



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS
Área de Geologia e Recursos Naturais

VICTOR VANIN SEWAYBRICKER

**ESTUDO DE MÉTODO PARA AVALIAÇÃO DE INCERTEZA NA SIMULAÇÃO DE
FLUXO EM MEIOS POROSOS**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociência, Área de Geologia e Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal

Julho/2009

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

Se88e Sewaybricker, Victor Vanin.
Estudo de método para avaliação de incertezas na simulação de fluxo em meios porosos / Victor Vanin Sewaybricker -- Campinas,SP.: [s.n.], 2009.

Orientador: Alexandre Campana Vidal.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Métodos de simulação. 2. Variabilidade. 3. Hidrogeologia. I. Vidal, Alexandre Campana . II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

Título em inglês Study of method for uncertainty assessment in flow through porous media.

Keywords: - Simulation methods;

- Variability;

- Hydrogeology;

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: - Alexandre Campana Vidal;

- Sueli Yoshinaga Pereira;

- Chang Hung Kiang.

Data da defesa: 08/07/2009

Programa de Pós-graduação em Geociências.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: VICTOR VANIN SEWAYBRICKER

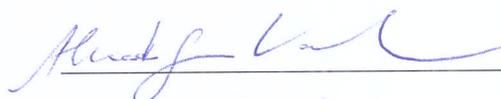
“Avaliação de Heterogeneidades de Condutividades Hidráulicas em Aquíferos Porosos”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alexandre Campanhe Vidal

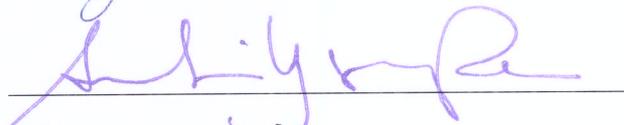
Aprovada em: 08/07/2009

EXAMINADORES:

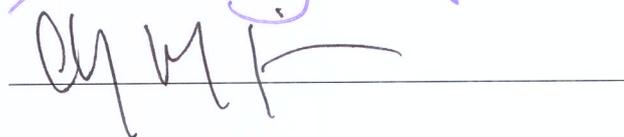
Prof. Dr. Alexandre Campanhe Vidal

 - Presidente

Profa. Dra. Sueli Yoshinaga Pereira



Prof. Dr. Chang Hung Kiang



Campinas, 02 de julho de 2009

Dedico este singelo trabalho à minha querida e fiel companheira: Andrezza.

AGRADECIMENTOS

À minha amada companheira Andrezza, pela paciência, pelo estímulo, pelo companheirismo, pela diversão, pelo carinho e por cada dia que dividimos até aqui.

Ao meu orientador, Alexandre Campana Vidal, pela oportunidade e ajuda prestada antes e durante a realização deste trabalho.

A todos os funcionários, professores e colegas do IG, em especial à Valdirene, por me lembrar dos prazos e pelo suporte burocrático prestado sempre com paciência e atenção.

A todo o pessoal da GEOKLOCK, em especial aos amigos Jaqueline, Juscelino, Martim, Renato, Rodrigo e Thiago, pelas chances e conhecimentos compartilhados, pelo apoio e pela convivência divertida.

Aos meus pais, Sergio e Ivone, e à minha irmã, Mariana, por todo amparo, carinho, confiança e força que sempre souberam transmitir, mesmo nos momentos mais difíceis.

Aos meus avós, Rubens e Áurea, pela sabedoria repassada, pela compreensão, pela amizade e pelo amor incondicional sempre demonstrado.

Enfim, agradeço àqueles que de algum modo estiveram ao meu lado nesta empreitada, que por certo, não estão todos acima devidamente mencionados. De qualquer forma, segue meu sincero muito obrigado!

1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS.....	1
2	REVISÃO DA LITERATURA.....	4
2.1	INTRODUÇÃO	4
2.2	PROPRIEDADES DE AQUÍFEROS	4
2.3	PRINCÍPIOS BÁSICOS DE FLUXO E PARÂMETROS ADOTADOS NO MODELO 7	
2.4	MÉTODOS GEOESTATÍSTICOS ESTOCÁSTICOS E A HETEROGENEIDADE ESPACIAL.....	8
2.5	MODELAGEM MATEMÁTICA.....	12
3	MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1	INTRODUÇÃO	16
3.2	LEVANTAMENTOS DE CAMPO	16
3.3	MODELO CONCEITUAL	23
3.4	TRATAMENTO GEOESTATÍSTICO.....	33
3.5	MODELAGEM NUMÉRICA.....	39
4	RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO	45
5	CONCLUSÕES.....	53
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	56



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS
Área de Geologia e Recursos Naturais

**ESTUDO DE MÉTODO PARA AVALIAÇÃO DE INCERTEZA NA SIMULAÇÃO DE
FLUXO EM MEIOS POROSOS**

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Victor Vanin Sewaybricker

A área de estudos tem aproximadamente 10300 m² e substrato caracterizado por aterro argilo-arenoso com presença de entulhos sobreposto a sedimentos não litificados, ora mais argilosos, ora predominantemente arenosos. Foi identificado aquífero livre com fluxo de sul para norte, governado por gradiente hidráulico de 1%. O trabalho realizado busca aplicar método geoestatístico probabilístico para a avaliação do impacto das heterogeneidades de condutividades hidráulicas verificadas na área, por meio da simulação de cenários equiprováveis em simulador numérico de fluxo e de trajetória de partículas. Dados de campo foram obtidos de registros de sondagens conduzidas para instalação de 15 poços de monitoramento e de 15 poços de remediação e foram fornecidos pela empresa GEOKLOCK Engenharia e Consultoria Ambiental Ltda. Tais informações nortearam a construção de modelos equiprováveis de distribuição de condutividades hidráulicas no programa geoestatístico SGEMS. Os modelos geoestatísticos alimentaram o simulador de fluxo VISUAL MODFLOW com propriedades definidas célula a célula. Foram procedidas simulações de trajetórias de partículas com o módulo MODPATH e computadas as respostas para tempos mínimo e máximo de trajetória. Os resultados obtidos para as duas categorias avaliadas evidenciaram a influência dos diferentes cenários equiprováveis adotados, demonstrando a significativa incerteza que há na modelagem de fluxo em aquíferos porosos heterogêneos. Desse modo, mostrou-se que o método estudado é ferramenta aplicável para a análise da variabilidade na resposta de simuladores, podendo inclusive, ser empregado em modelos mais complexos e considerando-se outras variáveis que não somente a condutividade hidráulica.

Palavras Chave: fluxo, simulação, variabilidade



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS
Área de Geologia e Recursos Naturais

**STUDY OF METHOD FOR UNCERTAINTY ASSESMENT IN FLOW THROUGH
POROUS MEDIA**

ABSTRACT

Master Degree Thesis

Victor Vanin Sewaybricker

The studied area has approximately 10300 m² and its underground is characterized by a sandy-clay landfill that overlaps unconsolidated sediments composed by portions of clay predominance and by parts with highest sand contents. A free aquifer flowing from south to north ruled by a hydraulic gradient of 1% has been identified. This research seeks to apply a probabilistic statistical method for assessing the impact of hydraulic conductivities heterogeneities, through the simulation of different feasible hydraulic conductivities scenarios in numerical simulation of flow and particles pathways. Hard data were provided by the company GEOKLOCK Engenharia e Consultoria Ambiental Ltda and consisted in field records of boreholes conducted for installation of 15 monitoring wells and 15 remediation wells. This information guided the construction of hydraulic conductivities distribution models using the statistical software SGEMS. The statistical models results provided the data for the flow simulations which were performed with the software VISUAL MODFLOW. Particles pathways simulations were proceeded using the software MODPATH. The results for minimum and maximum particle traveling times were recorded and showed the different adopted scenarios influence, demonstrating that there is significant uncertainty regarding the modeling of flow in heterogeneous porous aquifers. Thus, it was verified that the studied method is an applicable tool for the analysis of variability in the response of simulators, and can even be used in more complex models considering other variables than hydraulic conductivity.

Key words: Flow, simulation, variability

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Até a explosão industrial e tecnológica desencadeada no século XIX, os impactos ambientais eram produtos ou subprodutos de atividades agrícolas, de forma que a água, o solo e a vegetação de localidades rurais eram afetados (DREW, 1983). Atualmente, as fontes e os tipos de poluição se diversificaram e se espalharam geograficamente, concentrando-se em áreas de alta densidade demográfica, tornando maior a demanda por técnicas capazes de prover o entendimento mais preciso das ocorrências de contaminação (SUTHERSAN & PAYNE, 2005).

Nesse cenário, as águas subterrâneas, que correspondem a aproximadamente 97% do volume de água doce disponível para consumo humano no planeta (ABAS, 2007), ganham óbvio destaque, com a implantação de estudos em várias áreas da ciências visando à caracterização de fluxos subterrâneos e a interação de contaminantes com o mesmo, são recorrentemente requisitados. Sendo assim, os modelos numéricos, como representações de sistemas reais, embora não possam retratar plenamente todos os detalhes existentes no meio físico, são ferramentas que auxiliam os estudos e as previsões quanto à dinâmica de fluxo e transporte em subsuperfície (FETTER, 1994; GOROKHOVSKI & NUTE, 1996; CLEARY, 1998; BREDEHOEFT, 2006 & ZHENG *et al*, 2006).

A simulação de fluxo por modelagem numérica, impulsionada pelo acentuado desenvolvimento da tecnologia computacional e por ser um método de baixo custo para a previsão de comportamento do reservatório, evolui rapidamente e corrobora para a compreensão mais ampla da dinâmica de sistemas aquíferos naturais, constituindo um poderoso e conveniente meio para se testar hipóteses. Logo, o simulador torna-se um importante recurso para se validar estratégias de investigação e remediação (SANTOS, 1998; HOYOS, 2002 & ZHENG & BENNETT, 1995).

Desde o início da década de 1970, o Serviço Geológico Norte- Americano (USGS) tem trabalhado no desenvolvimento e aplicação de modelos matemáticos computacionais para investigações hidrogeológicas (BARLOW & HARBAUGH, 2006), sendo a maioria dos

Capítulo 1: Introdução e Objetivos

programas gerados de acesso livre à comunidade científica. Ao longo deste período de contínuo e crescente emprego de simuladores, diversos aperfeiçoamentos técnicos foram concretizados enquanto, paralelamente, avolumou-se a discussão sobre as diferentes abordagens adotadas para o desenvolvimento dos modelos geológicos conceituais, responsáveis por fomentar dados de entrada aos programas de simulação (YEH & YOON, 1981; PARKER, 1994; MURRAY, 2003).

Definindo-se de maneira simples, o modelo geológico conceitual resulta da interpretação e integração de dados concretos obtidos direta, ou indiretamente, por meio de etapas de gabinete e de campo. De fato, no caso em que se empregam simulações numéricas, o modelo conceitual define as premissas das hipóteses a serem testadas (SCHEIBE & YABUSAKI, 1998). De maneira genérica, existem duas principais vertentes em questão: aquela que defende a aplicação do princípio da parcimônia, ou seja, que sugere o estabelecimento de modelos geológicos determinísticos como ponto de partida para futuras simulações (HILL, 2006) e outra que argumenta pelo reconhecimento imediato da complexidade inerente às heterogeneidades geológicas presentes nas mais diversas escalas de estudo, propondo, portanto, a adoção de abordagem probabilística das premissas assumidas dentro das simulações conduzidas (GÓMEZ, 2006).

Ressalta-se que este trabalho, por questões de confidencialidade comercial, embora calcado em dados de campo reais, não constitui um estudo de caso clássico, mas sim, almeja o entendimento da aplicação de métodos estatísticos probabilísticos para a caracterização das incertezas inerentes aos modelos numéricos de fluxos de águas subterrâneas. Portanto, o principal enfoque recai sobre o método aplicado, não havendo detalhamentos quanto ao local geográfico no qual foram coletados os dados de campo, fato que de modo algum, compromete o resultado final apresentado.

O trabalho desenvolvido nesta dissertação aplica a abordagem probabilística para caracterização da incerteza inerente aos modelos numéricos de fluxo de águas subterrâneas, por meio de análise estatística da variabilidade nos resultados alcançados (GOROKHOVSKI & NUTE, 1996; GÉGO *et al*, 2002, MARSILY *et al*, 2005; LU *et al* 2005 & GÓMEZ, 2006).

Especificamente, o principal objetivo consiste na avaliação do impacto gerado por diferentes distribuições espaciais equiprováveis de condutividades hidráulicas (K) adotadas como parâmetro de entrada no simulador empregado, sobre as respostas do mesmo.

O trabalho foi desenvolvido em três etapas principais e interdependentes: a primeira refere-se à geração do modelo geológico (representado pelos valores de condutividade) e à definição das informações de entrada no simulador de fluxo, por meio de tratamento geoestatístico dos dados disponíveis; a segunda é relativa à simulação de fluxo propriamente dita; a terceira consiste na análise estatística dos resultados dos diferentes cenários fornecidos pelo programa de modelagem

O primeiro passo é realizado com base em dados de campo fornecidos gentilmente pela empresa GEOKLOCK Engenharia e Consultoria Ambiental Ltda., e por meio dos programas de processamento de dados e de geoestatística, dentre os quais se destaca o *software* livre SGEMS (Stanford *Geostatistical Earth Modelling Software*), com o qual se construíram os cenários equiprováveis de distribuição dos valores de condutividade hidráulica.

A segunda etapa foi destinada ao emprego do simulador de fluxo VISUAL MODFLOW 3.1., tendo sido conduzidas simulações de fluxo de águas subterrâneas, assim como subseqüentes modelagens de caminhamentos de partículas, para cada cenário equiprovável oriundo do passo anterior. Os parâmetros de fluxo se mantiveram constantes para se testar o efeito da variação da condutividade sobre o modelo.

No terceiro passo, são analisados estatisticamente, os seguintes parâmetros derivados das simulações conduzidas: menor e maior tempo de percurso da partícula, valor do erro quadrático médio normalizado para calibração e discrepância do balanço hídrico obtido. Tais informações, levantadas para cada modelo, são então compiladas e analisadas estatisticamente quanto à sua variabilidade.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, são apresentadas as informações bibliográficas que auxiliaram na condução desta pesquisa. Parte delas, forneceu importante embasamento teórico para compreensão adequada das técnicas empregadas. Por sua vez, a análise de trabalhos anteriores inspirou o fluxo de etapas de trabalho adotado, colaborando efetivamente para a abordagem conduzida.

2.2 PROPRIEDADES DE AQUÍFEROS

Neste item, são descritas de maneira simplificada, as propriedades de aquíferos diretamente aplicadas ao estudo desenvolvido neste trabalho.

A porosidade total dos materiais terrestres é definida como sendo a relação entre o volume de vazios e o volume total da amostra. Portanto, é possível concluir que este parâmetro adimensional é indicativo da quantidade máxima de fluídos que determinado material poderia armazenar (CLEARY, 1989).

Por sua vez, a porosidade efetiva, também adimensional, indica o volume de poros conectados. A depender do material constituinte da unidade estudada, tal valor pode ser bastante inferior àquele obtido para porosidade total (PEYTON et al, 1986). A porosidade efetiva, simbolizada pela sigla n_e , é utilizada pelo simulador de fluxo, para calcular a velocidade linear média das partículas durante a modelagem de suas trajetórias. A porosidade total entretanto, só seria aplicada em casos de simulação de transporte de solutos, o que não ocorre neste trabalho (WATERLOO, 2003).

A clássica representação matemática do fluxo está respresentada na Lei de Darcy (Equação 1), em que observa-se a existência de constante de proporcionalidade chamada condutividade hidráulica (K), que possui relação direta com o fluxo do aquifero (FETTER, 1994).

$$Q = -KA(dh/dL) \quad (1), \text{ onde:}$$

Q = Fluxo (volume/tempo)

K = Condutividade Hidráulica (comprimento(:)tempo)

A = Área de Corte Transversal ao Fluxo (comprimento ao quadrado)

dh/dl = gradiente hidráulico (adimensional)

A condutividade hidráulica é função do material geológico, representado pela permeabilidade, e das características do fluído em movimento, conforme **Equação 2** (HUBBERT, 1956).

$$K=k(\rho g/\mu) \quad (2)$$

O parâmetro k , denominado permeabilidade específica, apresentando unidade definida pelo quociente entre comprimento e tempo, reflete características intrínsecas do meio, como a tortuosidade , porosidade efetiva e a distribuição do tamanho de grãos (FREEZE & CHERRY, 1979). Por sua vez, o termo ρ/μ engloba densidade e viscosidade associadas ao fluído, ressaltando-se que tais termos são sensíveis a alterações de pressão e temperatura (FREEZE & CHERRY, 1979).

Para este trabalho, dentre as propriedades apresentadas, o parâmetro K é o mais significativo, pois é a variável probabilística nesse trabalho e sua distribuição varia nas diferentes simulações conduzidas. O objetivo dos diversos cenários de K é representar condições de distribuições equiprováveis, diferenciadas por assumir que os efeitos de heterogeneidades e anisotropia não podem ser completamente caracterizados analiticamente e que portanto, o mesmos não devem ser negligenciados na análise dos resultados fornecidos pelo simulador (GÉGO et al, 2002).

