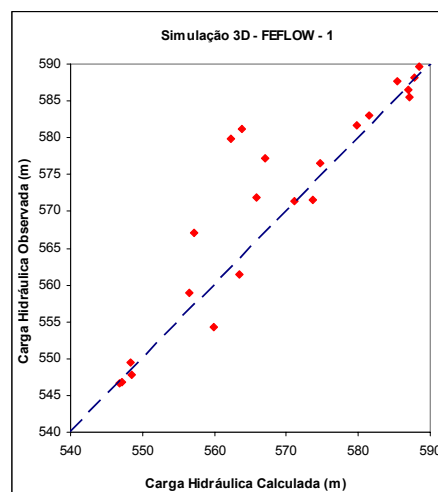


Gráfico 8. Curva de ajuste da simulação numérica inicial com *FEFLOW*.

A área com maior divergência entre os valores está situada no centro do local de estudo, com peculiaridades hidrogeológicas e litológicas que serão consideradas durante o processo de calibração deste modelo. Esta área engloba os piezômetros PM09, PM10, PM11 e PM16, influenciada sobremaneira pela captação de águas através dos drenos e por diferenças litológicas, ambos não considerados para as condições iniciais. O **Gráfico 7** mostra os pontos afastados da linha de ajuste, porém já inseridos no intervalo de 95% referentes aos resíduos obtidos nesta simulação.

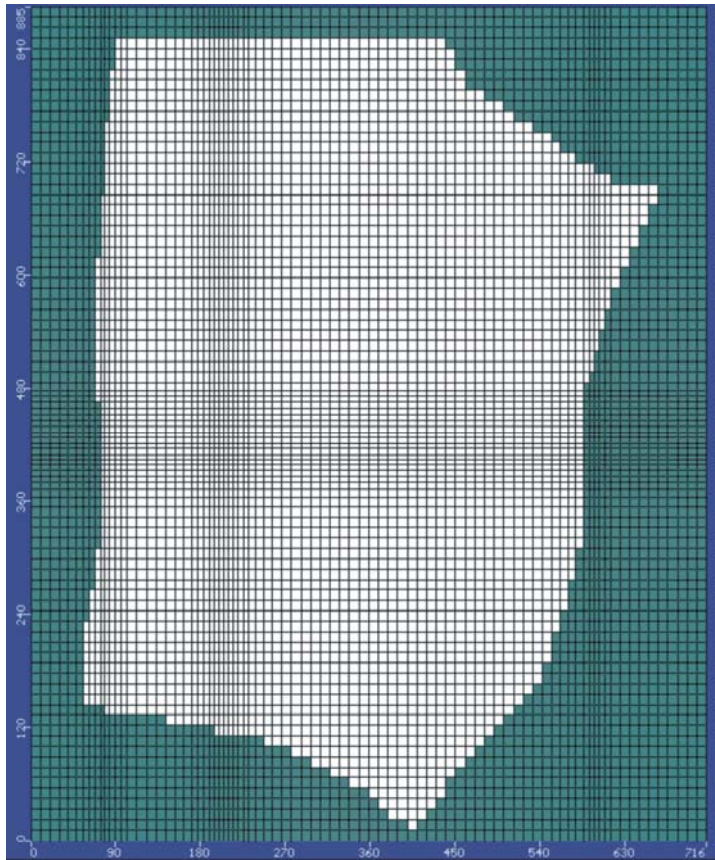


Figura 31. Grid de diferenças finitas estabelecido para as simulações iniciais realizadas com *Visual MODFLOW*.

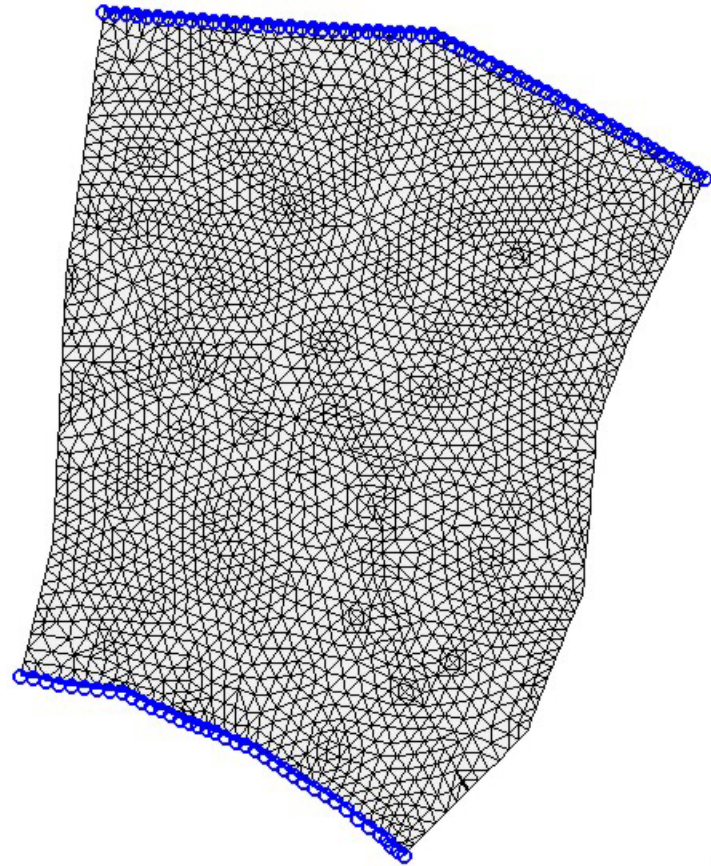


Figura 32. Malha de Elementos Finitos estabelecida para as simulações iniciais realizadas com *FEFLOW*.

Para o *FEFLOW*, duas zonas apresentaram maiores divergências, sendo uma destas coincidentes com aquelas onde ocorreram células secas na simulação do *Visual MODFLOW*, e a outra onde estão localizados os piezômetros PM08, PM09, PM11 e PM16, coincidente com a área central apresentada pela simulação acima. Neste caso, a curva de ajuste (**Gráfico 8**) apresentou menor coincidência entre os pontos divergentes, pois foram comparados todos os dados que não foram considerados acima, mostrando maior aproximação das áreas que necessitam de ajustes das condições hidrogeológicas.

As inflexões que ocorrem nas linhas isopotenciométricas, conforme medições obtidas em campo e mostradas no mapa potenciométrico local (**Figura 26**), não são observadas nas condições atribuídas para as simulações iniciais, sendo incluídos elementos hidrogeológicos para realização dos passos de calibração da simulação inicial, para verificar a real influência destes elementos nas condições hidrogeológicas da área de estudo.

Com estas observações se verifica a necessidade de ajustes do modelo hidrogeológico conceitual, com a alteração da distribuição das propriedades hidráulicas do meio, conferidas pela complexa distribuição da litologia local, bem como pela inserção de condições de contorno no interior do domínio, representada pelos drenos existentes, coincidentes com as áreas onde foram encontrados os maiores resíduos, ou seja, a diferença entre o valor calculado e o valor observado, obtidos por ambas simulações.

Para o *FEFLOW*, além daquela já indicada pela simulação com o *Visual MODFLOW*, a área que apresentou maiores resíduos foi aquela onde estão localizados os piezômetros PM13, PM14, PM15, PM17 e PM18, onde são observadas as menores condutividades hidráulicas da área e menores espessuras da Unidade Superior.

É importante registrar que esta área, para a simulação realizada com o *Visual MODFLOW*, apresentou células secas, e que provavelmente apresentariam as mesmas divergências encontradas pela simulação com o *FEFLOW*, se esta condição não tivesse ocorrido. Porém, os dados de calibração destes pontos (PM13, PM14, PM15, PM17 e PM18), não foram considerados pelo *Visual MODFLOW*, para a construção da curva de ajuste, o que pode gerar um coeficiente de correlação aparente para este.