Em formações heterogêneas, as propriedades hidráulicas são diretamente dependentes da localização dos pontos de verificação adotados. Por sua vez, a unidade será anisotrópica em determinado ponto, se os valores obtidos variarem de acordo com a direção de medida assumida (FREEZE & CHERRY, 1979). A **Figura 2.2.1.** ilustra tais definições.

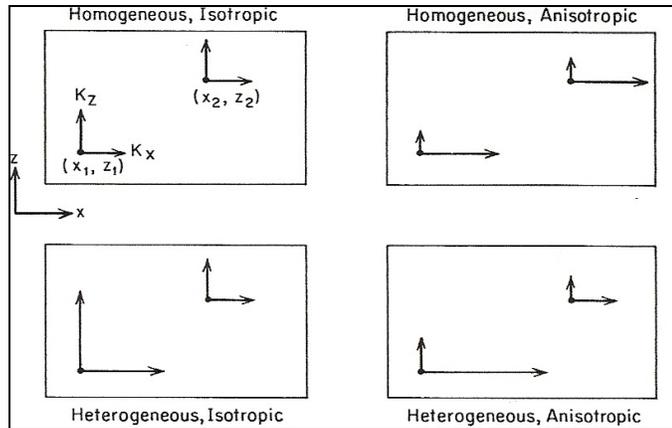


Figura 2.2.1.: Heterogeneidade e Anisotropia (adaptado de FREEZE & CHERRY, 1979)

Existem diferentes tipos de heterogeneidade, dois deles bastante usuais: a heterogeneidade estratificada (vertical) e a heterogeneidade lateral. A primeira refere-se ao efeito causado pela mudança vertical de propriedades e a segunda é definida por eixo planar ao longo do qual os valores mudam gradualmente. A **Figura 2.2.2.** demonstra, empregando o exemplo de K , o significado desses conceitos (FREEZE & CHERRY, 1979).

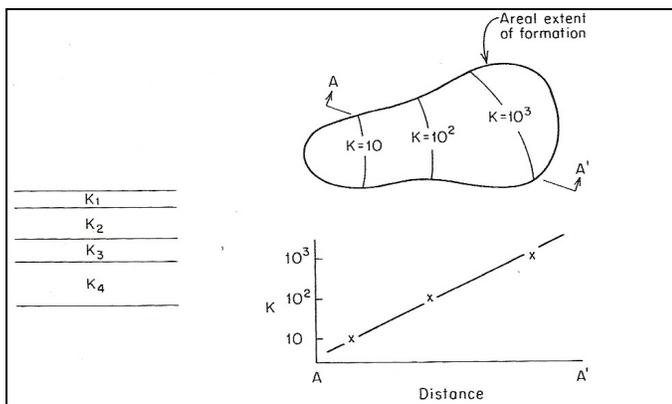


Figura 2.2.2: Heterogeneidade Vertical e Horizontal (Adaptado de FREEZE & CHERRY, 1979)

Do ponto de vista estatístico, novamente observando-se K , estudos indicam que formações heterogêneas apresentam funções densidade de probabilidade (fdp) multimodais, na maioria dos casos associados à distribuição de materiais com alta e baixa permeabilidades (GREENKORN & KESSLER, 1969). Ressalta-se que, por serem adotadas condições estacionárias (*steady state*) de fluxo neste trabalho, o coeficiente de armazenamento específico (S_s) e a vazão específica (S_y) não são computados nos cálculos realizados pelo simulador.

2.3 PRINCÍPIOS BÁSICOS DE FLUXO E PARÂMETROS ADOTADOS NO MODELO

O fluxo de águas subterrâneas é um processo governado por variações de potenciais energéticos, podendo ser estes de ordem mecânica, química e térmica (BEAR, 1972). Complexo, tal deslocamento pode ocorrer em zona não saturada ou saturada; em meios porosos ou fraturados; de modo laminar ou turbulento; em unidades aquíferas confinadas e não confinadas e ser também influenciado por características inerentes ao próprio fluido, como a densidade e a viscosidade (FETTER, 1994). Dentro dos limites desta pesquisa, considera-se que o fluxo ocorre de forma laminar, em meio poroso e saturado, em unidade aquífera não confinada e que o fluido estudado tem temperatura, densidade e viscosidade constantes e uniformes.

Assume-se ainda, que o fluxo representado é do tipo estacionário (*steady state*), ou seja, embora a magnitude e a direção da velocidade de fluxo possam variar espacialmente, temporalmente os vetores pontuais permanecem inalterados, não computando quaisquer efeitos relacionados à compressibilidade do fluido, ou do meio poroso (FREEZE & CHERRY, 1979).

Tratando-se de um fluxo definido como laminar e assumindo-se que o mesmo caracteriza-se por movimentação de baixa energia, governada pela viscosidade, assegura-se que as moléculas de água desloquem-se paralelamente e que, portanto, a Lei de Darcy pode ser adequadamente aplicada à situação (FETTER, 1994). A direção de fluxo da água subterrânea é, então, função direta do gradiente hidráulico, ocorrendo do ponto com maior potencial acumulado para o de menor potencial. Tal deslocamento é paralelo ao referido gradiente quando ocorre em unidades aquíferas isotrópicas, entretanto, a mesma condição não necessariamente é verificada em aquíferos anisotrópicos (LIAKOPOULOS, 1965). Na prática, para proporcionar a medição

estimada das cargas hidráulicas que influenciam o fluxo de água subterrânea, são instalados piezômetros, sendo então procedidas medidas de profundidade de nível d'água, em situação de equilíbrio com a pressão atmosférica (ALBERTO, 2005).

Adotando-se todas as premissas pré-estabelecidas e considerando-se ainda o princípio de conservação de massa, chega-se à **Equação 3**, aplicada para condições de fluxo estacionário, em meio saturado e anisotrópico (FREEZE & CHERRY, 1979).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \right) = 0 \quad (3)$$

Para o fluxo tridimensional, quando K_x , K_y e K_z coincidem com os respectivos eixos direcionais x , y e z , K apresenta nove componentes que se organizados de forma matricial, constituem tensor simétrico de segunda ordem (BEAR, 1972). Esta é a entidade empregada pelo simulador para resolução das equações de fluxo.

Ressalta-se que a intenção deste item não foi realizar profunda revisão das equações e conceitos hidráulicos relativos ao fluxo de águas subterrâneas, diferentemente, objetivou-se apenas a breve apresentação das premissas teóricas adotadas na realização deste trabalho.

2.4 MÉTODOS GEOESTATÍSTICOS ESTOCÁSTICOS E A HETEROGENEIDADE ESPACIAL

Dentre as diferentes vertentes de estudos estatísticos existentes, a geoestatística é aquela que tem por objetivo analisar a variabilidade espacial e/ou temporal de determinado conjunto de dados (DEUTSCH & JOURNAL, 1992). De fato, o ferramental geoestatístico oferece a possibilidade para descrever a continuidade espacial, característica importante para diferentes fenômenos naturais. Deste modo, a geoestatística emprega técnicas de regressão linear clássicas, porém adaptadas para melhor desempenho no tratamento da variabilidade regional (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989).

Para o estudo de fluxo em aquíferos heterogêneos, dentre toda gama de ferramentas geoestatísticas disponíveis, é cada vez mais comum o emprego de técnicas estocásticas (GÉGO *et al*, 2001). A abordagem estocástica é realizada por meio de simulações nas quais são obtidos cenários alternativos e equiprováveis, como realizações de variáveis aleatórias regionalizadas submetidas a modelos genéticos definidos por funções aleatórias. Tais realizações são também chamadas imagens estocásticas e refletem as imposições feitas pela função aleatória empregada (DEUTSCH & JOURNAL, 1992).

O objetivo de técnicas estatísticas preditivas é definir qualquer ponto \mathbf{z} não amostrado como uma variável aleatória cuja distribuição de probabilidade caracteriza a incerteza que incide em \mathbf{z} (OLEA, 1991). As simulações condicionais proporcionam estimativas de incerteza por meio da avaliação conjunta de todas as imagens estocásticas produzidas, ou seja, os parâmetros adotados são representados por funções probabilísticas, que permitem a quantificação das incertezas inerentes ao modelo empregado através da geração de vários cenários equiprováveis (HOYOS, 2002).

A principal vantagem do estudo estocástico em relação aos métodos geoestatísticos determinísticos, resulta de que os últimos baseiam-se somente na interpolação de dados, gerando resultados suavizados e únicos, incapazes de representar a variabilidade do fenômeno estudado (VIDAL *et al*, 2007). A idéia de se tratar propriedades de aquíferos como variáveis aleatórias já fora abordada por MATHERON em 1967, contudo, o objetivo era o cálculo de valores médios para os parâmetros estudados e não a avaliação de incertezas decorrentes de heterogeneidades hidrogeológicas.

De acordo com MARSILY *et al* (2005), a origem da hidrogeologia estocástica pode ser atribuída à duas escolas diferentes: uma oriunda de trabalhos conduzidos por DELHOMME (1976, 1978, 1979), que adaptou ferramentas estatísticas desenvolvidas para mineração e outra liderada por FREEZE (1975), GELHAR (1976) e SMITH & FREEZE (1979), que iniciaram simulações unidimensionais, nas quais associavam-se valores randômicos de permeabilidade às células do domínio modelado. Destaca-se que GELHAR (1976, 1993) foi pioneiro ao computar a

covariância em estudos estocásticos aplicados à hidrogeologia, o que foi continuado em trabalhos realizados por DAGAN (1985, 1989).

A introdução do conceito de covariância da distribuição dos parâmetros hidráulicos trouxe à tona a idéia de que a heterogeneidade poderia ser associada a estruturas, que seriam, por sua vez, possivelmente geradas por processos geológicos delineadores de padrões para variabilidade espacial (MARSILY *et al*, 2005). Nota-se assim, que as variáveis regionalizadas apresentam comportamento complexo, ou seja, em parte aleatório e imprevisível, mas em outra estruturado, obedecendo às características estruturais do fenômeno regionalizado (KIM, 1990).

Sendo assim, é necessário o emprego de solução capaz de retratar a variabilidade espacial englobando os aspectos aparentemente contraditórios de aleatoriedade e estruturação (JOURNAL & HUIJBREGTS, 1978). Na prática, a função variograma é a ferramenta tradicionalmente adotada como resposta para tal questão (DEUTSCH & JOURNAL, 1992).

Essa função, partindo-se da premissa de que a função randômica estudada seja estacionária, pode ser definida como a esperança matemática **E** do quadrado da diferença entre valores de pontos separados no espaço por uma distância **h** (DEUTSCH & JOURNAL, 1992; YAMAMOTO, 2001), conforme demonstra a **Equação 4**:

$$2\gamma(h) = E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\} \quad (4)$$

A função variograma pode também ser expressa em termos de variância $C(0)$ e da covariância $C(h)$ (YAMAMOTO, 2001), de modo que se deriva desta relação, a função semivariograma, na forma apresentada pela **Equação 5**:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (5)$$

Na prática, grande parte das aplicações utilizam a função semivariograma, contudo, é comum autores se referirem à ela simplesmente como função variograma (CLARK, 1979).

As principais propriedades associadas ao semivariograma são: o alcance, que define a distância a partir da qual se deixa o campo estruturado e adentra-se o domínio de amostras não correlacionadas; o patamar, que representa o valor de variância no qual a função se estabiliza; o efeito pepita ou variância aleatória e finalmente, a variância espacial, que é definida como a diferença entre a variância e o efeito pepita (YAMAMOTO, 2001).

Para determinação de possíveis anisotropias, é usual serem combinados semivariogramas experimentais cobrindo diversas direções da área estudada. De modo geral, a anisotropia pode ser classificada como geométrica, caso a amplitude varie para diferentes eixos, mas o patamar permaneça constante, zonal, para o caso inverso e mista, quando variam simultaneamente as duas propriedades (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989, YAMAMOTO, 2001). A **Figura 2.4.1.** representa as três classes citadas. Deste modo, adotando-se o conceito de hipótese intrínseca que deriva da Teoria das Variáveis Regionalizadas, define-se que a distribuição das diferenças entre dois pontos amostrais é igual para toda área de interesse e que ela depende somente da distância e da orientação entre esses pontos (YAMAMOTO, 2001).

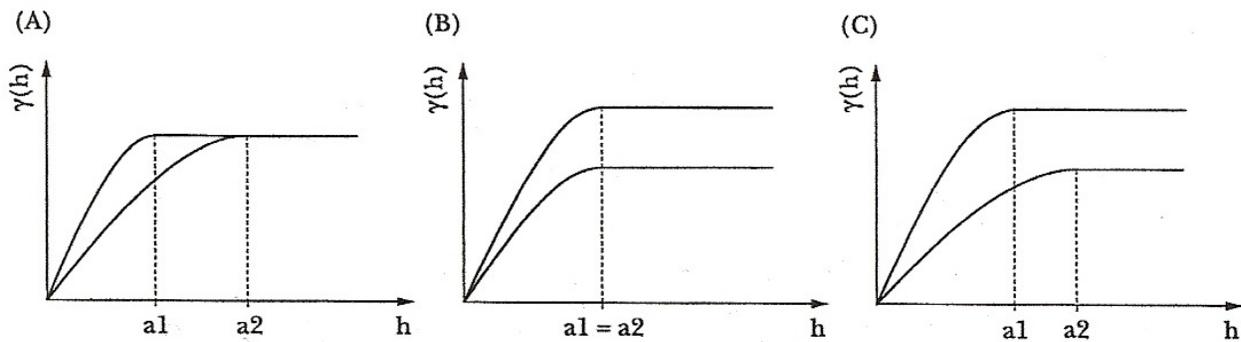


Figura 2.4.1.: Tipos de Anisotropia (Adaptado de YAMAMOTO, 2000)

Com isso, a função semivariograma fornece as informações para que se modelem cenários equiprováveis sem a necessidade de que se conheça inteiramente o mecanismo probabilístico gerador da variabilidade avaliada. Tal fato é muito relevante, pois, em termos práticos, é impossível o conhecimento pleno da função randômica causadora das heterogeneidades tridimensionais estudadas (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989). Entretanto, cabe atentar para o fato de que a função semivariograma é contínua, ou seja, o campo de parâmetros simulados é tratado como um objeto único, sem descontinuidades, sendo toda e qualquer

estrutura assumida representada somente nos parâmetros da amplitude e do patamar, sem existência de qualquer componente geométrica (MARSILY *et al*, 2005).

Ainda sim, segundo MARSILY *et al* (2005), para estimativa de incertezas oriundas de heterogeneidades, a geoestatística estocástica usual, norteada pela função semivariograma, é relativamente simples e rápida quando comparada aos modelos booleanos (HALDORSEN & CHANG, 1986), ou à abordagem geoestatística de múltiplos pontos (STREBELLE, 2002), destacando-se sua comprovada utilidade quando abordados parâmetros retratados por variáveis aleatórias regionalizadas e contínuas (MARSILY *et al*, 2005).

2.5 MODELAGEM MATEMÁTICA

Modelos são representações de sistemas reais. Para hidrogeologia, sua utilidade reside na necessidade de entender e prever comportamentos associados a determinado sistema de fluxo, incluindo-se a possibilidade de testes de hipóteses (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

De maneira genérica, os modelos hidrogeológicos podem ser enquadrados em duas classificações principais: são estáticos ou dinâmicos (FETTER, 1994). Representantes da categoria estática, os modelos conceituais descrevem as condições momentâneas de um determinado sistema (FETTER, 1994).

O modelo conceitual é construído pelo hidrogeólogo de acordo com seu entendimento sobre os dados diretos e indiretos disponíveis para certa situação espacial e/ou temporal, portanto, contêm uma carga considerável de interpretações qualitativas e subjetivas e assim, serão as hipóteses iniciais que devem ser validadas pelos modelos dinâmicos (BREDEHOEFT, 2006).

Os modelos dinâmicos, por sua vez, podem ser facilmente manipulados e são, conseqüentemente, capazes de auxiliar previsões. Tal categoria pode ser subdividida em três classes, a saber: modelos físicos de escala, modelos análogos e modelos matemáticos (PRICKET, 1975, 1979). Um modelo físico busca representar, em escala reduzida, o sistema real, ou seja, adotando-se materiais semelhantes aos naturais, simula-se o fluxo de maneira

direta. Exemplos típicos dessa abordagem são os experimentos conduzidos em caixas de areia (KIMBLER, 1970).

O modelo análogo baseia-se no fato de que as equações governantes do fluxo em meio poroso são semelhantes àquelas que descrevem o fluxo de eletricidade através de um condutor (ANDERSON, 1972), ou ainda, correlatas àquelas que descrevem o fluxo de um fluido extremamente viscoso por entre placas paralelas muito próximas (COLLINS, GELHAR & WILSON, 1972).