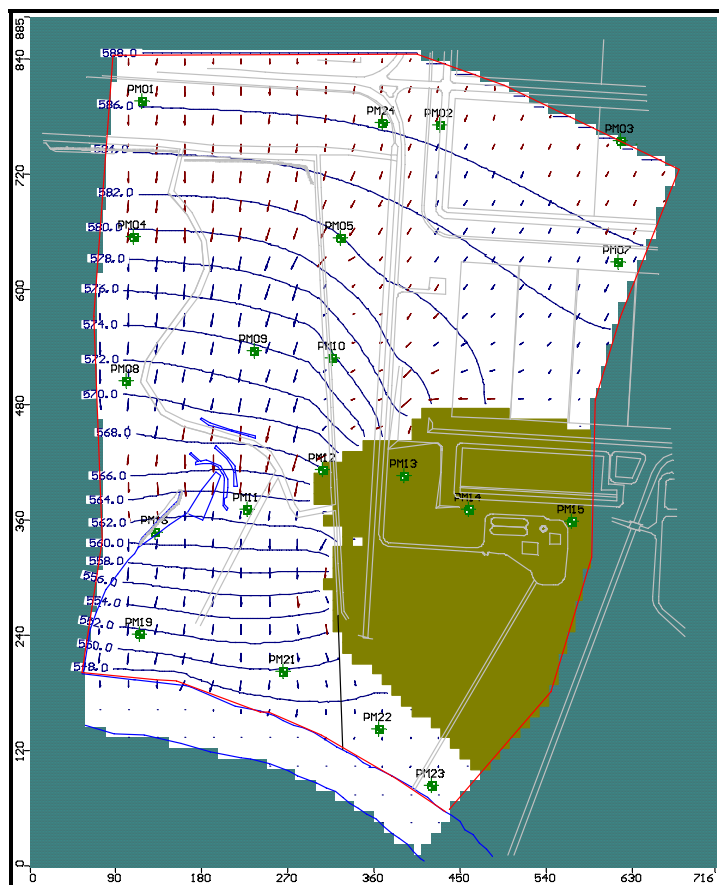


Figura 33. Mapa de distribuição das cargas hidráulicas calculadas pela simulação inicial realizada com *Visual MODFLOW*. Em verde são representadas as células inativas, e em ocre, as células secas.

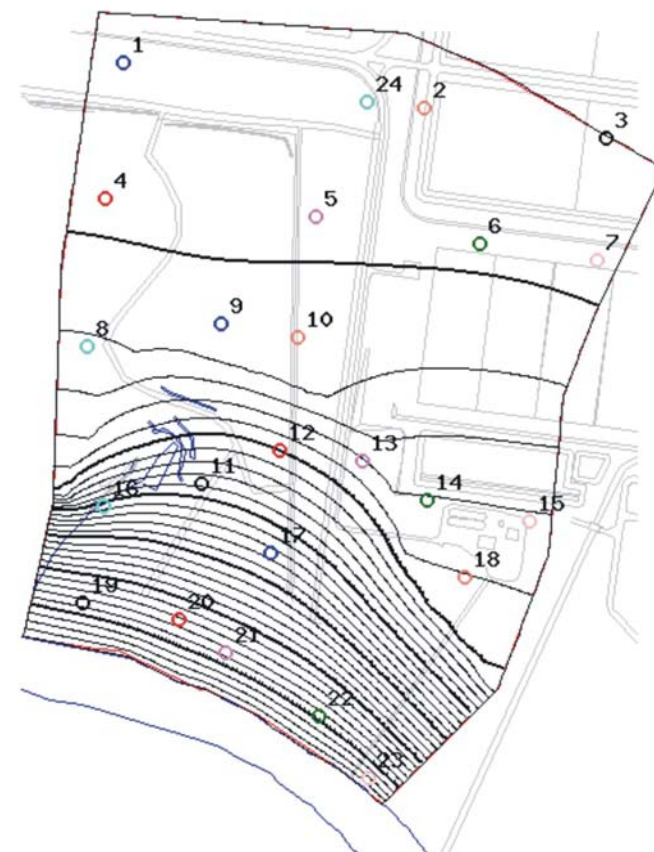


Figura 34. Mapa de distribuição das cargas hidráulicas calculadas pela simulação inicial realizada com *FEFLOW*.

Com a análise de ambos os resultados acima, foi verificado que o modelo conceitual inicial subsidiou, com bastante precisão, a entrada dos dados para representar, inicialmente, as condições locais de fluxo. Claramente, as curvas isopotenciométricas apresentaram fluxo concordante com a topografia, e refrações concordantes com as diferentes condutividades hidráulicas atribuídas, descritas pelo modelo hidrogeológico conceitual.

6.2.2. Calibração

Este item descreve as condições finais de calibração do modelo, onde são observados os resultados simulados por meio de mapas e seções, obtidos diretamente dos *softwares* utilizados.

O processo de calibração foi realizado pelo método de tentativa-e-erro (*trial-and-error*), seguindo uma aproximação da calibração estruturada de YEH & MOCK (1996), baseada na distribuição dos pontos da curva de ajuste.

A seguir são apresentados somente os resultados da última simulação para cada *software*, estabelecidos a partir da análise da respectiva curva de correlação e pela análise de sensibilidade de alteração dos parâmetros. Esta análise auxiliou a busca do resultado que mais se aproximasse das condições locais de fluxo, sem que houvesse a necessidade da realização de inúmeros passos de simulação, avaliando os resultados numérica e visualmente, comparando-os àqueles apresentados no mapa potenciométrico observado.

6.2.2.1. Visual MODFLOW

As condições de contorno do limite do modelo foram mantidas em relação às simulações iniciais, exceto o formato do limite Nordeste, o qual foi levemente curvado para acompanhar as inflexões observadas nas curvas potenciométricas (**Figura 35**).

A condição de carga hidráulica especificada na porção Norte da área foi simulada com valor de 589,0 metros, e a porção Sul foi simulada como rio, utilizando o módulo *RIVER* para representar o rio Atibaia, com elevação do nível d'água de 546,8 metros.

Outra característica incluída como condição de contorno foi a presença dos drenos situados na porção central da área, simulados através do módulo *DRAIN*, específico do *MODFLOW*.

Estes dois pacotes representam a condição de contorno tipo III.

A distribuição das condições de contorno utilizadas é observada nas **Figuras 35 e 36**.

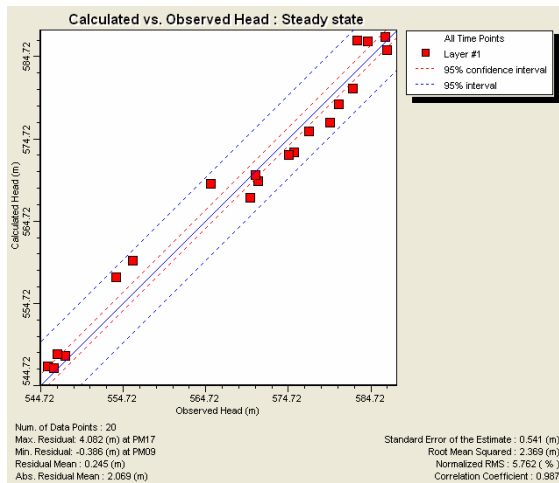


Gráfico 9. Curva de ajuste da simulação numérica calibrada com *Visual MODFLOW*.

Como se observa no **Gráfico 9**, que representa a curva de ajuste final para esta simulação, os pontos apresentam melhor ajuste à curva de correlação, com um bom coeficiente de correlação de 98,7 %, incluindo os pontos onde haviam ocorrido células secas.

Apesar de haver algumas discrepâncias em alguns pontos, a distribuição das linhas isopotenciométricas apresenta maior conformidade com os dados observados

em campo, conforme se observa no mapa de isopotenciometria simulada (**Figura 37**).



Figura 35. Distribuição em planta das condições de contorno (*Visual MODFLOW*).

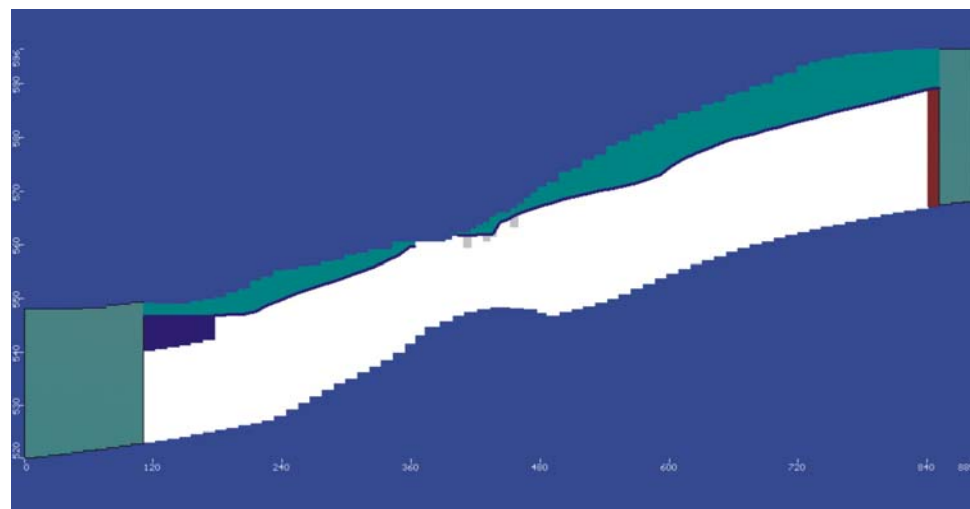


Figura 36. Seção transversal (linha tracejada no mapa ao lado), mostrando as condições de contorno para simulação final com *Visual MODFLOW*.