Os modelos matemáticos são fundamentados pelas equações básicas de fluxo de águas subterrâneas, de fluxo de calor e de transporte de massa. O desenvolvimento ocorre por meio da resolução dessas equações diferenciais parciais dentro de um sistema delimitado por condições de contorno especificadas (WANG & ANDERSON, 1982). Tais modelos apresentam vantagens inegáveis se comparados àqueles supracitados, uma vez que tem custos reduzidos e maior flexibilidade técnica e operacional.

As soluções matemáticas podem ser atingidas a partir de duas abordagens distintas: a analítica e a numérica. O método analítico pressupõe condições de contorno e distribuição de propriedades hidráulicas bastantes simples, pois desse modo, garante-se que a equação de fluxo de águas subterrâneas seja resolvida por aplicação direta de cálculo não numérico. Entretanto, isso implica na associação obrigatória de homogeneidade e isotropia aos aquíferos modelados, que para muitos casos práticos, pode não corresponder à realidade (WALTON, 1984).

Em casos nos quais se deseje simular condições de contorno complexas e/ou propriedades variáveis espacialmente e temporalmente, a abordagem numérica deve ser empregada (ZHENG & BENNET, 1995). Dessa maneira, as equações diferenciais parciais são convertidas para um sistema de equações algébricas, por meio de subdivisão do domínio modelado em *grids* e/ou malhas de nós e resolvidas, usualmente, por aproximações numéricas na forma de matrizes (FETTER, 1994).

Os métodos numéricos comumente empregados para resolução algébrica são os de diferenças finitas e elementos finitos. Nesta pesquisa, adotou-se solucionador que emprega o método de diferenças finitas, no qual o domínio contínuo a ser modelado é substituído por um conjunto de pontos (nós) discretos arranjados em forma de malha. As equações são então resolvidas para cada nó e para tanto, existem duas variantes do método empregado: a resolução para malha bloco-centrada, na qual os nós estão sempre no centro das células especificadas e a solução para malha centrada no nó, no qual os nós são determinados pela intersecção das linhas da malha (FETTER, 1994). No simulador utilizado nesta pesquisa, adota-se a primeira variante, que assim como a segunda está representada na **Figura 2.5.1.**

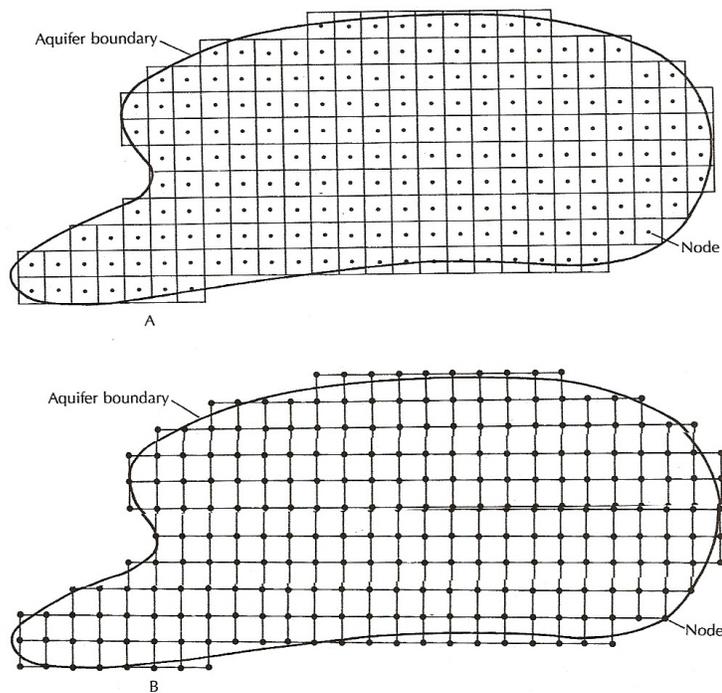


Figura 2.5.1: Diferenças Finitas: Bloco Centrada e Malha Centrada no Nó (Adaptada de FETTER, 1994)

Basicamente, existem três tipos matemáticos de condições de contorno, sendo esses: tipo de Dirichlet, quando representada fronteira com carga hidráulica especificada, tipo de Neuman, quando o fluxo é a condição limítrofe especificada e o tipo de Cauchy, no qual o fluxo que ocorre em determinada fronteira é determinado pela diferença entre carga hidráulica especificada e a carga hidráulica calculada pelo modelo (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

Modelos matemáticos são aplicados na hidrogeologia desde o final da década de 1960 (ALBERTO, 2005), encontrando espaço em diferentes campos desta ciência, a saber: fluxo de águas subterrâneas, transporte de solutos, fluxo de calor e deformação de aquíferos (FETTER, 1994). A continuidade das pesquisas conduzidas, combinados ao vertiginoso incremento da tecnologia computacional, fizeram com que os modelos numéricos encontrassem aplicações práticas diversas de forma rápida, abarcando temas que se estendem do gerenciamento de recursos hídricos ao entendimento do deslocamento de plumas de contaminação em meios porosos e/ou fraturados (ALBERTO, 2005). Publicações da área de hidrogeologia constantemente apresentam pesquisas voltadas à modelagem, ou ao menos suportadas por esta (ROMERO & SILVER, 2006; BIRK *et al*, 2006). É importante entretanto, ressaltar que existem diferentes limitações inerentes à modelagem matemática, sendo assim, embora seja inegável a utilidade desta ferramenta, seus resultados finais devem ser sempre encarados com certo grau de incerteza.

Os artigos de HILL (2006) e de GÓMEZ (2006), discutem as diferentes abordagens para construção de modelos matemáticos. HILL (2006) argumenta a favor do princípio da parcimônia (simplicidade) no desenvolvimento de simulações, enquanto GÓMEZ (2006) expõe razões devido às quais a complexidade e imprevisibilidade da distribuição das propriedades hidrogeológicas existentes no meio natural não poderiam ser ignoradas na modelagem matemática.

GÓMEZ é adepto ao tratamento estocástico e defende portanto, a geração de diversos cenários equiprováveis como representações do aquífero. Dentro dessa linha de caracterização estocástica de aquíferos, dois artigos de GÉGO *et al* (2001, 2002) foram úteis para definição dos métodos de trabalhos empregados nesta pesquisa. Tais trabalhos abordaram modelagens estocásticas do aquífero da planície do Rio *Snake*, baseando-se em distribuições equiprováveis de K . Embora a riqueza de dados de campo utilizada por GÉGO *et al* (2001, 2002) seja incomparável àquela disponibilizada para esta pesquisa, as etapas de trabalho adotadas nos referidos artigos nortearam os passos realizados nesta pesquisa.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, são descritos os passos realizados para concretização desta pesquisa, assim como são relacionados os materiais empregados para tanto.

3.2 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Todos os dados de campo utilizados neste trabalho foram gentilmente cedidos pela empresa GEOKLOCK Consultoria e Engenharia Ambiental, sendo constituídos por perfis litológicos e construtivos de poços de monitoramento e de extração instalados em área na qual foram realizados serviços de investigação e de remediação ambiental. Também foram fornecidos resultados de nivelamento topográfico relativo, de ensaios de permeabilidade conduzidos *in situ* e de medições de profundidade de níveis d'água.

Em decorrência de questões referentes à confidencialidade de informações, não é possível revelar a localização da área de estudo, por isso, as plantas do local estão descaracterizadas quanto aos limites e coordenadas. Segue-se a descrição dos procedimentos de campo conduzidos.

Em janeiro de 2000, foi procedida a instalação de quinze poços de monitoramento. Para tanto, foram realizados diferentes tipos de sondagem, de acordo com o diâmetro de instalação adotado. Treze dos poços instalados foram construídos em tubos de PVC Geomecânico DN50, com 0,0508 m de diâmetro. Para permitir tais instalações, foram realizadas perfurações com trado manual tipo concha, com cerca de 0,2032 m de diâmetro.

Tal tipo de trado manual é constituído por uma concha metálica dupla, que perfura o solo enquanto guarda em seu interior o material perfurado. O equipamento é acionado por hastes de aço com rosca submetidas a torque. Esse modo de perfuração encontra melhor aplicação em solos de baixa a média resistência, sendo impossibilitado na maioria dos casos onde se encontram

níveis de seixos ou blocos de rocha (SOUZA *et al*, 1998). Os poços atingiram profundidades entre 3,0 e 5,10 m, estabelecendo média de 4,4 m. As seções filtrantes variaram de 2,5 a 4,0 m.

As seções filtrantes também são constituídas pelo tubo de PVC Geomecânico DN50 com diâmetro de 0,0508 m, contudo, ao longo de todo seu comprimento, existem ranhuras de 0,75 mm igualmente espaçadas. O espaço anular existente entre tais elementos e a parede da perfuração foi preenchido com areia para pré-filtro até que se atingisse nível de aproximadamente 0,5 m acima do topo da seção filtrante. O pré-filtro é constituído por areia lavada de grãos de quartzo selecionada e tem por funções proporcionar o aumento da área de captação do poço, garantir menor velocidade de entrada das águas subterrâneas e proteger o mesmo do aporte direto de finos (HIX, 1992).

Acima do pré-filtro, o espaço anular existente entre a parede da sondagem e o tubo liso (PVC Geomecânico DN50 não ranhurado) foi preenchido com o selo sanitário, sendo este constituído por calda de bentonita, que é aplicada como material selante, pois tem permeabilidade muito baixa e, no caso de poços de monitoramento, tem o papel principal de evitar o contato hidráulico da seção filtrante com líquidos percolantes pelo espaço anular, podendo também, ser aplicada para isolar hidraulicamente a faixa de interesse na zona saturada (HIX, 1992).

Dois dos poços instalados em janeiro de 2000 foram construídos em PVC com 0,0254 m de diâmetro. Tais poços atingiram profundidades de 5,0 e 4,3 m, com seções filtrantes de 4,0 e 3,0 m de comprimento respectivamente. Neste caso, as ranhuras da seção filtrante foram executadas manualmente e não há registros de sua abertura e espaçamento. Sabe-se, entretanto, que o material de pré-filtro se estendeu por cerca de 0,5 m acima do topo da porção ranhurada. O restante do espaço anular, como já descrito nos parágrafos anteriores, foi preenchido por selo sanitário de bentonita.

Para instalação dos poços de menor diâmetro, foi utilizada uma perfuratriz mecânica modelo GEOPROBE. Esta é uma sonda de tamanho reduzido, que hidraulicamente percute para avançar através do material perfurado. Assim como o trado manual, este método pode ser limitado por níveis espessos de seixos ou pela ocorrência de blocos de rocha. Os perfis litológicos

Capítulo 3: Materiais e Métodos

e construtivos dos poços instalados nesta etapa são apresentados pela **Figura 3.2.1**. Por sua vez, a **Figura 3.2.2**, apresenta a localização de todos os poços instalados em planta.

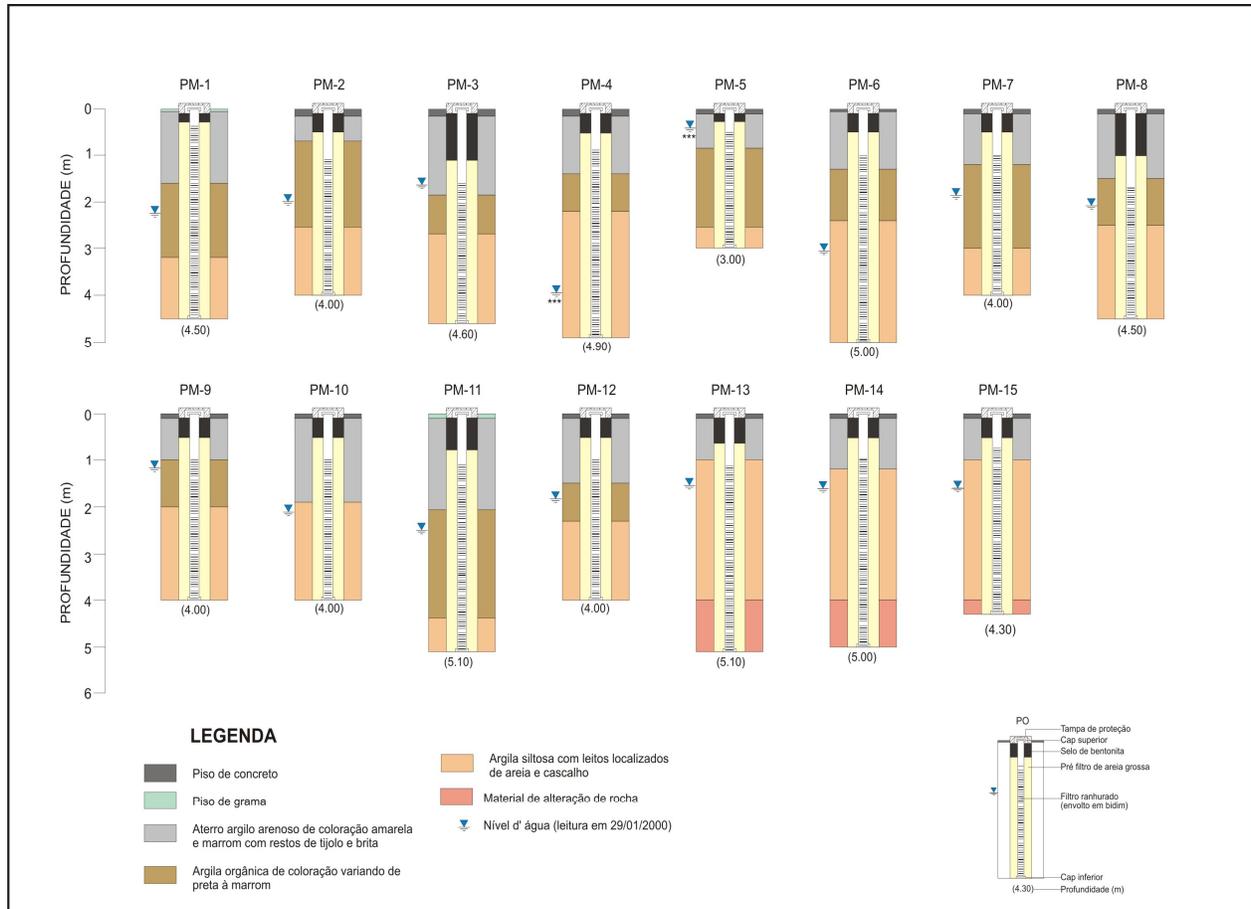


Figura 3.2.1.: Perfis litológicos e construtivos dos poços de monitoramento

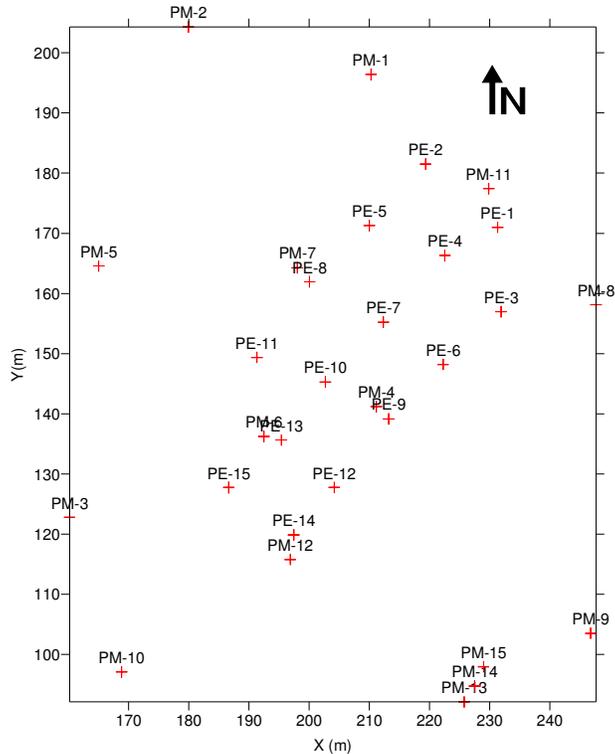


Figura 3.2.2 : Localização dos poços instalados

Após a instalação de todos os poços, foi procedida a etapa de desenvolvimento dos mesmos. Tal procedimento foi efetuado por esgotamentos sucessivos da coluna d'água. Os objetivos desta etapa são promover a remoção de materiais que podem bloquear as ranhuras da seção filtrante e também assegurar a renovação das águas estagnadas nos poros do pré-filtro e dentro do poço (FETTER, 1994).

No caso abordado neste estudo, para o desenvolvimento dos poços instalados foram utilizadas válvulas de pé acopladas à mangueiras de polietileno. Ainda na mesma campanha de campo, foram realizados ensaios de permeabilidade em oito dos poços instalados. Tais ensaios foram do tipo *slug tests* e seguiram método de HSORLEV (1951). Desse modo, o procedimento consistiu no rápido rebaixamento da coluna d'água pré-existente e na medição regular da recuperação desta. Posteriormente, com auxílio do software *Aquifer Test* desenvolvido pela empresa *Waterloo Hydrogeologic Inc.*, os dados foram tratados em acordo com a abordagem desenvolvida por BOWER & RICE (1976).

Capítulo 3: Materiais e Métodos

Por fim, foi realizada campanha de monitoramento de níveis d'água, empregando-se medidor elétrico da marca Solinst, com trena de 30 m. Tais dados possibilitaram cálculos de cargas hidráulicas, que assim como os resultados de ensaios de permeabilidade, também serão relacionadas em tabela posterior.

Em junho de 2001, com base nas investigações anteriormente conduzidas, foram implantados pela GEOKLOCK, quinze poços de extração multifásica, integrantes do sistema de remediação proposto para a área. As instalações ocorreram por meio de sondagens com trado manual tipo concha, com perfurações de 0,1524 m de diâmetro, que atingiram profundidade média de 4,5 m.

Os poços foram construídos em PVC Geomecânico DN 50, com cerca de 0,0508 m de diâmetro. A profundidade média dos mesmos foi de 4,5 m e as seções filtrantes apresentaram comprimento final de 3,5 m. O pré-filtro preencheu o espaço anular entre as seções filtrantes e as paredes das sondagens no comprimento exato dos filtros, com o vazio restante sendo ocupado por selo de bentonita. No caso de poços de extração multifásica a vácuo, o topo do pré-filtro coincide com o da seção filtrante, para evitar a ocorrência do efeito conhecido como “curto-circuito”, que ocorre quando o ar atmosférico acaba adentrando o poço em operação (PALMER & NYER, 2001). Todos os poços construídos foram desenvolvidos por meio de válvulas de pé acopladas à mangueiras de polietileno. A **Figura 3.2.3.** ilustra os perfis litológicos e construtivos dos poços de extração instalados. A localização dos mesmos consta na **Figura 3.2.2.**

Estudo de Método Para Avaliação de Incerteza na Simulação de Fluxo em Meios Porosos

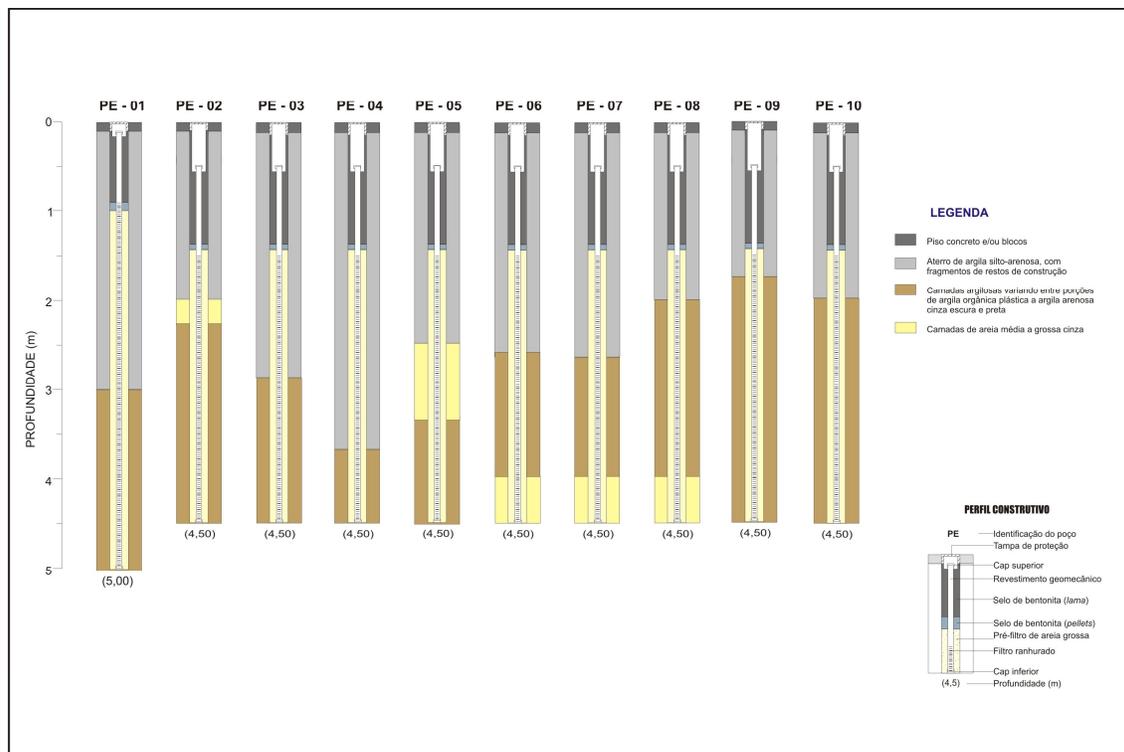


Figura 3.2.3.A: Perfis litológicos e construtivos dos poços de remediação

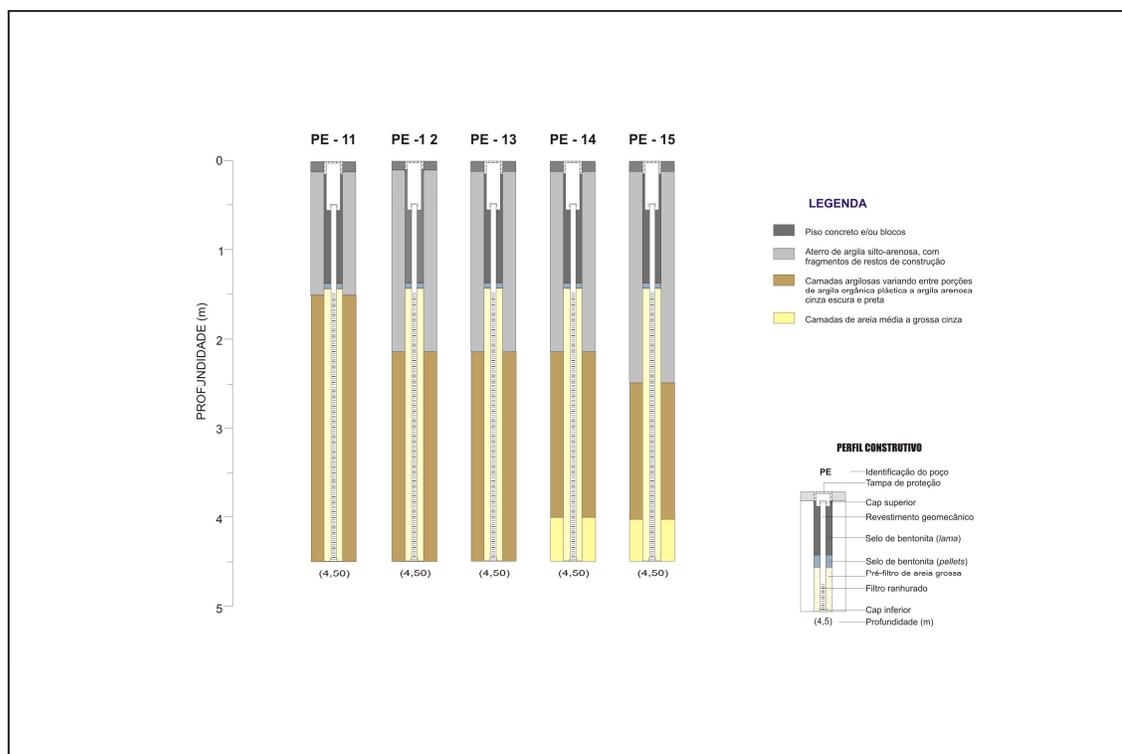


Figura 3.2.3.B: Perfis litológicos e construtivos dos poços de remediação

Foi procedido o nivelamento topográfico relativo dos poços de extração e daqueles pré-existentes. Esse procedimento é feito por correlação geométrica, em que a partir de uma estação fixa, são executadas irradiações para determinação da locação e elevação relativas dos poços.

A **Tabela 3.2.1.** sintetiza as informações referentes a todos os poços instalados (monitoramento e extração) e apresenta resultados para cargas hidráulicas e cotas topográficas relativas. Não foram encontrados dados de níveis d'água provenientes dos poços de extração em regime de não operação.

3.2.1. Características dos Poços Instalados							
POÇO	X (m)	Y (m)	Elevação (m)	Profundidade(m)	Seção Filtrante (m)	Carga Hidráulica (m)	K (cm/s)
PM-1	210,292	196,404	99,221	4,5	4,0	97.76	
PM-2	179,914	204,291	98,572	4,0	3,0	97.64	0.000006
PM-3	160,175	122,795	100,339	4,6	3,0	98.88	0.000103
PM-4	211,168	141,198	100,142	4,9	4,0	98.58	
PM-5	165,017	164,566	98,75	3,0	2,5	98.07	0.000143
PM-6	192,474	136,232	100,485	5,0	4,0	98.58	
PM-7	198,024	164,273	100,041	4,0	3,0	98.22	
PM-8	247,681	158,139	99,759	4,5	3,0	98.48	0.000009
PM-9	246,805	103,517	100,037	4,0	3,0	99.20	0.000006
PM-10	168,814	97,09	100,886	4,0	3,0	99.35	0.000405
PM-11	229,863	177,418	99,833	5,1	4,0	98.35	
PM-12	196,855	115,785	100,644	4,0	3,0	98.77	0.000261
PM-13	225,773	92,125	100,406	5,1	4,0		
PM-14	227,526	94,754	100,48	5,0	4,0		
PM-15	228,986	97,967	100,47	4,3	3,0		0.000107
PE-1	231,323	170,992	99,81	5,0	4,0		
PE-2	219,347	181,507	99,72	4,5	3,0		
PE-3	231,907	156,971	99,75	4,5	3,0		
PE-4	222,56	166,318	99,8	4,5	3,0		
PE-5	210	171,284	99,463	4,5	3,0		
PE-6	222,268	148,208	99,892	4,5	3,0		
PE-7	212,337	155,218	99,934	4,5	3,0		
PE-8	200,069	161,937	100,022	4,5	3,0		
PE-9	213,213	139,153	100,077	4,5	3,0		
PE-10	202,698	145,287	100,153	4,5	3,0		
PE-11	191,306	149,376	100,201	4,5	3,0		
PE-12	204,158	127,761	100,178	4,5	3,0		
PE-13	195,395	135,648	100,435	4,5	3,0		
PE-14	197,44	119,874	100,561	4,5	3,0		
PE-15	186,632	127,761	100,554	4,5	3,0		

3.3 MODELO CONCEITUAL

Para WALTON (1992), o modelo conceitual hidrogeológico é a interpretação semiquantitativa das informações disponíveis, que subsidia a identificação das diferentes unidades aquíferas e de suas propriedades hidráulicas, assim como suporta o reconhecimento de possíveis padrões de fluxo de águas subterrâneas. Segundo GÓMEZ, (2006), todo e qualquer modelo conceitual tem embutido alta carga subjetiva e é, na maioria dos casos, simplista, para oferecer previsões seguras o bastante, face às heterogeneidades hidrogeológicas encontradas em meios naturais, nas mais diversas escalas.

Deste modo, GÓMEZ (2006) entende que o modelo hidrogeológico conceitual constitui apenas uma das diversas hipóteses que poderiam ser validadas para determinada situação e que, portanto, existe significativo grau de incerteza presente em suas suposições. De qualquer forma, o modelo conceitual hidrogeológico é etapa imprescindível e de inegável relevância para modelagem matemática, pois, seja por abordagem determinística ou estocástica, será este o elemento guia na decisão de fatores como condições iniciais e de contorno (ALBERTO, 2005).

Nesta pesquisa, o modelo conceitual desenvolvido foi suportado pelos dados de campo disponibilizados, assim como por informações obtidas via levantamentos bibliográficos. A área de estudos tem aproximadamente 10.300 m² e foi aqui descaracterizada, de modo que apenas a posição relativa entre os poços instalados foi respeitada.

As sondagens realizadas para instalações de poços de monitoramento e extração forneceram as informações mais relevantes para os desdobramentos deste trabalho. Neste sentido, cabe ressaltar as dificuldades enfrentadas por conta das padronizações descritivas diferenciadas adotadas quando da instalação dos dois tipos de poços encontrados.

Observando os perfis litológicos disponibilizados junto aos poços de monitoramento instalados, pode-se notar que os materiais identificados em campo foram compartimentados em quatro unidades diferenciadas. A mais superficial delas foi classificada como um aterro argilo-arenoso de cores predominantes amarelo e marrom, com presença de entulho oriundo de

construções civis. Ainda segundo as informações fornecidas, tal estrato apresenta espessura variando entre 0,7 e 2,1 m, com média de 1,3 m e desvio padrão de 0,4 m. Trata-se de uma unidade observada em todas as perfurações conduzidas e nota-se que não há regionalização clara de porções mais espessas ou não, conforme mostra a **Figura 3.3.1.**, na qual estão representados os valores obtidos para espessura em planta.

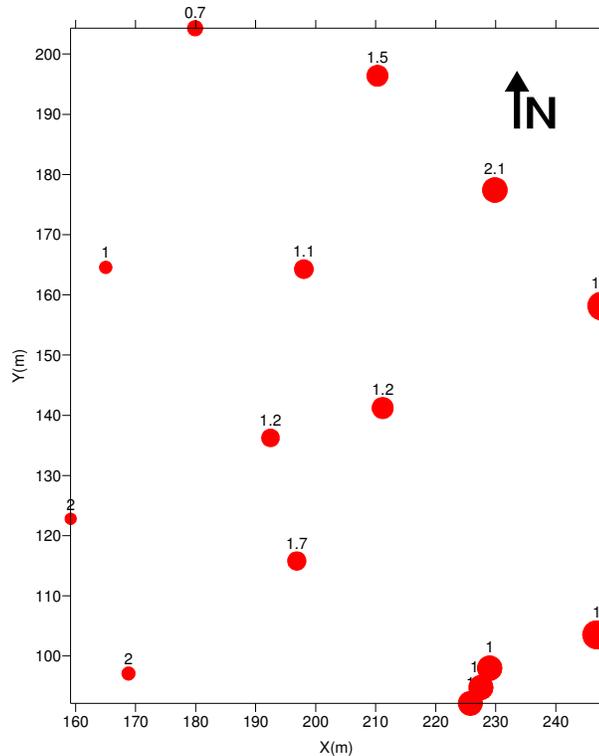


Figura 3.3.1: Espesuras de aterro em planta

Sotoposto à camada de aterro, em 11 dos 15 poços de monitoramento instalados, foi diferenciado estrato constituído por argila orgânica de cores preto e marrom. Tal material não foi detectado em poços concentrados na porção sul da área (**Figura 3.3.2.**). Nesta mesma ilustração, são exibidas medidas pontuais de espessura dessa unidade. Os valores variam de 0,3 a 2,2 m e definem média de 1,2 m, com desvio padrão de 0,56 m. Contudo, se não consideradas as medidas dos poços mais a sul, a média passa a 1,3 m e o desvio padrão fica em 0,45 m.

A terceira unidade identificada foi descrita como uma argila siltosa, com leitos localizados de areia e cascalho. Esse material foi descrito em todos os poços instalados e, na porção de extremo sul, está diretamente abaixo da camada de aterro. Também nesta mesma região, sotoposto à essa argila siltosa, foi descrito material de alteração de rocha granítica, que constitui a quarta unidade diferenciada. Nos demais poços, esse quarto tipo de material não foi atingido. Nos locais onde a alteração de rocha foi verificada, a espessura da terceira unidade foi sempre de 3 m.