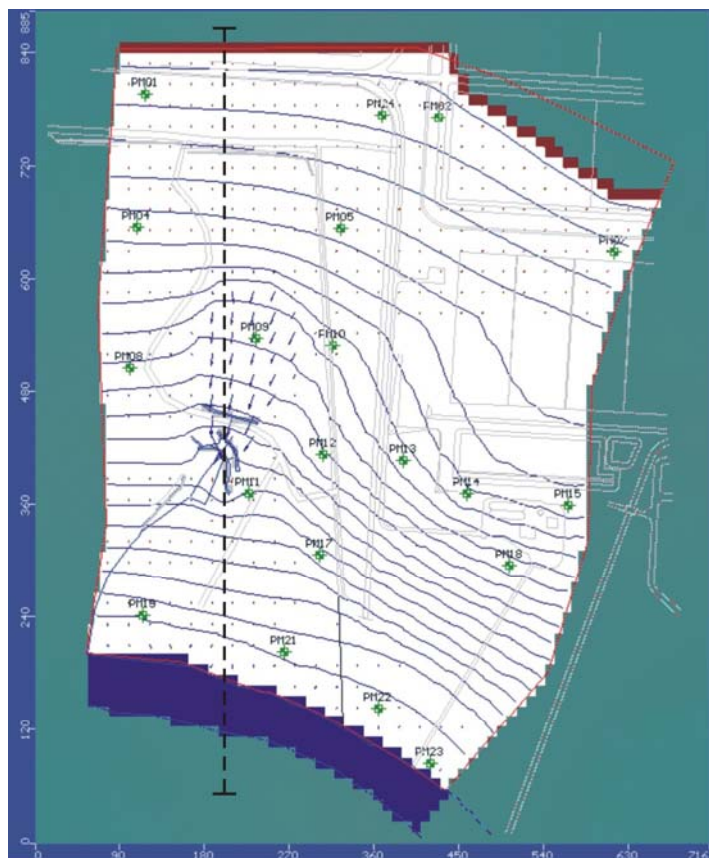


Figura 37. Mapa potenciométrico final resultante da simulação com *Visual MODFLOW*.

As células secas foram solucionadas através da utilização do pacote acoplado ao *MODFLOW 2000*, de ressaturação de células (*Rewetting*). Os parâmetros utilizados para esta simulação atribuíram à carga hidráulica, o valor da cota da base da respectiva camada, a qual também necessitou ser alterada, com o aumento das cotas em aproximadamente 1,5 a 2,0 metros, predominantemente na porção leste da área, visando minimizar a diferença entre os valores simulados e os valores calculados, permitindo que nestas células houvesse a ocorrência de fluxo.

Para se obter a calibração, as condutividades hidráulicas também foram alteradas, predominantemente para a camada superior, onde foram registradas as maiores diferenças entre estes valores na faixa central.

Os valores atribuídos para as porções norte e sul da área foram mantidos em suas respectivas ordens de grandeza, de 10^{-4} cm/s e 10^{-5} cm/s, sendo que para a primeira os valores não foram alterados e para a segunda foram necessários alguns ajustes.

Imediatamente adjacente ao rio Atibaia, foi incluída uma zona de condutividade hidráulica de $8,0 \times 10^{-4}$ cm/s, devido à presença de sedimentos aluvionares, depositados pelo próprio rio Atibaia, que são predominantemente constituídos por areias inconsolidadas.

Já na porção central, foram realizadas as maiores alterações desta propriedade, em virtude da diversidade litológica aí existente. Estas variações foram representadas por 3 zonas distintas, sendo que a faixa principal tem valor da ordem de 10^{-5} cm/s, diferindo apenas em seus valores (**Figuras 38, 39 e 40**).

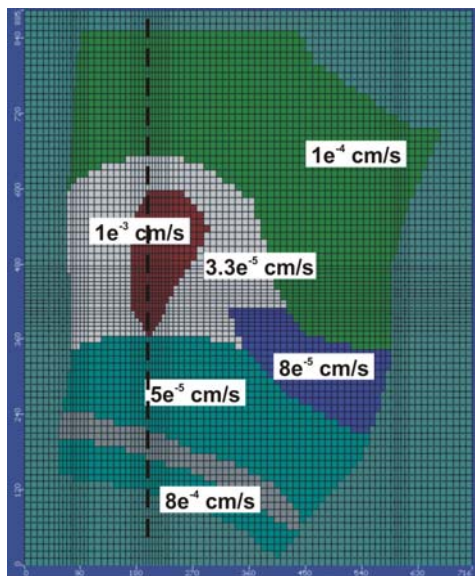


Figura 38. Distribuição das condutividades hidráulicas da camada superior após simulação final com *Visual MODFLOW*.

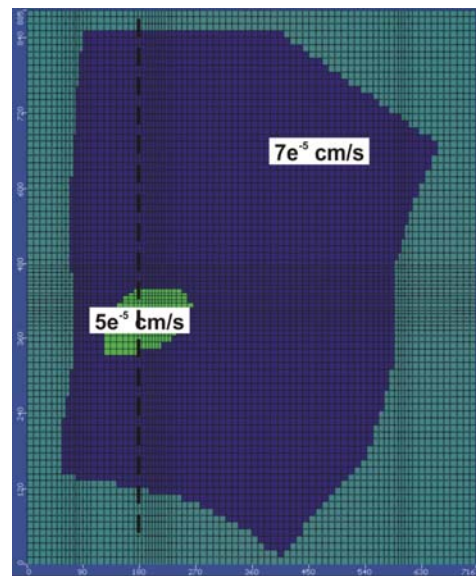


Figura 39. Distribuição das condutividades hidráulicas da camada intermediária após simulação final com *Visual MODFLOW*.

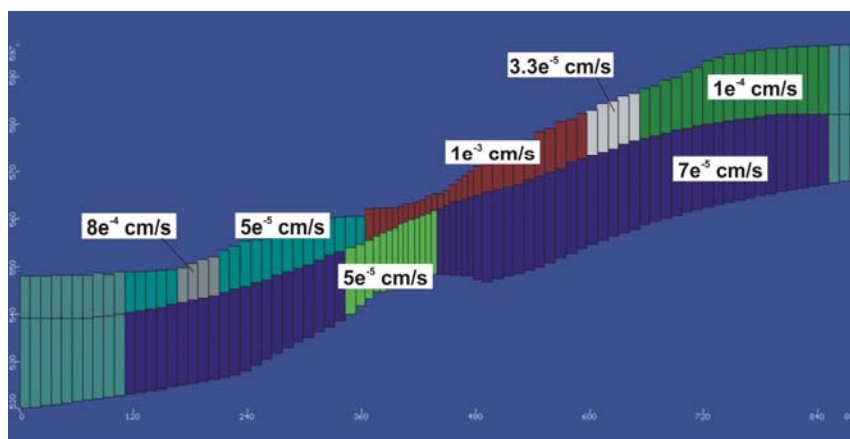


Figura 40. Seção transversal mostrando a distribuição das condutividades hidráulicas após simulação final pelo *Visual MODFLOW*.

É importante salientar a presença de uma porção com valores extremamente altos em relação às demais de, 1×10^{-3} cm/s, associados à presença de colúvios na Unidade Superior.

Na Unidade Intermediária, o valor da condutividade hidráulica foi estabelecido em 7×10^{-5} cm/s, um pouco maior em relação ao modelo inicial concebido, com uma zona, situada abaixo dos drenos, com valores pouco menores, de 5×10^{-5} cm/s.

As condições de fluxo mostradas na seção da **Figura 41** registram a ocorrência de fluxo ascendente, tanto na condição estabelecida para o rio Atibaia, como para aquelas dos drenos (vide detalhes da **Figura 41**), o que comprova que estes últimos são pontos de descarga pronunciados, haja vista a vazão de ocorrência constante aí observada, durante todo período de levantamento, ocasionando as inflexões das curvas isotenciométricas.