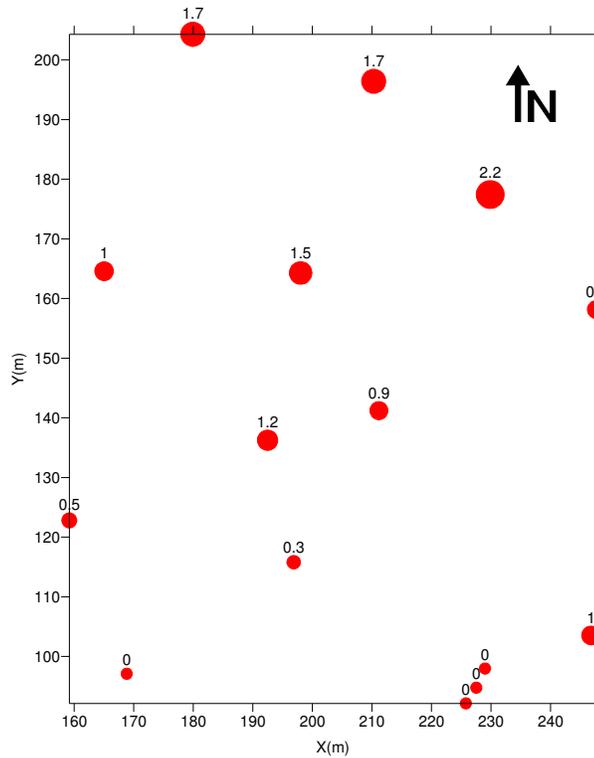
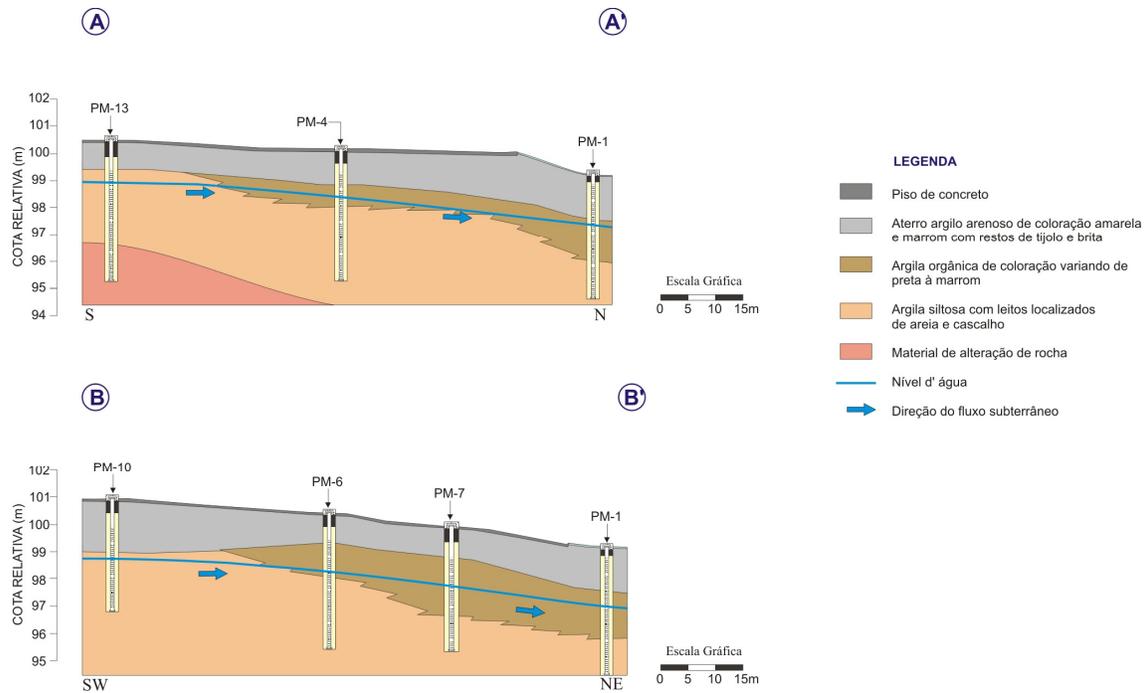


Figura 3.3.2: Espessuras de camada de argila orgânica em planta

A **Figuras 3.3.3.** mostra seções geológicas construídas para a área, a partir das descrições das sondagens realizadas para instalação de poços de monitoramento.



Devido à instalação dos poços de extração, pode ser percebida uma padronização de unidades diferente daquela adotada inicialmente. Como ocorrera anteriormente, na porção mais rasa do terreno, foi identificado aterro de argila silto-arenosa, com ocorrência de entulho de construção civil. Neste caso, a espessura determinada para tal extrato variou de 1,5 a 3,6 m e a média foi de 2,3 m, com desvio padrão de 0,54 m. Se avaliados os poços de monitoramento mais próximos aos de extração, percebe-se dissimilaridades dentre as medidas de espessura que variam de 0,4 a 0,9 m, com média de 0,7 m (**Figura 3.3.4**).

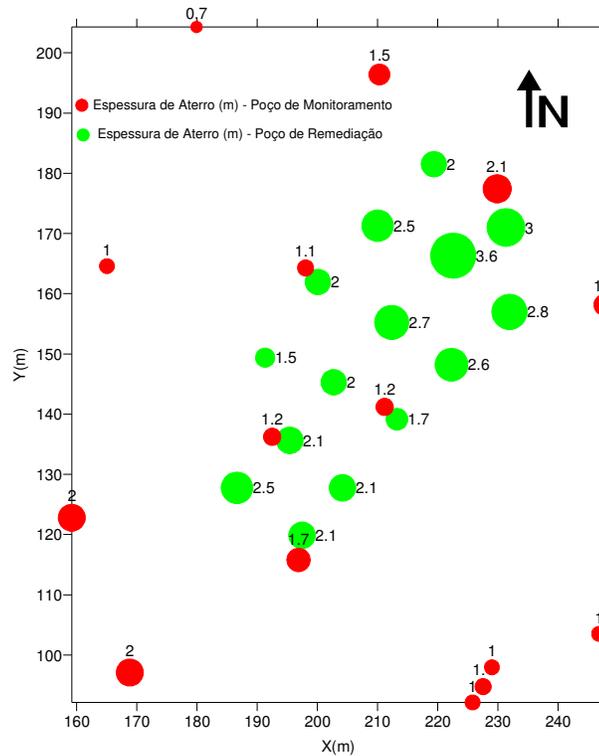


Figura 3.3.4: Espessuras de aterro em poços de monitoramento e de remediação

Outra unidade individualizada, durante a segunda etapa, foi percebida em todos os poços instalados e descrita como sendo composta por estratos argilosos, constituídos por argila orgânica preta ou por argila arenosa cinza escura. Houve ainda, a individualização de um terceiro tipo de material, que seria composto por areias médias a grossas de cor cinza, identificadas em 7 dos poços de extração instalados.

Nos 5 poços em que o segundo tipo de material ocorre imediatamente abaixo do aterro existente e é limitado na base pela presença da terceira unidade, sua espessura variou de 1,3 a 2,0 m, com média de 1,6 m. Nos outros 8 poços nos quais essas argilas estão presentes logo abaixo da camada superficial, não foram interceptados novos tipos de materiais até a profundidade final de sondagem. A **Figura 3.3.5.** mostra esta situação vista em planta.

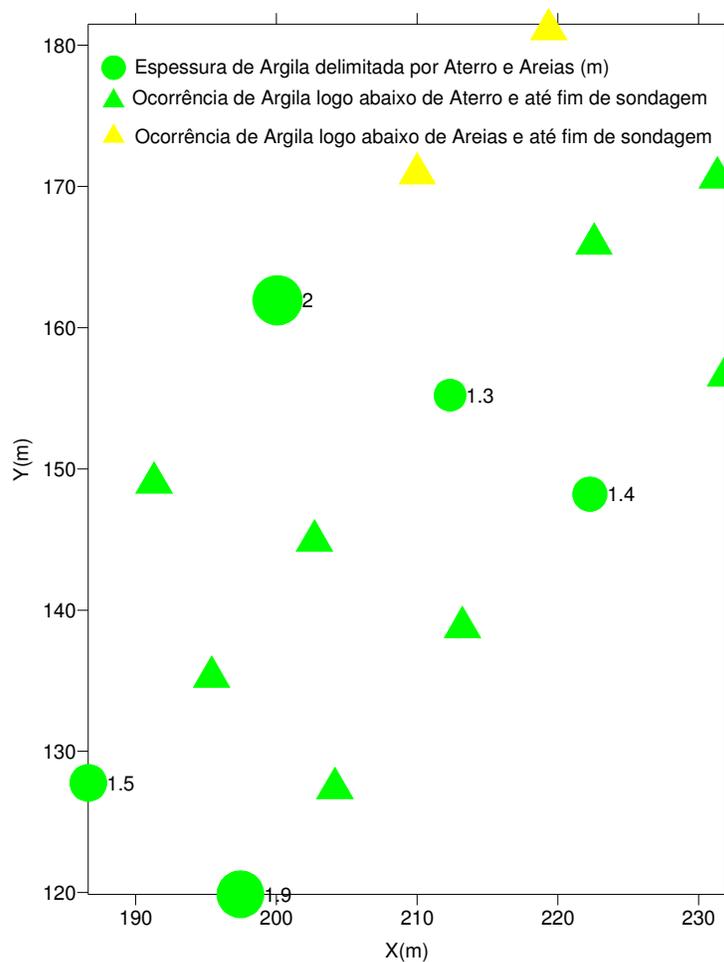


Figura 3.3.5: Ocorrências e espessuras de argila em poços de remediação

No caso das areias médias a grossas constituintes da terceira unidade, em 2 poços as mesmas foram detectadas em contato direto com a porção de aterro, com espessuras de 0,2, e 0,7 m e nos outros 5 poços em que foram descritas, tais ocorrências foram a última mudança de material notada durante as perfurações. A **Figura 3.3.6.** apresenta planta que resume esta disposição.

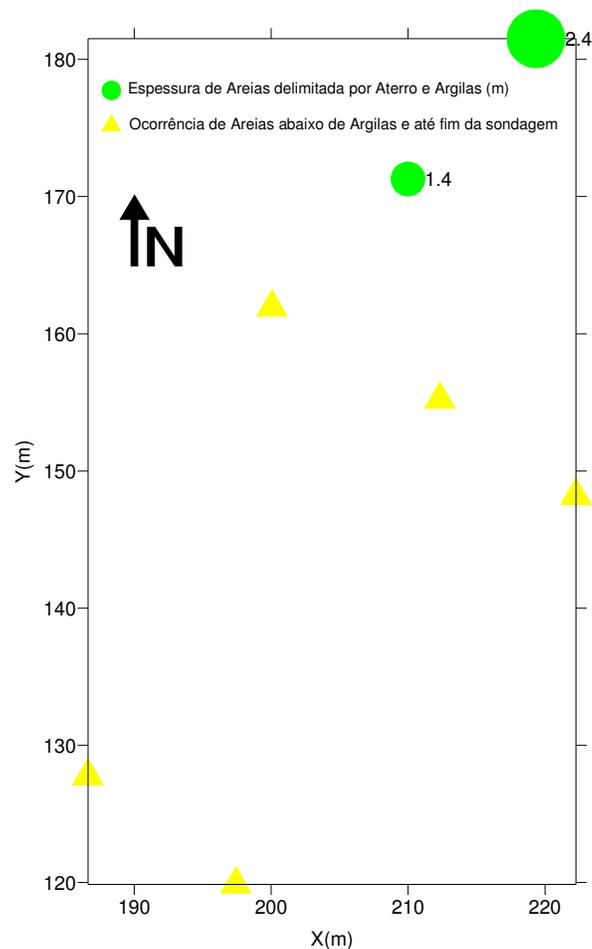


Figura 3.3.6: Espessuras e ocorrências de areia em poços de remediação

Tendo o que foi descrito nos parágrafos anteriores, embora ocorra correlação razoável para a camada de aterro delimitada em ambas campanhas, nas demais unidades essa similaridade está somente subentendida, pois as descrições litológicas apresentadas se não são contrastantes, apresentam detalhamento diferenciado.

Logo abaixo do aterro, na campanha de instalação de poços de monitoramento foram individualizados dois estratos argilosos: o mais raso, essencialmente composto por argila orgânica e o imediatamente inferior, que foi genericamente definido como argila siltosa com leitos localizados de areia e cascalho. Nota-se assim, que embora tenha sido feita menção à existência de materiais mais grossos, os mesmos não foram tratados como uma unidade diferenciada, ou seja, na prática, não há como inferir localização, extensão, forma e frequência de ocorrência.

Contudo, sabe-se que em meio à matriz predominantemente argilosa, materiais mais grossos, como areias e cascalhos, tendem a constituir caminhos preferenciais de passagem para as águas subterrâneas, uma vez que de forma geral, apresentam condutividades hidráulicas significativamente mais elevadas do que materiais finos (FETTER, 1994). Desse modo, as ocorrências de areia e cascalho não identificadas poderiam constituir importante elemento de controle da direção e velocidade do fluxo de águas subterrâneas no local estudado. Apesar disso, os dados obtidos não permitem qualquer tipo de caracterização das mesmas.

Por outro lado, se observadas as descrições realizadas quando da instalação de poços de extração, percebe-se que abaixo do aterro, há distinção entre estratos argilosos e arenosos e diferentemente do que fora identificado em etapa anterior, tais materiais grossos se restringiriam à granulação de areia fina a grossa, não sendo descrita a presença de cascalhos. Tal unidade ocorreu pontualmente, acima ou abaixo do estrato argiloso. Se avaliadas as descrições do material argiloso realizadas inicialmente e quando da instalação do sistema de extração, nota-se nova diferença de sistematização, pois, se ao instalar os poços de monitoramento o responsável técnico havia individualizado um estrato de argila orgânica e outro de argila siltosa com leitos de granulometria grossa, quando construídos os poços de extração houve a identificação de somente um estrato argiloso composto por camadas argilosas orgânicas e argilo-arenosas intercaladas.

A diferença entre as abordagens não é sutil, enquanto a primeira define um estrato de argila orgânica com espessura média de 1,2 m completamente segregado de corpo argilo-arenoso, a segunda descreve camada com porções de argila orgânica e de argila arenosa intercaladas e supostamente com frequência e espaçamento tais, que não permitiram a clara individualização geométrica dessas ocorrências. Cada uma das representações supracitadas pode proporcionar impacto relevante no fluxo de águas subterrâneas, causando mudanças de velocidade e de direção.

Conforme exposto, para definição do modelo geológico conceitual adotado nesta pesquisa, buscou-se integrar as informações existentes por meio de simplificações, ou seja: utilizou-se as descrições mais genéricas existentes em cada uma das etapas discutidas, como base para

definição de premissas. Desse modo, evitou-se direcionamentos oriundos de imposições espaciais não fundamentadas, assumindo-se para tanto, a continuidade dos meios estudados (MARSILY *et al*, 2005).

Sendo assim, optou-se por subdividir a área de estudos em três domínios diferenciados, a saber: camada de aterro, sedimentos argilo-arenosos e alteração de rocha. Vale ressaltar, que o estrato de sedimentos argilo-arenosos engloba as ocorrências argilosas e arenosas citadas nos dados disponibilizados.

O aquífero estudado foi classificado como livre, em decorrência de sua proximidade com a superfície do terreno e também por não existir clara condição de confinamento (CLEARY, 1989). Neste estudo, foco é dado à unidade aquífera constituída por camada de aterro e pelos sedimentos argilo-arenosos, sendo desconsiderada a presença de alteração de rocha, que é espacialmente restrita dentro dos limites de pesquisa propostos.

Com base nos valores de carga hidráulica disponíveis, foi traçado mapa potenciométrico para o aquífero estudado (**Figura 3.3.7.**). Nota-se que a direção predominante de fluxo é de sul para norte, com gradiente hidráulico aproximado de 1%. Ressalta-se, contudo, que a direção de fluxo sugerida trata-se apenas de uma estimativa, pois a possível existência de anisotropia não foi considerada quando de sua confecção (LIAKOPOULOS, 1965) .

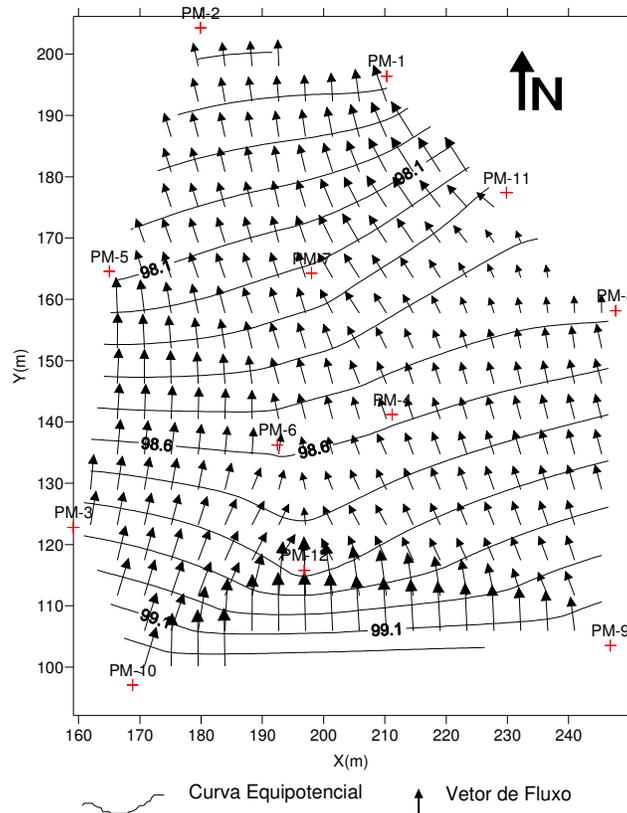


Figura 3.3.7: Mapa Potenciométrico

Para avaliação de condutividades hidráulicas inerentes ao aquífero estudado, foram realizados 8 ensaios de campo em poços de monitoramento. Os resultados mostraram variabilidade de até duas ordens de grandeza, o que poderia ser relacionado à heterogeneidades típicas de aterros e de depósitos aluvionares (CLEARY, 1989). A **Figura 3.3.8.** apresenta as informações dispostas em planta. Entretanto, os perfis litológicos confeccionados e os construtivos adotados para os poços submetidos aos ensaios apresentam características que impossibilitam a quantificação estimada da influência de cada um dos materiais sobre a condutividade.

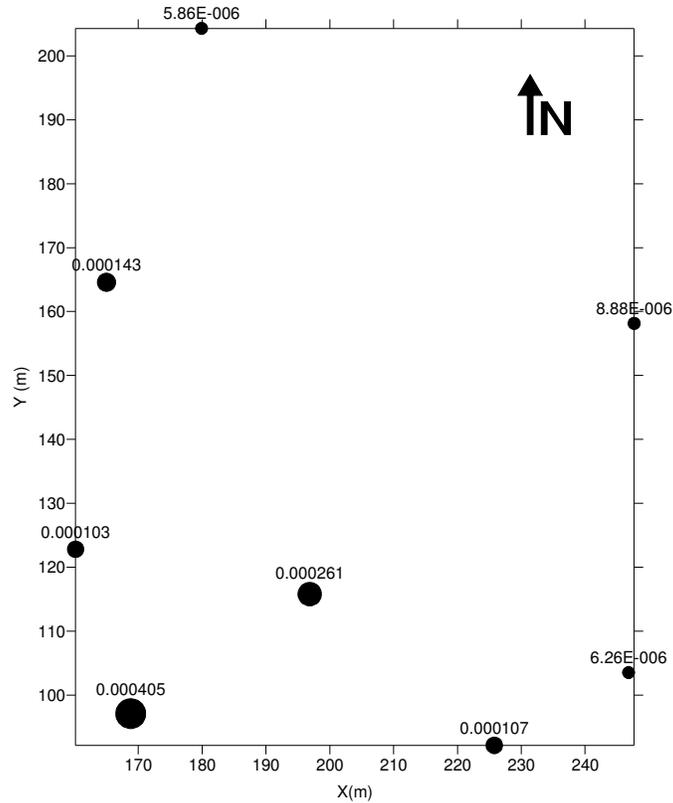


Figura 3.3.8: Condutividades hidráulicas em planta

Primeiramente, as descrições litológicas acessadas são simplistas e segregam o alúvio somente em estratos de argila orgânica e argila siltosa com ocorrências localizadas de areia e cascalho, sem, contudo, delimitar ou localizar minimamente, as últimas, que atribuem maior permeabilidade ao meio estudado. Além disso, nota-se que todos os poços foram instalados com seções filtrantes longas, ou seja, não há isolamento hidráulico entre os diferentes estratos perfurados e, portanto, as condutividades hidráulicas calculadas representam uma combinação das diferentes permeabilidades associadas às hidrofácies seccionadas pelo filtro do poço em avaliação.

Sendo assim, para o prosseguimento deste trabalho, optou-se pelo emprego de valores de condutividade baseados em dados de literatura. A maneira com que tal procedimento foi realizado será melhor explicada no item subsequente.

3.4 TRATAMENTO GEOESTATÍSTICO

O modelo hidrogeológico conceitual adotado engloba duas unidades aquíferas distintas: a superior, constituída por aterro, e a inferior, caracterizada por sedimentos argilo-arenosos, identificadas por A e B, respectivamente, para os procedimentos que se seguem.

Como componente estocástico da pesquisa conduzida, realiza-se passo no qual são gerados cenários randômicos equiprováveis de distribuições de K , dentro da área coberta pelo estudo. Tal procedimento se apóia na idéia de que devido ao conhecimento limitado sobre o aquífero tratado, a análise de diferentes hipóteses igualmente plausíveis para representação do mesmo pode fornecer uma estimativa da incerteza inerente aos resultados obtidos. Essa é a lógica da abordagem conhecida como probabilística (GÓMEZ, 2006).

Inicialmente, foram determinados os valores de K possivelmente encontrados nas unidades A e B. Sendo assim, para o aterro A, composto por (argila-silto arenosa) misturada ao entulho de construções civis, foi empregado intervalo de K entre $10E^{-01}$ e $10E^{-07}$ cm/s, o que cobriria valores esperados de cascalho à argila (FREEZE & CHERRY, 1979). A escolha desta ampla faixa se justifica pela imprevisibilidade inerente à uma camada de aterro, na qual podem coexistir porções de fino muito compactadas, praticamente impermeáveis, e frações compostas por entulho repletas de vazios e, conseqüentemente, com alta condutividade associada.

Para os sedimentos areno-argilosos encontrados na unidade B, a faixa de K adotada se estendeu de $10E^{-03}$ a $10E^{-06}$ cm/s, com valores que cobrem de argilas à areias grossas (FREEZE & CHERRY, 1979). Foram geradas então, distribuições randômicas de K para A e B, obedecendo aos intervalos acima citados (**Figura 3.4.1.**).

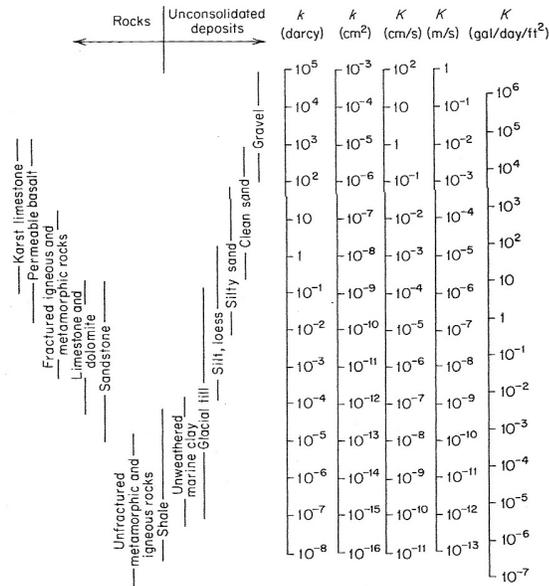


Figura 3.4.1: Intervalos de condutividade hidráulica (FREEZE & CHERRY, 1979)

Para tanto, utilizando rotinas computacionais em linguagem *Visual Basic*, os dados referentes a todos os poços instalados foram estruturados em cinco colunas e 1350 linhas. As colunas representam sigla do poço, coordenada X, coordenada Y, profundidade e código de unidade aquífera. A regularização vertical dos dados foi aplicada pelo emprego de rotina capaz de proceder à classificação como sendo do tipo A ou B, em intervalos de 0,1 m perfurados. Para isso foram utilizados dados de topo e base de A e B para cada poço.

Finalmente, para geração das distribuições randômicas de K , escreveu-se outro programa que executasse a função *RANDOMIZE* do *Visual Basic*, dentro dos intervalos estabelecidos para os códigos A e B. O algoritmo *RANDOMIZE* foi desenvolvido por *WICHMAN & HILL* (1982, 1987) e foi aprovado em diferentes testes estatísticos que aferiram sua aleatoriedade. Cada distribuição randômica foi organizada de forma que permitisse a entrada de dados no programa de geoestatística utilizado. Desse modo, todos os valores de K obtidos foram multiplicados por $10E + 05$ e cada distribuição foi individualizada em arquivos de extensão “.ASCII”.

Nesta pesquisa, empregou-se o programa geoestatístico *S-GEMS* (Stanford Geostatistical Earth Modeling Software), que desenvolvido pela Universidade de Stanford é gratuito e tem

código aberto (REMY, 2004). A versão empregada foi a 1.4. e nela foram realizadas operações com o algoritmo de krigagem ordinária.

Genericamente, a krigagem é um conjunto de técnicas de regressão linear empregadas para minimizar a variância definida a partir de um modelo de covariância pré-existente (DEUTSCH & JOURNAL, 1992). Por sua vez, a krigagem ordinária é a variante mais comumente aplicada dentre aquelas relacionadas ao método, objetivando sempre a diminuição da variância dos erros associados às estimativas realizadas, por meio de cálculos de ponderadores para uma determinada configuração espacial de dados (YAMAMOTO, 2001). O sucesso da krigagem ordinária se deve à utilização de distância estatística customizada ao invés da distância geométrica e também à sua tentativa de contornar os efeitos de possíveis concentrações espaciais de amostras dentro do conjunto de dados disponibilizados (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989).

Para a operação do algoritmo de krigagem ordinária é necessária a determinação das características do variograma adotado, assim como a definição do elipsóide de pesquisa que delimita e direciona a abrangência das estimações procedidas (REMY, 2004). Avaliação preliminar dos dados de entrada, por meio de histogramas e de dados estatísticos básicos revelaram distribuições com forte assimetria positiva em todos os 60 casos abordados. Tal comportamento é característico de distribuições do tipo lognormal (YAMAMOTO, 2001), que são frequentemente mencionadas como adequadas para representação de permeabilidades (MARSILY *et al*, 2005). Com os dados oriundos de geração randômica, foram conduzidas diversas tentativas de modelagem de variogramas empregando-se a ferramenta para análises de variogramas experimentais existente no programa S-GEMS.

As amostras exibiram baixo grau de correlação espacial em todas as direções quando adotados mergulhos de baixa intensidade e como esperado, apresentaram forte grau de linearidade quando avaliadas em mergulhos verticais, indicando a existência de tendência ou deriva para os dados assim dispostos, uma vez que os variogramas produzidos não atingem patamares (ISAAKS & SRIVASTAVA, 1989).

A maior continuidade na direção vertical é reflexo direto do processo de geração destas informações, no qual supôs-se valores randomicamente distribuídos em corpo contínuo, assumindo lógica homogêneo –heterogêneo, ou seja: a área de ocorrência das propriedades não é truncada, mas a distribuição das propriedades dentro dessa obedece função geradora aleatória (GÉGO *et al*, 2002). De qualquer forma, os parâmetros para o modelo de variograma utilizado foram obtidos por meio da modelagem dos variogramas experimentais exibidos pelas **Figuras 3.4.2. e 3.4.3.**

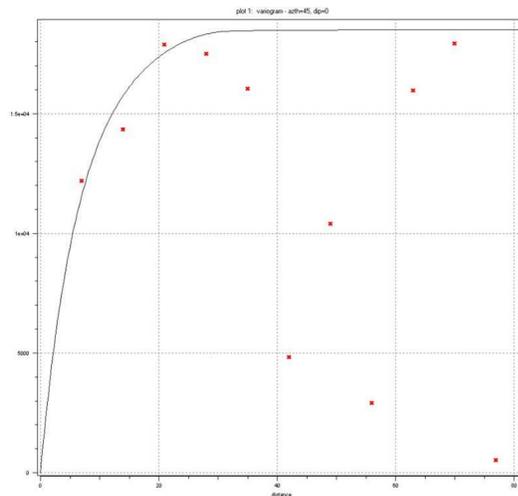


Figura 3.4.2: Variograma horizontal

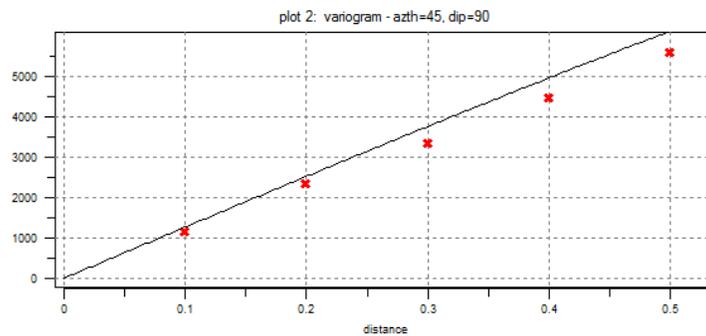


Figura 3.4.3: Variograma vertical

Para execução da krigagem ordinária, é necessária a definição das características referentes ao elipsóide de pesquisa, de modo que se especifique o volume de procura requerido (REMY, 2004). A avaliação da disposição espacial dos poços existentes revela uma evidente concentração de informação no setor onde houve a instalação do sistema de extração, seguindo-se azimute de 45°. Deste modo, se para cada distribuição randômica de K fosse realizada apenas uma krigagem

ordinária englobando toda área de interesse, o elipsóide de pesquisa adotado deixaria de captar os detalhes que poderiam ser percebidos em região com maior disponibilidade de dados. Por outro lado, se direcionado e limitado o elipsóide de pesquisa à área de maior detalhamento, haveria pontos não cobertos pelas estimativas procedidas. Portanto, para cada um dos 60 conjuntos de dados utilizados como entrada, foram realizadas duas krigagens ordinárias: uma focada na região de maior detalhe e outra buscando prover resultados para regiões com baixa densidade de pontos de controle. As **Figuras 3.4.4.** e **3.4.5.** ilustram exemplos das saídas gráficas fornecidas como resultados pelo programa S-GEMS.

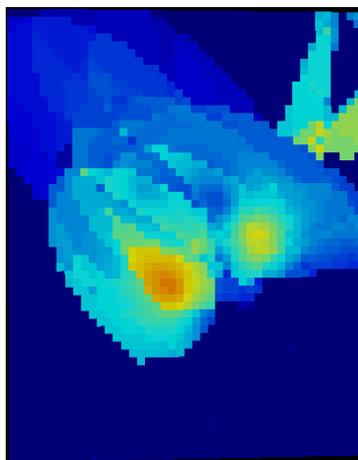


Figura 3.4.4: Saída SGEMS - vista em planta

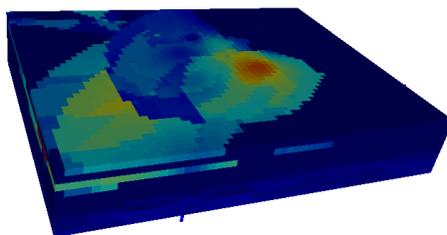


Figura 3.4.5: Saída do SGEMS - bloco 3D

Uma vez obtidas as saídas geradas pelas krigagens ordinárias conduzidas, o passo seguinte passa pela consolidação dos cenários de distribuição de K que seriam posteriormente inseridos no

simulador de fluxo. Para isso, foi necessário integrar as informações provenientes das krigagens de detalhe e as de maior vizinhança, realizadas para cada um dos 60 conjuntos de dados tratados.

Assim, foi novamente criada rotina de programação para integrar as informações com raios de vizinhança diferentes. A lógica empregada adota a seguinte regra: em locais onde houvesse resultados oriundos de krigagem ordinária de detalhe esses deveriam prevalecer, contudo, para aquelas células não contempladas pela estimação detalhada, os valores mais genéricos deveriam ser aproveitados. Este código garantiu que toda a malha modelada tivesse resultados atribuídos, assim como assegurou que situações menos suavizadas fossem observadas nos locais onde maior detalhamento foi possível.

3.5 MODELAGEM NUMÉRICA

Para realização da modelagem numérica, foi adotada versão comercial do programa MODFLOW. Este simulador desenvolvido pelo Serviço Geológico Norte Americano (USGS), resolve tridimensionalmente a equação do fluxo de águas subterrâneas, por meio do método de diferenças finitas (FETTER, 1994). Desde o início da década de 80, o programa, que é livre, tem passado por contínuos aperfeiçoamentos e atualmente, é um simulador de fluxo muito utilizado.

Por conta disso, passaram a surgir versões comerciais para o mesmo, sempre focando na melhoria da *interface* (McDONALD & HAUBARGH, 2003).

O trabalho apresentado empregou uma dessas versões, especificamente o Visual MODFLOW 3.1., que foi comercializado pela WATERLOO HYDROGEOLOGIC Inc.. A licença do programa utilizado foi gentilmente cedida pela empresa GEOKLOCK Engenharia e Consultoria Ambiental. Essa versão é bastante semelhante ao MODFLOW em suas características técnicas, mostrando diferenciação por apresentar *interface* gráfica mais amigável e ferramentas de definição de condições de contorno e de distribuição de propriedades mais ágeis (WATERLOO, 2003). Complementarmente, foi empregado o pacote de pós-processamento chamado MODPATH (Versão 4.3), que constitui um traçador de partículas para modelo de fluxo realizado pelo MODFLOW (USGS, 2008).

O propósito das simulações conduzidas nesta pesquisa é demonstrar o efeito de diferentes cenários equiprováveis de distribuição de K , sobre respostas do modelo de fluxo, ou seja, por meio da avaliação do comportamento de partículas lançadas no domínio simulado, buscam-se evidências e estimativas quanto às incertezas inerentes ao processo de modelamento realizado e que podem afetar sua capacidade de predição. Para isso, são utilizadas as informações sobre K geradas. Contudo, são necessários ajustes que permitam a migração de dados de saída do S-GEMS para o simulador de fluxo adotado.

O Visual MODFLOW 3.1. armazena os dados sobre propriedades hidráulicas em arquivo tipo ASCII, de extensão “.VMP”. Observando-se tal arquivo, nota-se que cada valor de determinada propriedade é identificado por um índice individual e que, o conjunto de índices representando todos os valores associados à determinada característica é distribuído em matrizes que representam as camadas do modelo. Cada uma dessas matrizes possui número de linhas e colunas idêntico àquele adotado para divisão de células no domínio simulado, de modo que cada elemento da matriz esteja associado à uma célula do modelo, por equivalência de posicionamento.

Sendo assim, é necessário estabelecer índice que identifique os valores de K gerados pela etapa geoestatística. Se considerados todos os valores individualmente e para todos os cenários geoestatísticos produzidos (60), chegaríamos a um número de propriedades individuais próximo à 1.500.000. Desse modo, para facilitar o manejo dos dados, propõe-se a subdivisão destes valores em 10.000 intervalos. Tal procedimento é baseado na determinação da diferença entre máximo e mínimo dentre todos os valores obtidos, seguida da divisão pelo número de classes desejada.