A diferença entre os gradientes hidráulicos, das porções de montante e jusante, a partir de meia encosta, é provocada por diversos fatores, como: a) variação da espessura da zona saturada; b) diferenças da condutividade hidráulica, marcada pela variação litológica da área; e c) subordinadamente, podem estar associados ao grau de fraturamento das unidades litológicas Siltito Alterado e Siltito São.

As inflexões registradas no mapa potenciométrico, predominantemente na porção central da área, estão associadas à combinação entre a descarga existente nos drenos e a maior condutividade hidráulica desta porção, sendo observado fluxo ascendente localizado, corroborando a condição destes como pontos locais de descarga, fazendo com que o fluxo apresente convergência para esta zona (vide detalhe da **Figura 41**).

Em virtude das semelhanças descritas acima, é possível afirmar que o modelo hidrogeológico conceitual estabelecido inicialmente, aliado aos passos de calibração realizados, representam, de forma bastante precisa, as condições de ocorrência de fluxo local. A distribuição final das condutividades hidráulicas representa as variações litológicas observadas durante a realização dos trabalhos de campo.

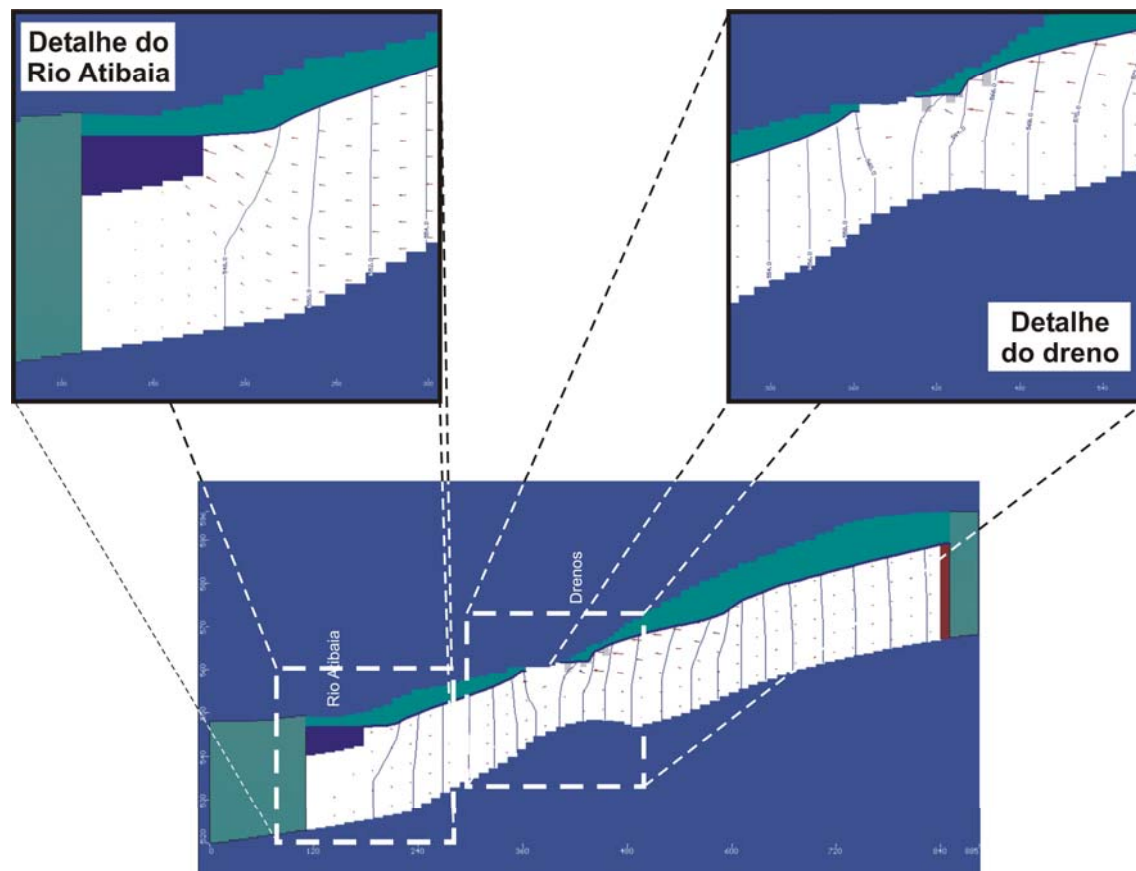
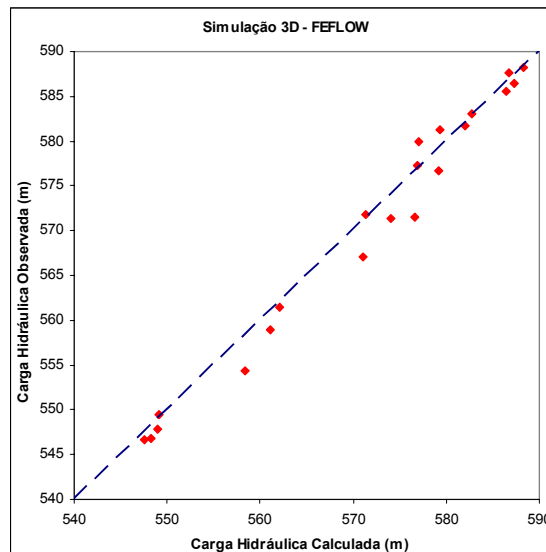


Figura 41. Seção transversal mostrando as condições simuladas finais do fluxo da água subterrânea. Nos detalhes são verificadas as condições de fluxo ascendentes, nas condições de contorno do rio Atibaia e dos drenos localizados na porção central da área, com inflexões pronunciadas das linhas isotenciométricas.

6.2.2.2. FEFLOW

A simulação realizada com o FEFLOW também apresentou resultados bastante satisfatórios. Algumas diferenças foram observadas em relação aos resultados obtidos pela simulação mostrada anteriormente, porém não muito significativas, sendo predominantes aquelas referentes aos valores das condutividades hidráulicas, com a preservação das ordens de grandeza.

A curva de correlação mostra um alinhamento significativo entre os dados observados e calculados (**Gráfico 10**), com um coeficiente de correlação de 99,1 %, o que mostra calibração do mesmo.



Algumas alterações, quanto às características do modelo hidrogeológico conceitual, foram realizadas visando obter este grau de calibração, salientando que a maior efetividade na calibração é dada pelas mudanças das propriedades hidráulicas das unidades. Estas mudanças podem ser observadas na **Figura 42**, onde na porção central ocorre uma área com valores maiores (3×10^{-2} cm/s), correspondentes aos colúvios da Unidade Superior, bem como à descarga dos drenos escavados, corroborando os resultados obtidos pela simulação anterior.

Estas propriedades levam à convergência do fluxo para esta área, como observado no campo de velocidades estabelecido pela simulação (**Figura 43**).

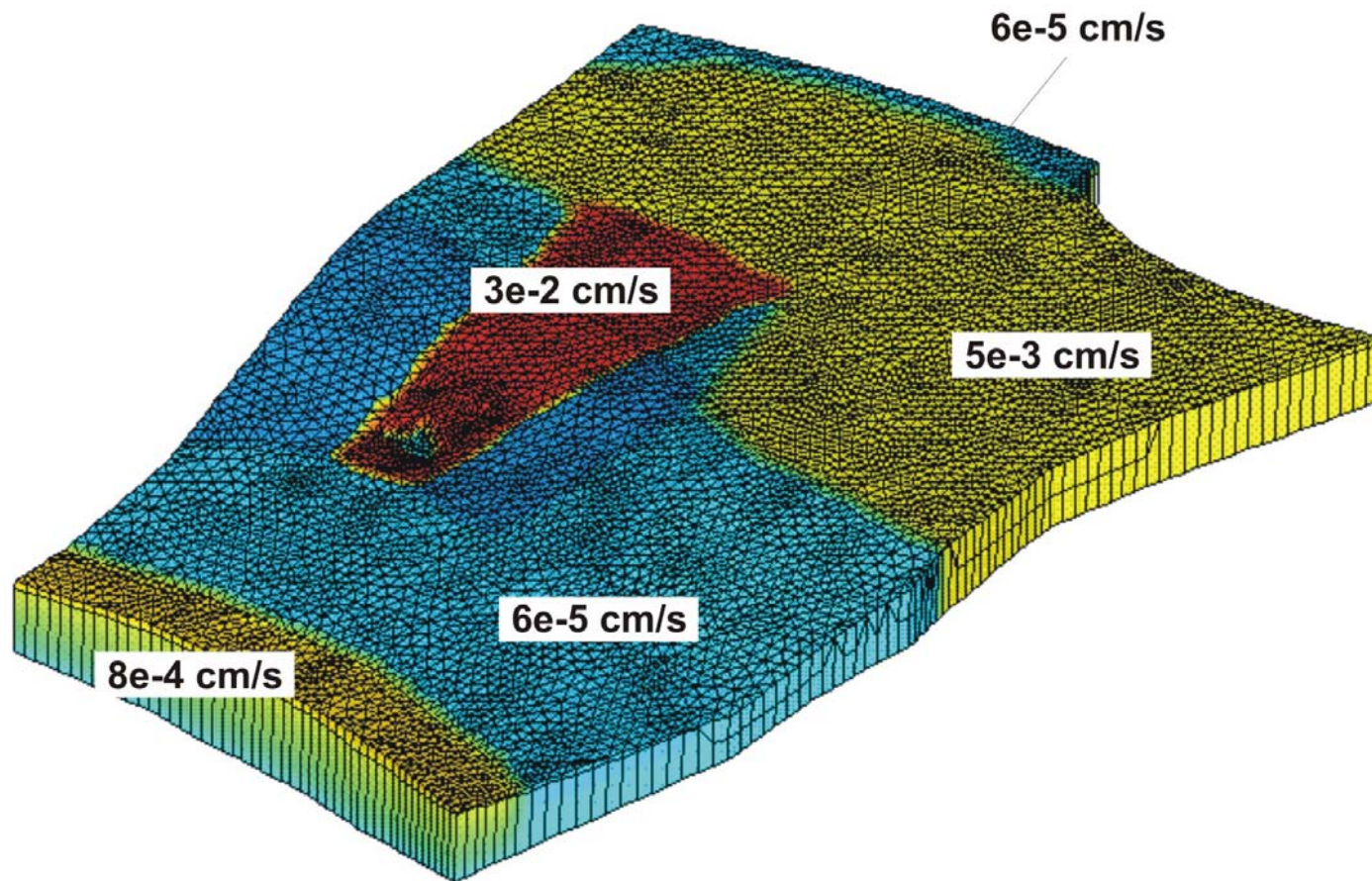


Figura 42. Distribuição tridimensional das condutividades hidráulicas após simulação final com *FEFLOW*.

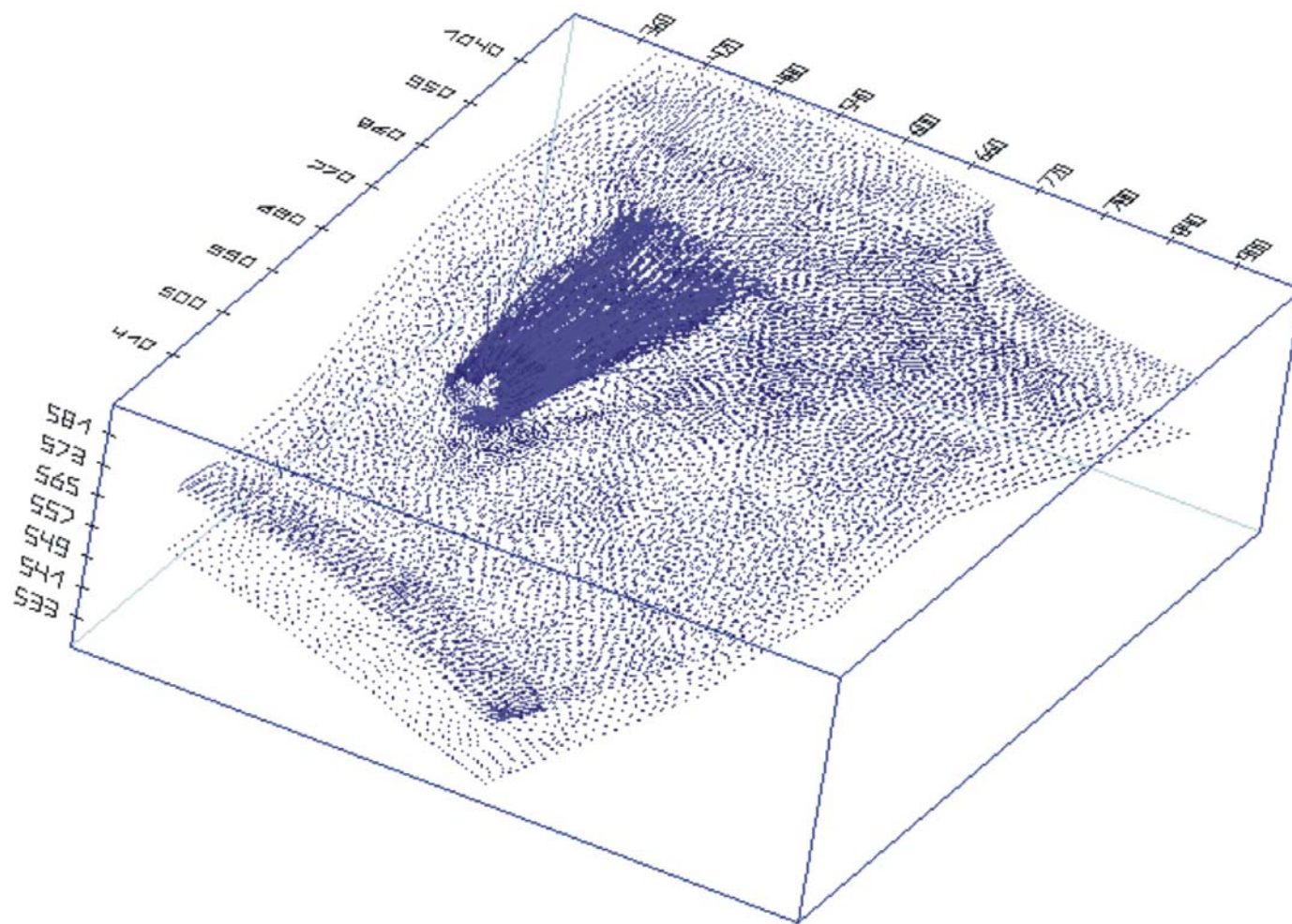


Figura 43. Campo de velocidades, mostrando convergência na porção central da área, observado pela maior intensidade de vetores de velocidade, obtidas a partir da simulação final com *FEFLOW*.