Assim, cada classe geraria um índice, cujo valor corresponderia à média aritmética de seus extremos. Entretanto, se observado mais uma vez o arquivo “.VMP”, percebe-se que para cada modelo, a indexação precisa ser retomada do início, ou seja, o primeiro índice terá sempre de ser 1, o segundo 2 e assim por diante, em ordem crescente de K . Desse modo, há a necessidade de criar um ordenamento de índices específico para cada cenário a ser modelado. Além disso, novamente para cada um dos cenários a ser modelado, os índices obtidos teriam de ser organizados em matrizes correspondentes às camadas previstas na simulação. Cada uma dessas

matrizes teria número de linhas e colunas equivalentes àqueles da malha assumida para o domínio modelado e cada índice seria alocado em posição da matriz relacionada à célula em que aquela propriedade deveria ocorrer no modelo.

Como passo final para entrada desses dados no ambiente do Visual MODFLOW 3.1., restam pequenos ajustes de formatação. Nesta pesquisa, foi desenvolvido algoritmo em linguagem *Visual Basic*, para procedimento das etapas de conversão supracitadas, desse modo, dados de saída oriundos do S-GEMS foram automaticamente convertidos no formato de entrada, por substituição de parte do arquivo .VMP..

Em virtude do objetivo deste trabalho, para todos os cenários simulados a única propriedade hidráulica variada é K . Os demais parâmetros permanecem com valores *default* fornecidos pelo programa de simulação. Destaca-se ainda, que para cada célula não houve anisotropia nos eixos X e Y, enquanto K em Z foi inserido sempre com uma ordem de grandeza menor. Todos os cenários simulados definem malha de 45 colunas, por 57 linhas e 10 camadas, totalizando 25.650 células para cálculos, todas consideradas inicialmente ativas. O espaçamento nos eixos X e Y é de 2,0 m e regular, de modo que não há refinamento de porção alguma da malha adotada. Em Z, as camadas estão separadas por 0,5 m.

As **Figuras 3.5.1.** e **3.5.2.** apresentam planta e seção do domínio de modelo. Como condições de contorno, foram adotadas cargas constantes nos extremos norte e sul da área e definidas condições de não fluxo nas bordas leste e oeste. Não foram determinados valores de recarga para a área avaliada. Para todas as camadas, em posição de montante, foram adicionadas linhas com 10 partículas, totalizando-se 100 partículas liberadas no ambiente avaliado.

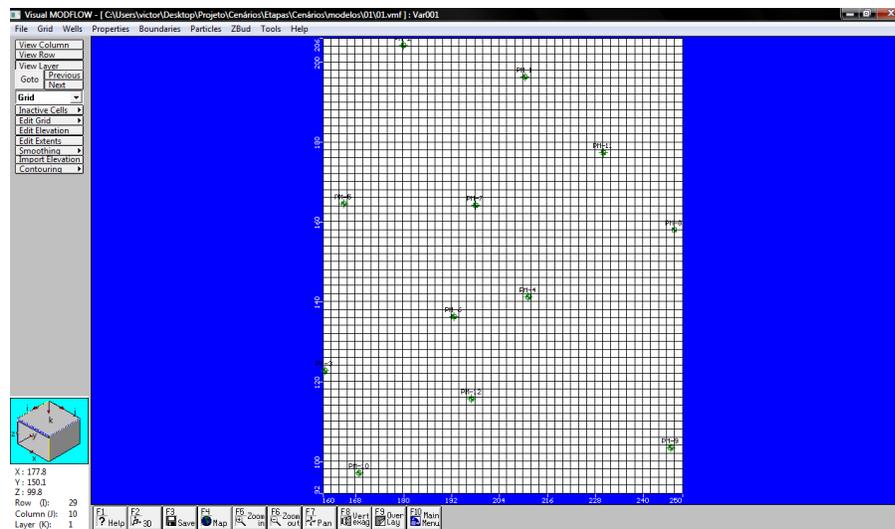


Figura 3.5.1: Visão em planta do domínio modelado

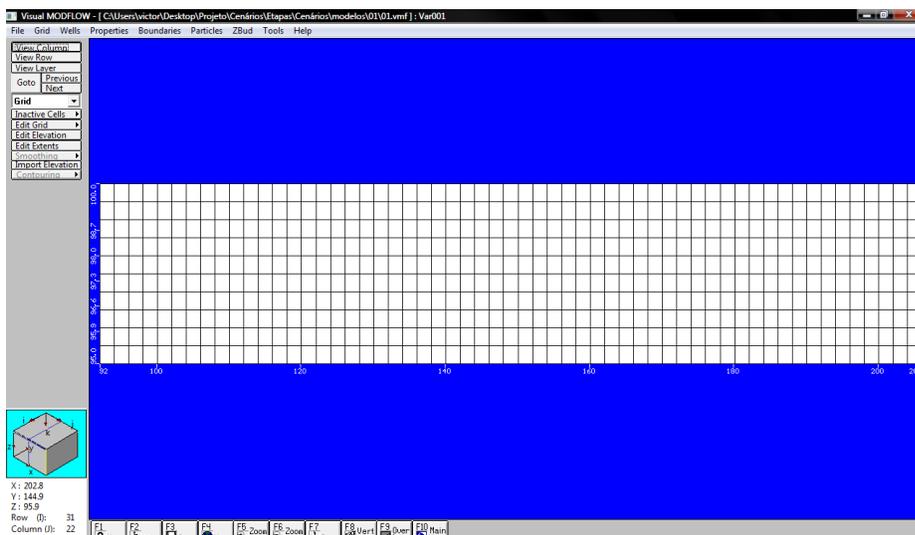


Figura 3.5.2: Seção do domínio modelado

Como pode-se observar, trata-se de um modelo extremamente simplificado, pois em decorrência das limitações do uso de informações relativas ao local de estudos, não há fundamentação para construção de uma modelagem de fluxo detalhada e calcada em hipótese conceitual abrangente. De qualquer modo, os dados disponíveis se prestam satisfatoriamente para a aplicação do método de análise empregado.

Os modelos de fluxo foram realizados para condições estacionárias (*steady state*) calculadas através do solucionador de matrizes WHS (Solver for Visual Modflow). Não estava ativa opção para remolhagem de células e todas as camadas foram consideradas do tipo 1 (Não Confinadas), ou seja, com transmissividade variando de forma diretamente proporcional às mudanças de espessura saturada. Para realização das simulações de trajetórias de partículas, como opção de descarga, foi selecionado padrão no qual o deslocamento das mesmas seria interrompido sempre que fossem atingidas células nas quais houvesse água sendo removida do domínio modelado.

Inicialmente foi realizada calibração de fluxo para um dos cenários equiprováveis gerados (no caso o cenário 1). O único elemento de calibração utilizado foi o ajuste realizado dentre as cargas constantes a sul e a norte. O processo de calibração consiste na comparação entre os valores calculados pelo modelo e aqueles observados em campo (ALBERTO, 2005). No caso deste trabalho, os dados disponíveis consistiam em medições de cargas hidráulicas realizadas em poços de monitoramento.

As estatísticas obtidas mostram a calibração satisfatória do fluxo para o modelo abordado, sobretudo ao serem observados os baixos valores de erro quadrático médio (RMS) e de erro máximo, assim como o alto grau do coeficiente de correlação e o balanço de massa hídrico com baixa discrepância (**Figura 3.5.6.**).

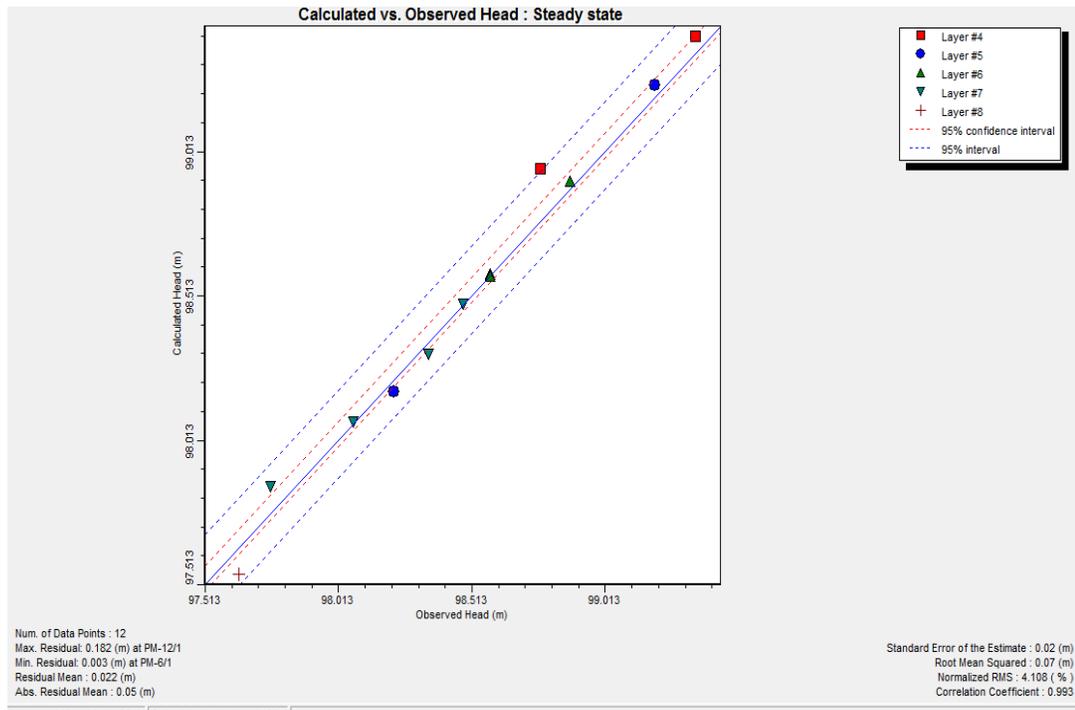


Figura 3.5.6.: Gráfico de calibração de fluxo

Posteriormente, foram simulados sessenta cenários dentro das premissas assumidas.

4 RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Tendo sido conduzidas sessenta simulações de fluxo e trajetória de partículas, buscou-se demonstrar a influência das diferentes distribuições equiprováveis de K , sobre as respostas verificadas para cada realização. Para tanto, foram computados os parâmetros tempo mínimo e máximo de trajetória de partículas e ainda, para controle do desempenho do simulador, os parâmetros de erro quadrático médio (RMS) e discrepância do balanço hídrico.

Os tempos mínimo e máximo referem-se ao menor e maior tempo de viagem de partículas no domínio modelado, o RMS ao valor do erro quadrático médio normalizado para calibração entre cargas observadas e calculadas e a discrepância do balanço hídrico representa a relação calculada para todo domínio modelado, da entrada e saída de água do sistema.

Analisando-se os dados de RMS obtidos, notou-se que a metade dos resultados analisados permanece com valores de RMS inferiores a 10% e que cerca de 3/4 ficam abaixo de 20%. Contudo, 1/4 das simulações apresentaram RMS superior a 30%, o que demonstra que algumas realizações obtiveram respostas nas quais não houve boa correlação entre as cargas hidráulicas calculadas e aquelas medidas em campo. Em tais cenários houve, próximo ao limite sul do domínio modelado, elevação da carga hidráulica, que origina a inversão da direção do fluxo esperado, conforme ilustra a **Figuras 4.1.** As discrepâncias para o balanço hídrico atingido em tais simulações são da ordem de 44%, o que denota que o modelo não pôde solucionar corretamente o fluxo para os cenários de condutividades apresentados, provavelmente devido instabilidade numérica causada por células adjacentes com valores de K muito diferentes. Para efeito de comparação, nas demais realizações a discrepância de balanço hídrico esteve sempre abaixo de -0,1%.

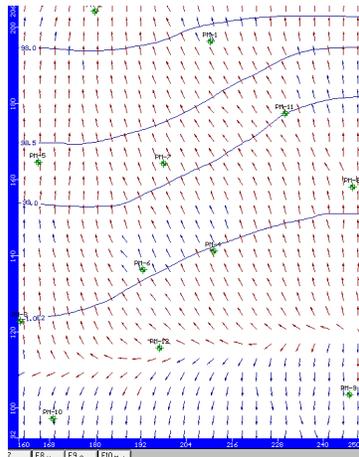


Figura 4.1.: Resposta do Visual MODFLOW – Padrão de fluxo não esperado

A maioria (cerca de 65%) dos resultados obtidos para tempo mínimo de trajetórias de partículas nos 60 cenários avaliados situou-se aproximadamente entre 500 e 900 dias, com cerca de 91% das respostas abaixo de 918 dias, embora os valores extremos tenham sido 93 e 1.125 dias. A **Figura 4.2.** mostra que após aproximadamente 10 realizações, a média e a mediana dos resultados para tempo mínimo se estabilizam, o que acontece com a amplitude, que é a diferença entre o resultado mínimo e o máximo, somente após 30 modelos. Para o desvio padrão, a estabilização também ocorre após aproximadamente 30 simulações.

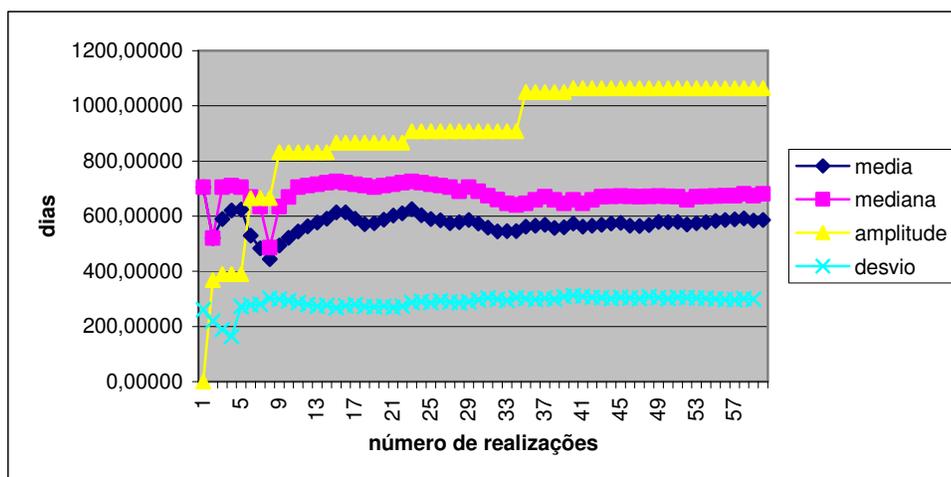


Figura 4.2: Controle de estabilidade dos cenários - tempo mínimo

Em acordo com a abordagem proposta por GÉGO *et al* (2002) para simulações nas quais existam dados concretos para calibração, considerou-se que o número de simulações seria suficiente quando a partir da trigésima simulação, o acréscimo de grupos de 5 novas realizações não causasse impactos substanciais à média, mediana, desvio padrão e amplitude para o parâmetro estudado. Deste modo, segundo o método proposto, o número de cenários modelados realizados neste estudo é representativo.

Quando observados os resultados disponíveis para tempo máximo de trajetória de partículas, temos valores variando entre 2.859 dias e 15.575 dias, sendo que a maior parte dos valores obtidos (cerca de 55%) se situa em intervalo de 3.000 a 6.500 dias, com 70% dos resultados verificados abaixo de 8.000 dias. Em relação ao tempo máximo, a **Figura 4.3.** mostra que após aproximadamente 10 realizações, a média, a mediana, a amplitude e o desvio padrão dos resultados se estabilizam, portanto, adotando-se a mesma lógica que foi utilizada para tempos mínimos, fica demonstrada a representatividade do número de simulações.

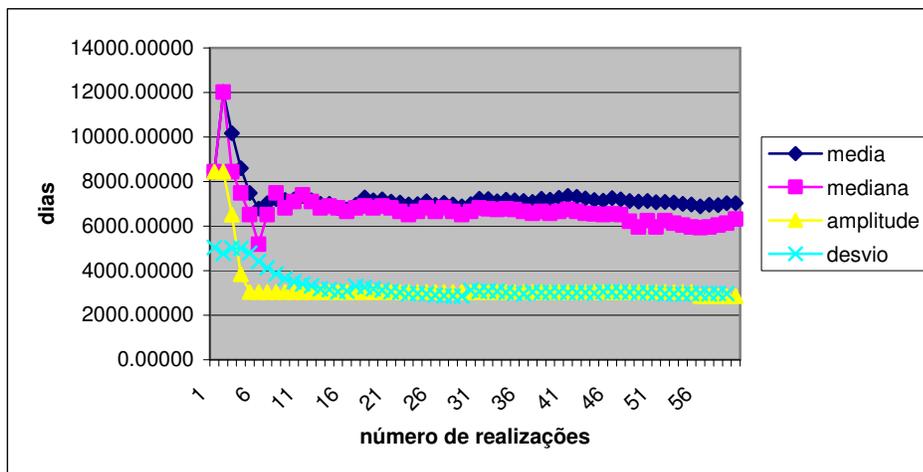


Figura 4.3.: Controle de Estabilidade dos cenários – tempo máximo

Para o melhor dimensionamento das respostas geradas por simulações matemáticas em relação aos dados diretos levantados em campo, foi realizada a filtragem das mesmas com base no RMS verificado para cada modelagem procedida. Desse modo, quando observados os 43 modelos com RMS igual ou inferior a 20%, nota-se que os valores de tempo mínimo de trajetória

Capítulo 4: Resultados Obtidos e Discussão

de partícula passam a variar entre 495 e 1111 dias, com 25% destas ocorrências situando-se entre 700 e 800 dias.