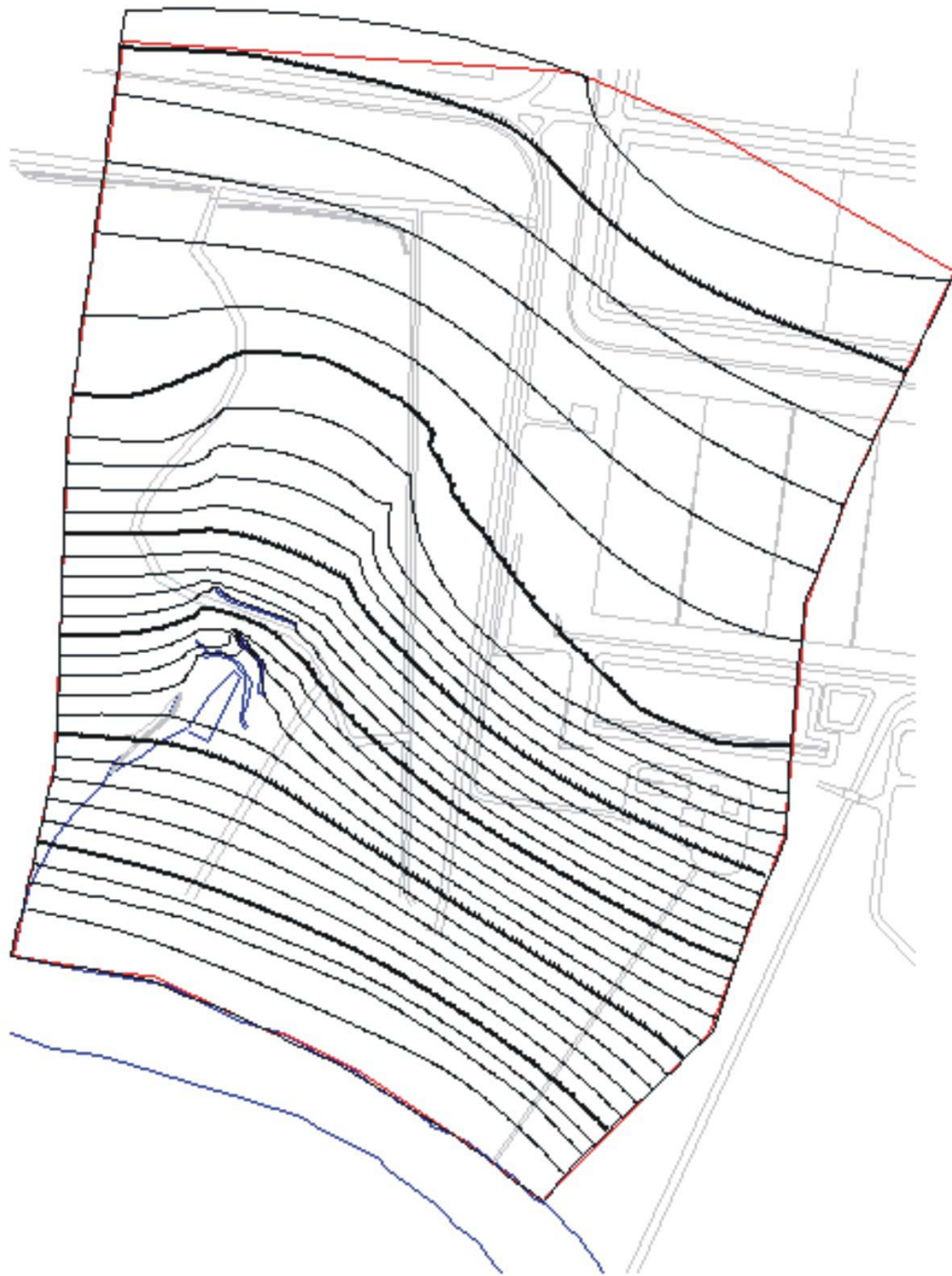


Figura 44. Mapa potenciométrico final resultante da simulação com *FEFLOW*.

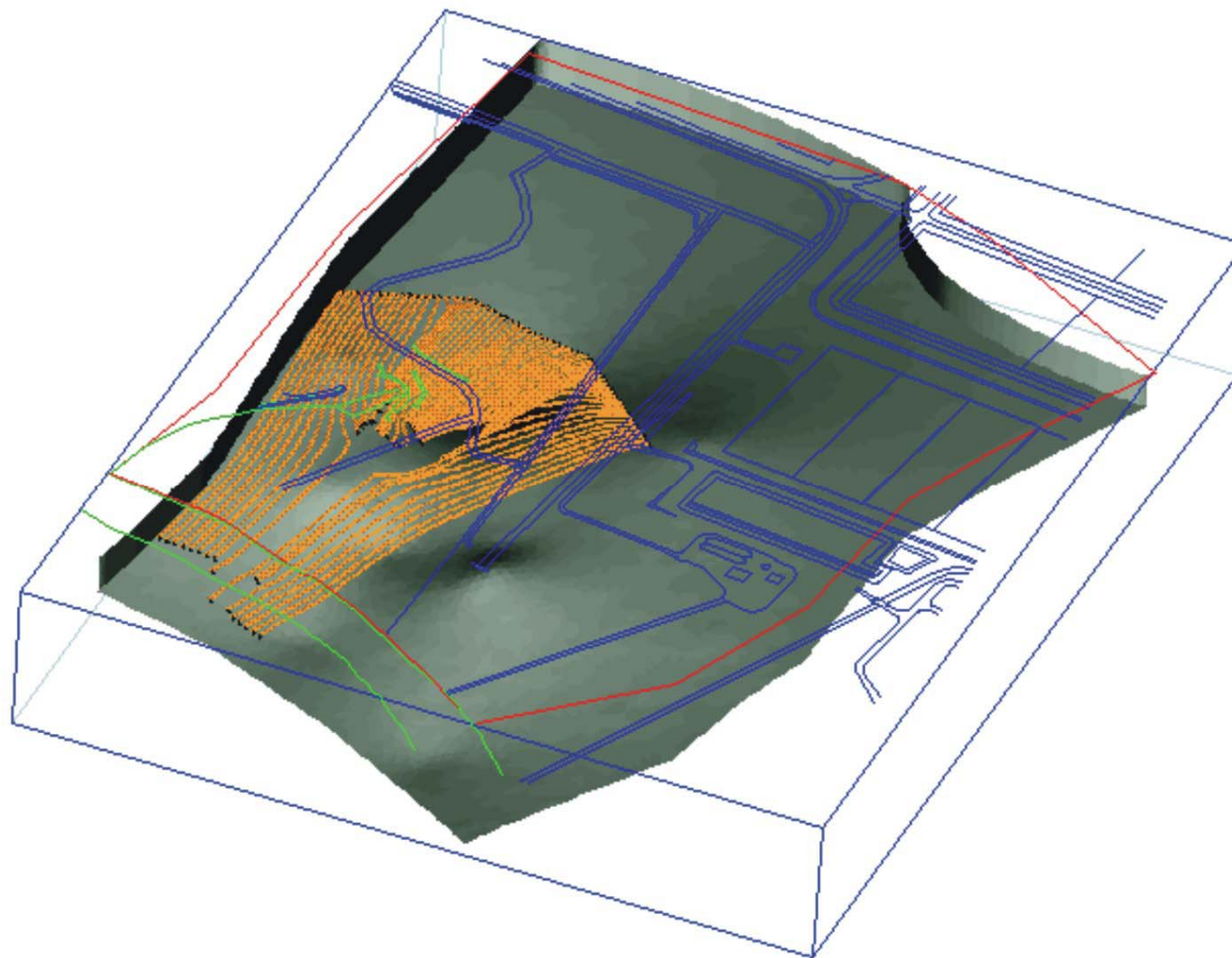


Figura 45. Visualização tridimensional do fluxo de partículas, simulado a partir do *FEFLOW*, a montante da zona de convergência do fluxo nas cavas e para o rio Atibaia.

As condições de fluxo convergente, assim como para a simulação apresentada anteriormente, estão vinculadas à presença de unidades mais condutivas e à ocorrência de descarga através dos drenos, como mostrado no mapa potenciométrico da **Figura 44** e pela visualização tridimensional do fluxo de partículas (**Figura 45**), estabelecido a montante dos drenos, mostrando convergência para estes e captação do fluxo pelos mesmos, o que ratifica sua condição de ponto de descarga local.

Outra condição comprovada foi a de fluxo ascendente, tanto no rio Atibaia como nos drenos escavados, como observado no corpo tridimensional das isosuperfícies potenciométricas (**Figura 46**), que claramente apresentam inflexão ascendente próximo a estas feições.

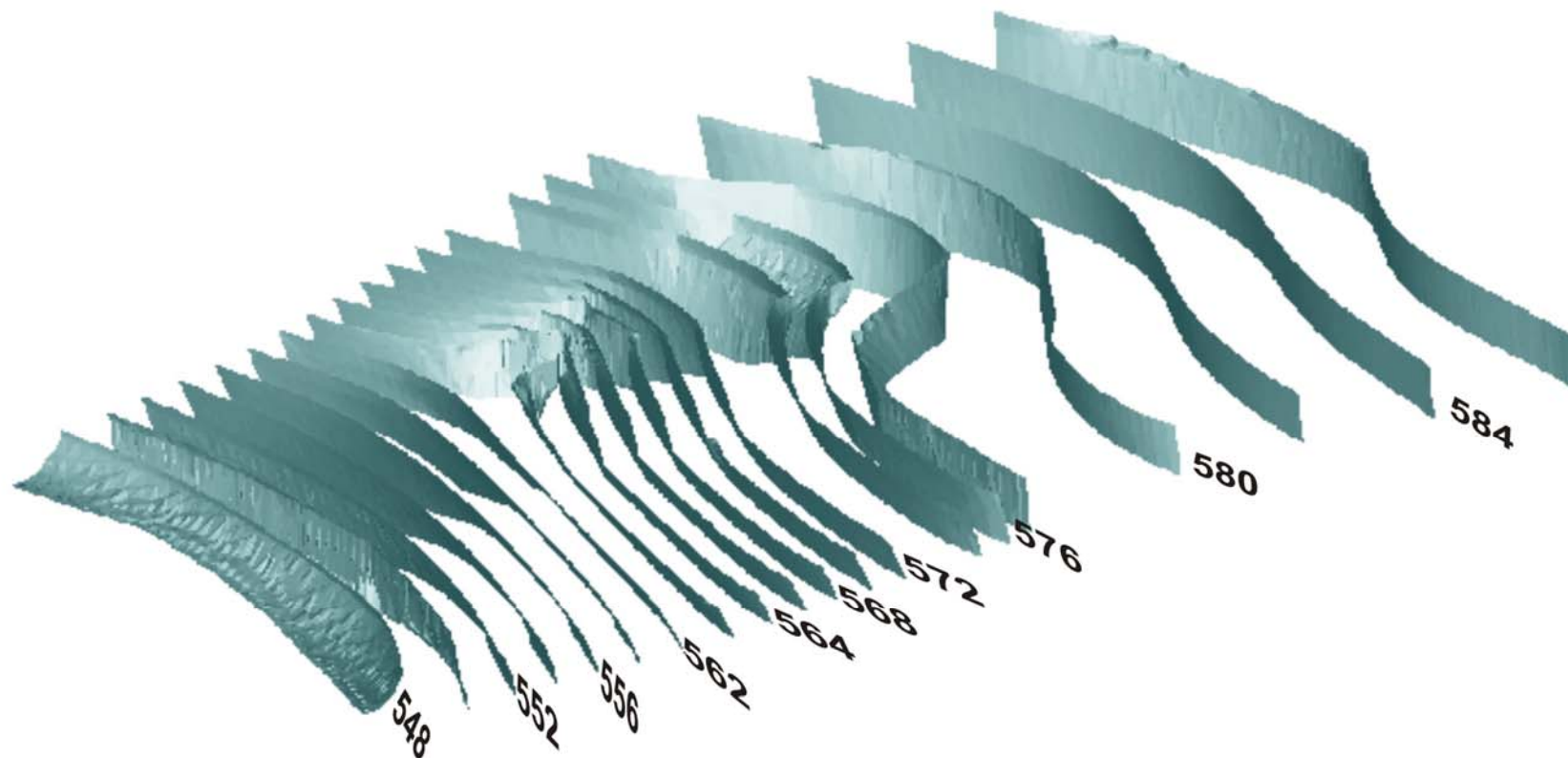


Figura 46. Corpo tridimensional das isosuperfícies das linhas potenciométricas simuladas com *FEFLOW*, mostrando convergência do fluxo na porção central e fluxo ascendente nas feições que representam os drenos escavados nesta mesma porção, e no rio Atibaia, localizado no limite sul. O fluxo ascendente é verificado pela inflexão das superfícies isopotenciométricas, evidenciada principalmente nas linhas de cotas 548,0 metros para o rio Atibaia e, das linhas de 576,0 a 562,0 metros para os drenos.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Conforme observado nos resultados obtidos pelas simulações iniciais, o modelo conceitual preliminar mostrou representatividade quanto as condições locais de fluxo, porém com a necessidade de ajuste das propriedades hidráulicas do meio, devido:

- ✓ ao razoável fator de correlação entre os dados calculados e observados acima de 90 %;
- ✓ à concordância relativa da distribuição das cargas hidráulicas calculadas, mostrada pelos gradientes hidráulicos concordantes com as condições observadas em campo;
- ✓ à discrepância dos resultados iniciais na porção central, onde foram observados os maiores resíduos.

A caracterização hidrogeológica, através dos diversos métodos e técnicas utilizados, teve papel importante no processo de estabelecimento do modelo hidrogeológico conceitual final, pois as alterações dos parâmetros hidráulicos foram baseadas nesta avaliação, durante o processo de calibração do modelo de fluxo. Informações petrofísicas tiveram grande relevância na definição das condições de ocorrência do fluxo local, predominantemente para avaliação das propriedades hidráulicas através dos ensaios granulométricos e da observação de lâminas delgadas ao microscópio óptico.

O processo de calibração estruturada de YEH & MOCK (1996) foi bastante eficaz durante as simulações, pois permitiu o alcance rápido das condições hidrogeológicas finais, através da: a) realização de poucos passos de simulação para atingir a calibração final; e b) aumento rápido do coeficiente de correlação entre os dados calculados e observados.

Isto somente foi possível, pois a metodologia dos autores supra mencionados, tem como premissa a análise da curva de correlação, sendo observados os pontos discordantes, que indicam a necessidade de alteração dos diversos parâmetros do modelo, sendo predominante aqueles referentes às propriedades hidrodinâmicas, representadas pelas condutividades hidráulicas (K) do meio.

O modelo hidrogeológico conceitual final foi estabelecido a partir dos resultados das simulações calibradas, onde foram obtidos coeficientes de correlação de 98,7 a 99,1 %. A efetiva calibração do modelo é corroborada pela análise do balanço hídrico de entrada e saída de água, que apresentou erro abaixo de 1,0 %, com taxa de influxo de 153,576 m³/dia e afluxo de 153,557 m³/dia.

Ambos resultados obtidos pelas simulações finais, apresentaram características hidráulicas semelhantes, mostrando representatividade adequada das condições de fluxo local da água subterrânea.

As curvas isopotenciométricas apresentaram fluxo concordante com a topografia, e refrações em virtude da presença de zonas de condutividades hidráulicas diferenciadas, conforme observado nas descrições litológicas da área, predominando variações significativas na Unidade Superior, onde ocorre alterações pronunciadas dos aspectos texturais e estruturais desta unidade.

Isto também pode ser observado pela diferença entre os gradientes hidráulicos das porções norte e sul, sendo menores para a primeira e maiores para a segunda, que estão associados à:

- ✓ variação da condutividade hidráulica devido à complexa litologia local;
- ✓ existência de pontos de descarga na área, representados pelos drenos;
- ✓ variação do topo do substrato impermeável, que modifica a espessura saturada do aquífero;
- ✓ influência subordinada da presença de fraturas na Unidade Intermediária.

Outra concordância apresentada pelo modelo foi a condição de fluxo de base regional do rio Atibaia, através da ascensão do fluxo nesta condição de contorno (**Figura 46**). Isto também é comprovado pela pouca variação do nível d'água, registrada no piezômetro PM16, situado nos sedimentos aluvionares, o que pode significar que este nível é sustentado pela condição de fluxo de base regional do rio Atibaia, alimentado pelo fluxo subterrâneo nas épocas de estiagem e pelas precipitações nos momentos em que ocorrem índices pluviométricos maiores, em períodos alternados, concordantes às variações sazonais da região sudeste.

Além desta condição, também é registrada a ocorrência de fluxo ascendente nos drenos escavados na porção central da área, que fazem com que o fluxo tenha convergência para os mesmos, significando que estes são considerados como pontos locais de descarga. A **Figura 46** apresenta as inflexões observadas nesta

porção, corroboradas pela seção da **Figura 41** (vide detalhes), que mostra os vetores de fluxo com direções verticais ascendentes. A jusante dos drenos, as isosuperfícies potenciométricas mostram retorno do fluxo às condições apresentadas na parte norte (montante), porém, com acréscimo do gradiente hidráulico em relação a montante.

As propriedades hidráulicas mostram variações das condutividades hidráulicas das unidades estabelecendo a seguinte distribuição:

✓ **Unidade Superior (Coberturas Indiferenciadas)**

- Colúvios – apresentam variação da condutividade hidráulica de $3,0 \times 10^{-2}$ a $1,0 \times 10^{-3}$ cm/s;
- Aterros e Solo Residual – de $5,0 \times 10^{-3}$ a $5,0 \times 10^{-5}$ cm/s;
- Sedimentos Aluvionares – $8,0 \times 10^{-4}$ cm/s;
- Siltito Alterado – $3,3 \times 10^{-5}$ a $4,5 \times 10^{-5}$ cm/s.

✓ **Unidade Intermediária (Siltito São)** – de $7,0 \times 10^{-5}$ a $5,0 \times 10^{-5}$ cm/s.

Esta distribuição das condutividades finais mostra representatividade com as variações litológicas observadas durante a realização dos trabalhos de caracterização hidrogeológica, que auxiliou sobremaneira o processo de calibração do modelo e o estabelecimento do modelo hidrogeológico conceitual.

As variadas condutividades observadas para a Unidade Superior se devem à complexa geologia local, e as influências apresentadas nas condições de fluxo estão associadas:

- à menor espessura da zona saturada, provavelmente associada a um alto do topo das rochas intrusivas da Formação Serra Geral, que influencia fortemente na velocidade de fluxo (**Figura 42**), alterando sobremaneira o valor da transmissividade do meio, o qual foi ajustado em condutividades hidráulicas diversas, como mostrado acima;
- a proeminentes diferenças texturais e estruturais das litologias encontradas nesta porção, incluindo a presença de um alto do topo da unidade intermediária;
- à inflexão das curvas potenciométricas no entorno do poço PM09, vinculada à presença local de descarga através dos drenos escavados, ocasionando fluxo ascendente para esta porção, bem como pela

presença de unidades coluvionares com condutividades hidráulicas maiores.

As observações acima mostram a estreita relação observada entre os trabalhos de caracterização hidrogeológica de campo, a avaliação dos dados regionais, e a realização de modelagem matemática para compreensão da hidrodinâmica do local de estudo, buscando aprimorar o modelo hidrogeológico conceitual.

A caracterização regional subsidia, com relativa significância, o estabelecimento do modelo hidrogeológico preliminar, bem como auxilia no processo de calibração da simulação numérica.

As caracterizações petrofísicas locais são de grande importância para o entendimento das condições de fluxo, pois definem a forma de ocorrência e movimentação da água no meio poroso, estabelecendo as relações hidrodinâmicas das unidades e entre estas.

As simulações numéricas, por sua vez, mostraram eficiência no processo de aprimoramento do modelo hidrogeológico que, pela etapa de calibração, permitiram observar as diferenças das propriedades do meio, relacionando-as com as características petrofísicas. Além disso, permitiram a identificação de feições importantes nas condições de fluxo, representadas pelos pontos locais de descarga dos drenos escavados e do rio Atibaia, que mostraram fluxo ascendente.

A utilização das técnicas apresentadas é de grande valia para caracterização hidrogeológica de uma determinada área, possibilitando conhecimento adequado da distribuição das propriedades hidráulicas e das relações de fluxo entre os elementos presentes na área.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERTO, M.C. & CHANG, H.K. Fluxo da Água Subterrânea em Sistema de Encosta-Rio, município de Paulínia (SP): Caracterização e Simulação Numérica. Revista Geociências, v.22 (Especial): p. 117-128. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP. Editora da UNESP, 2003.

ALMEIDA, F. F. M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 41: p.169-263. São Paulo, 1964.

ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. ***Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*** . Academic Press, Inc., 381p., London. 1992.

BEAR, J. ***Dynamics of fluids in porous media***. New York, American Elsevier Publishing Company, 764p. New York, 1972.

BEAR, J., BELJIN, M. S. & ROSS, R. R. *Fundamentals of Ground-Water Modeling. USEPA Ground Water Issue*: 11p. 1992.

BJÖRNBERG, A. & LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (neoceno-zóico). Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 15 (4): p.43-67. São Paulo, 1966.

CAETANO-CHANG, M. R. Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado apresentada junto ao IGc – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 309p. São Paulo, 1984.

CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R. ***Hidrología Subterránea***. Barcelona, Omega, 1157p., 2ª edição, 1996.

DARCY, H. ***The Public Fountains of the City of Dijon: experience and application. Principles to follow and formulas to be used in the question of the distribution of water. Appendix D.*** Victor Dalmont (ed.), Imperial Corps of Bridges, Highways and Mines, Paris. *Translation by Glenn Brown and Bruno Cateni, Oklahoma State University, Stillwater, 1856.*

DEPARTAMENTO DE AGUAS E ENERGIA ELETRICA - DAEE. Estudo de águas subterrâneas. Região Administrativa 5 - Campinas (texto e mapas). Secretaria de Obras e do Meio Ambiente - Diretoria de Planejamento e Controle. São Paulo, 1981.

DIERSCH, H. -J. G. ***WASY Software FEFLOW® 5.1. Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System: User's Manual.*** WASY Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd. Berlin, Germany, 2004.

FERNANDES, A. J. Tectônica cenozóica na porção média da Bacia do rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia. Tese de Doutorado apresentada junto ao IGC - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/USP. 244 p. + anexos. Orientador: Gilberto Amaral. São Paulo, 1997.

FETTER, C. W. ***Applied Hydrogeology.*** 4th edition, New Jersey, Prentice Hall, 691p. , New Jersey, 2001.

FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de Reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 2 (2/4): p.147-191. Rio de Janeiro, 1988.

FRANKE, O. L., REILLY, T. E. & BENNET, G.D. ***Definition of Boundary and Initial Conditions in the Analysis of Saturated Ground-Water Flow Systems – An Introduction. Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey. Applications of Hydraulics, Book 3: Chapter B5, Reston, Virginia, USA, 1987.***

FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. ***Groundwater.*** Prentice-Hall, New Jersey, 604 p, 1979.

FÚLFARO, V. J. & SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neocenozóico) e seu ambiente de deposição. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 20: p.45-60. São Paulo, 1968.

FUNDAÇÃO PARA O DESENVOLVIMENTO DA UNESP (FUNDUNESP). Avaliação Hidrogeológica da Refinaria do Planalto (REPLAN) – Paulínia/SP. Relatório Interno. 2004.

GAMA JÚNIOR, E. G. Análise de fácies em depósitos de retrabalhamento glacial do Subgrupo Itararé: um guia de campo. Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP. 83p. Rio Claro, 1989.

HVORSLEV, M. J. *Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations, Bull. No. 36, Waterways Exper. Sta. Corps of Engrs, U.S. Army, Vicksburg, Mississippi*, p.1-50. 1951.

INTERPEX LTD. *RESIX-IP: DC Resistivity and Induced Polarization Data Interpretation Software: Manual*. Paginação irregular. USA, 1993.

MASSOLI, M. Relação entre o Embasamento Cristalino e os sedimentos basais do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora - SP. Dissertação de Mestrado apresentada junto IGC - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/USP. 94p. + 1 mapa. Orientador: Setembrino Petri. São Paulo, 1991.

MELO, S. M. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado apresentada junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 144p. São Paulo, 1995.

MERCER, J.W. & FAUST, C.R. *Groundwater modeling: Mathematical models*, Ground Water, 18(3): p.212-227, 1990.

OLIVEIRA, A.M. dos S.; SILVA, R.F. & FERREIRA JÚNIOR, J. Ensaio de perda d'água sob pressão: diretrizes. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 16p., 1975

PEDE, M.A.Z. Caracterização da condutividade hidráulica do Embasamento Cristalino Alterado na Região Metropolitana de São Paulo. Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do Setor Centro-Occidental da Depressão Periférica Paulista. Instituto de Geografia/Universidade de São Paulo, Teses e Monografias, 22: 86p. São Paulo, 1976.

REILLY, T. E. *System and Boundary Conceptualization in Ground-Water Flow Simulation. Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey. Applications of Hydraulics, Book 3: Chapter A8, Reston, Virginia, USA, 2001.*

SAAD, A. R. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 107p. São Paulo, 1977.

SANTOS, P. R. dos. Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 135p. São Paulo, 1979.

SPITZ, K. & MORENO, J. ***A practical guide to groundwater and solute transport modeling.*** New York. John Wiley & Sons, 461p. New York, 1996.

SUN, N. ***Mathematical Modeling of Groundwater Pollution.*** New York, USA: Springer-Verlag. 1996.

TERAMOTO, E. H. Simulação Numérica de Fluxo como Subsídio ao Entendimento da Dinâmica Hidrogeológica em área localizada no Município de Paulínia –SP. Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Orientador Prof. Dr. Chang Hung Kiang, Co-orientador Geól. Marcio Costa Alberto, B.Sc., Rio Claro. 2004.

van GENUCHTEN, M.T. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Science Soc. Am. Journal, vol. 44 (5): 892-898. 1980.

WANG, H. F. & ANDERSON, M. P. ***Introduction to Groundwater Modelling: Finite Difference and Finite Element Methods***. San Diego, California, USA: Academic Press Limited. 237 p. 1982.

WATERLOO HYDROGEOLOGIC, Inc. Visual MODFLOW version 3.1. Canada. 2002.

WENDLAND, E.C. Modelos Matemáticos e Métodos Numéricos em Águas Subterrâneas. Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional: Notas em Matemática Aplicada, v. 3, 95p, São Carlos-SP. 2003.

YEH, T.-C. J. & MOCK, P. A. *A Structured Approach for Calibrating Steady-State Ground-Water Flow Models*. Ground Water, 34 (3): 444-450, 1996.

ZHENG, C. & BENNET, G. D. ***Applied Contaminant Transport Modelling: Theory and Practice***. Van Nostrand Reinhold, International Thomson Publishing, Inc., 440p., New York. 1995.

Fontes eletrônicas:

www.cprm.gov.br/siagas

www.daee.sp.gov.br

www.sciencedirect.com

www.rc.unesp.br

www.usp.br/sibi/

<http://www.der.sp.gov.br/mambiente/Caracterizacao.pdf>