Quando estes valores são comparados com aqueles que englobavam todas as 60 simulações, nota-se a diminuição de 40% na amplitude, de 65% no desvio padrão, a maior proximidade da média e mediana e o maior igualdade das distâncias entre os 1º e 3º quartis e a mediana. Essa comparação demonstra que o espalhamento dos dados é menos acentuado quando empregado o filtro sugerido e que sua distribuição fica mais próxima de uma curva normal, especialmente devido à exclusão de valores baixos destoantes e que estavam relacionados aos modelos com alto RMS.

Empregando-se a mesma filtragem, são analisados os dados para tempo máximo de trajetória de partículas em 43 modelos. O intervalo de resultados se situa entre 2.859 e 10.443 dias, com 60% dos dados entre 4.375 e 7.410 dias.

Quando estes valores são comparados com aqueles que englobavam todas as 60 simulações, a situação é análoga ao que se vira para tempo mínimo, ou seja, nota-se a diminuição de 40% na amplitude, também de 40% no desvio padrão, maior proximidade de média e mediana e distâncias dos 1º e 3º quartis em relação à mediana mais equivalentes. Deste modo, essa comparação demonstra também que o espalhamento dos dados de tempo máximo é menos acentuado quando empregado o filtro sugerido e que a distribuição dos mesmos fica mais próxima de ser normal.

Se aplicado filtro que considera apenas os resultados de modelos com RMS igual ou inferior a 10%, nota-se que tanto para tempo mínimo, quanto para o tempo máximo de trajetória de partículas, os resultados obtidos são bastante semelhantes àqueles que foram alcançados com o filtro anterior. Sendo assim, considera-se que os dados obtidos dos 43 modelos com RMS igual ou inferior a 20% seja adequadamente representativo do evento estudado. As **Figuras 4.4 a 4.9**, trazem os histogramas obtidos para os cenários descritos acima e a **Tabela 4.1**, o sumário das estatísticas verificadas em cada um deles.

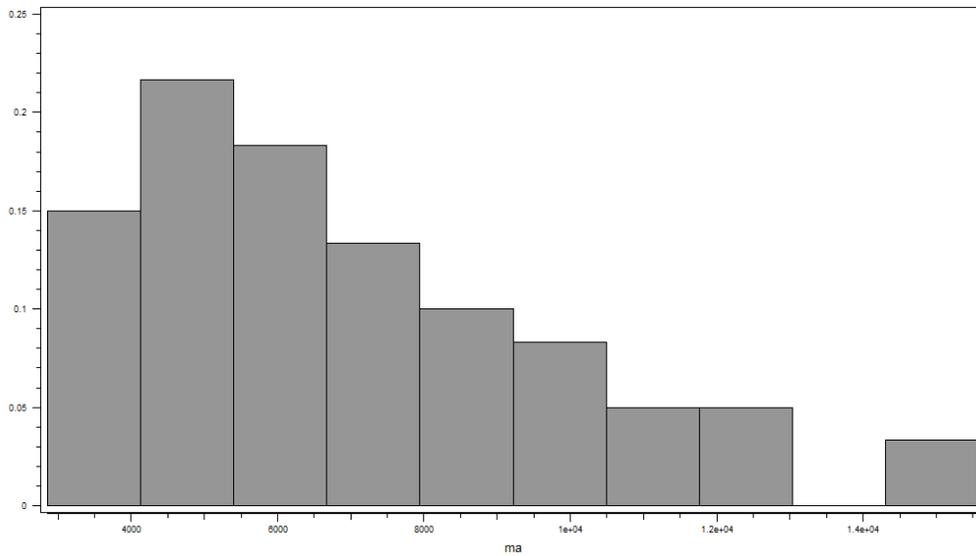


Figura 4.4.: Histograma para tempos máximos – todos os cenários

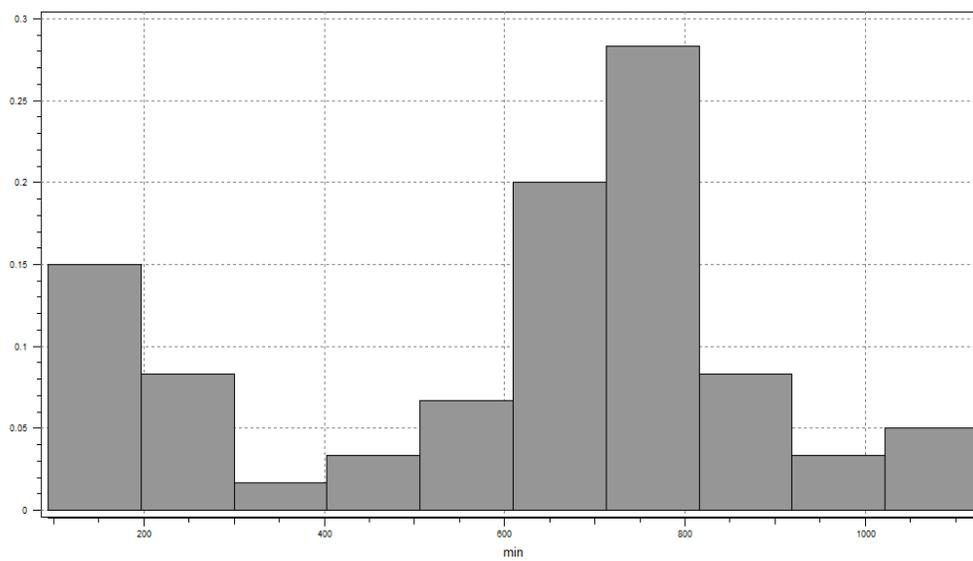


Figura 4.5.: Histograma para tempos mínimos – todos os cenários

Capítulo 4: Resultados Obtidos e Discussão

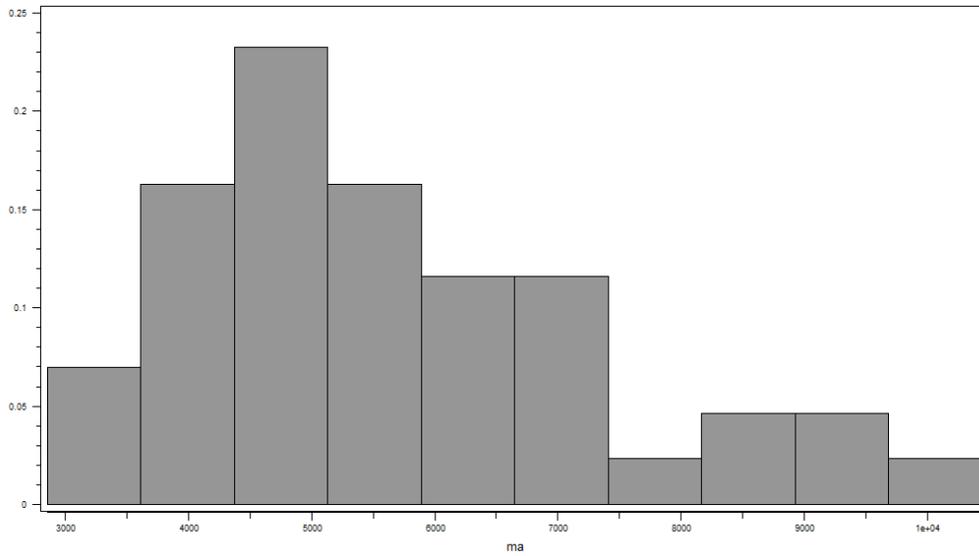


Figura 4.6: Histograma de tempos máximos – filtro RMS 20%

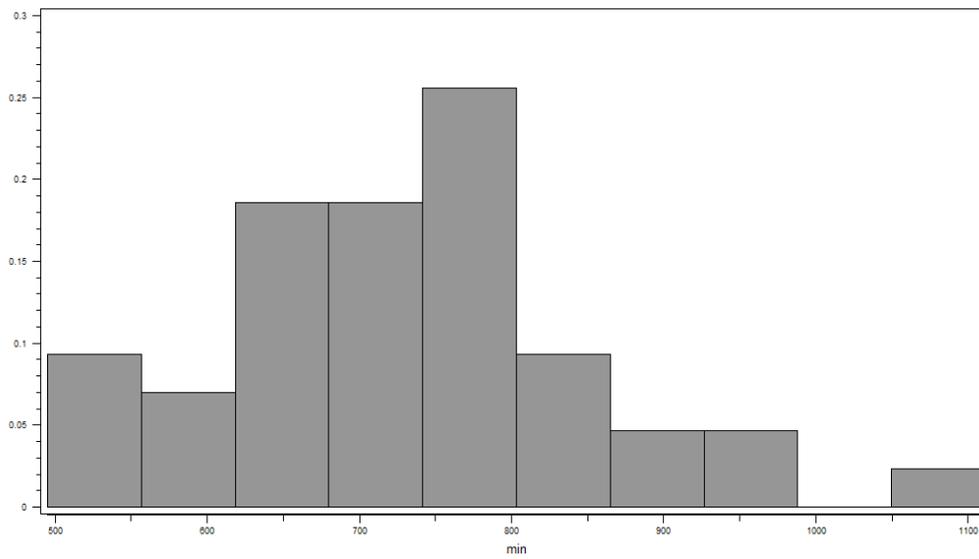


Figura 4.7.: Histograma de tempos mínimos – filtro RMS 20%

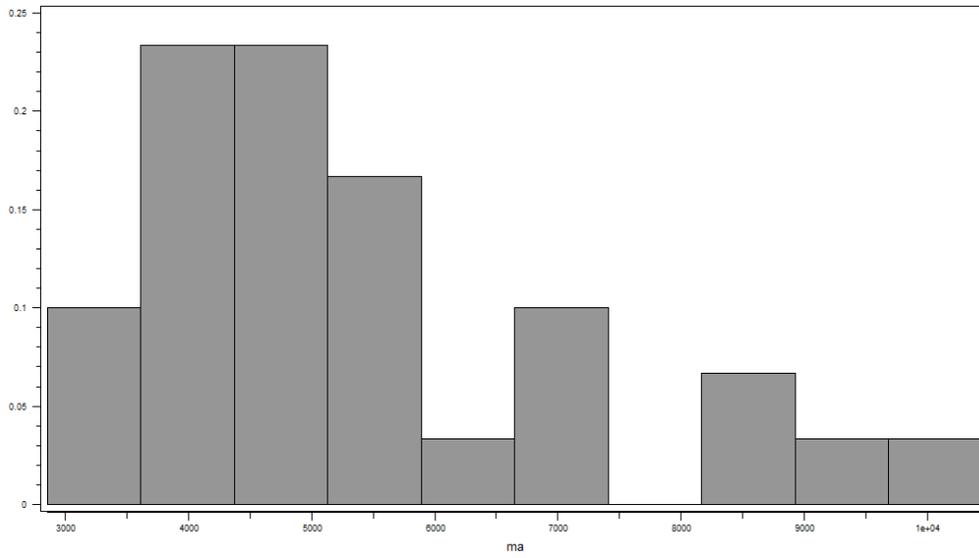


Figura 4.8.: Histograma de tempos máximos-filtro RMS 10%

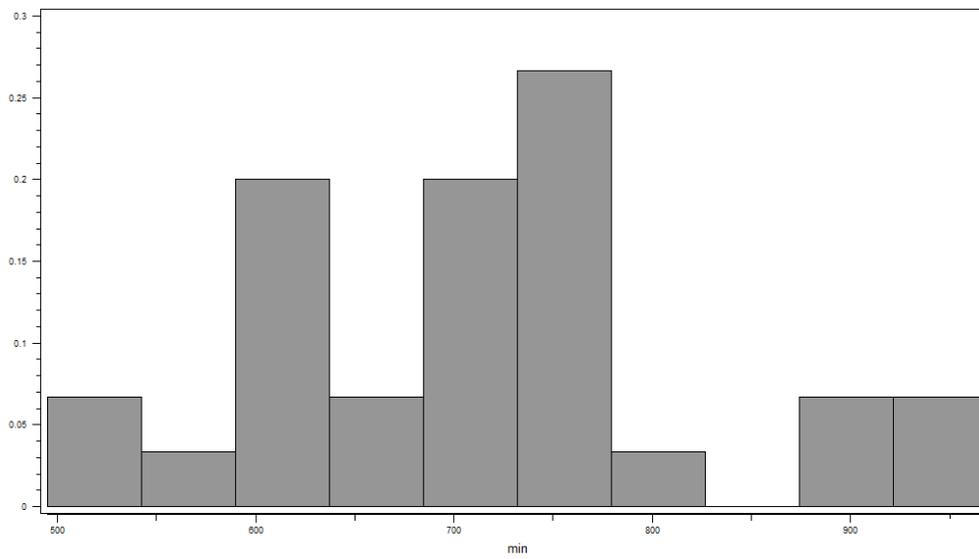


Figura 4.9.: Histograma de tempos mínimos-filtro RMS 10%

Tabela 4.1: Sumário dos Resultados Obtidos

	Estatística	Tempo Mínimo (dias)	Tempo Máximo (dias)	RMS (%)	Discrepância (* -1) (%)
60 cenários	média	602.31	7028.74	18.26	10.14
	mediana	681.14	6318.20	10.02	0.07
	1º quartil	455.46	4897.49	5.93	0.03
	3º quartil	772.58	8582.45	22.72	25.66
	desvio padrão	283.52	2965.38	17.68	17.11
	máximo	1125.30	15575.20	59.96	46.32
	mínimo	93.54	2859.17	4.11	0.00
43 cenários (RMS < 20%)	média	729.51	5705.47	8.50	0.07
	mediana	726.61	5311.80	7.13	0.05
	1º quartil	644.59	4552.16	5.68	0.03
	3º quartil	776.80	6689.82	10.54	0.07
	desvio padrão	123.31	1813.98	3.79	0.13
	máximo	1111.41	10443.00	19.37	0.90
	mínimo	495.03	2859.17	4.11	0.00
30 cenários (RMS < 10%)	média	714.24	5378.03	6.37	0.07
	mediana	719.30	4855.57	5.91	0.04
	1º quartil	634.52	3899.40	5.00	0.03
	3º quartil	770.66	5900.83	7.20	0.07
	desvio padrão	116.18	1911.92	1.65	0.16
	máximo	968.97	10443.00	10.00	0.90
	mínimo	495.03	2859.17	4.11	0.00

Os resultados demonstram claramente os efeitos causados por diferentes distribuições espaciais de K equiprováveis, sobre as respostas fornecidas pelo simulador matemático.

5 CONCLUSÕES

Por meio deste trabalho, buscou-se descrever um método capaz de abordar uma questão bastante cotidiana para os modeladores de fluxo de águas subterrâneas: avaliar as incertezas inerentes as simulações conduzidas, tendo em vista as premissas assumidas para definição e representação do modelo conceitual.

Para tanto, foram realizadas simulações matemáticas de fluxo englobando 60 cenários equiprováveis de distribuições de K . Se por um lado os modelos construídos foram bastante simplificados, com domínio reduzido, fluxo estacionário e condições de contorno definidas por cargas constantes, por outro, foram complexos, pois valores de K diferentes foram adotados célula a célula, garantindo-se a representação da variabilidade da propriedade estudada.

A diferença notada para os parâmetros medidos a cada realização reflete a impossibilidade de se representar por completo a complexa distribuição de propriedades hidráulicas características de um aquífero heterogêneo, o que se acentua em decorrência das limitações inerentes aos dados de campo disponíveis para concretização desta pesquisa.

Ressalta-se então, a aplicabilidade do método proposto para que se atinja uma avaliação mais ampla das simulações matemáticas do fluxo de águas subterrâneas, uma vez que o mesmo proporciona ao modelador a chance de conhecer um intervalo de respostas equiprováveis, o que em termos práticos, significa que pode-se diminuir o efeito de atenuações derivadas de abordagens determinísticas, ou seja, ficam diminuídas a chance de que os “piores cenários” possíveis não sejam considerados.

Contudo, cabe destacar as limitações da abordagem aqui proposta. A principal delas, refere-se ao fato de que as distribuições espaciais de K adotadas foram completamente randômicas dentro de cada estrato definido, o que previamente sabemos não se tratar da situação real encontrada em campo. Provavelmente para a camada de aterro considerada, tal premissa seja menos distante daquilo que de fato ocorre, entretanto, para o estrato de sedimentos aluvionares

sotoposto, a mesma não pode ser considerada totalmente válida, uma vez que descrições de sondagens indicaram a existência de alternâncias argilosas e arenosas.

Sendo assim, uma abordagem mais precisa incorreria na delimitação espacial destas ocorrências argilosas e arenosas (com definição adequada de formas), para que então fossem conduzidas as distribuições randômicas das propriedades hidráulicas dentro de cada um dos diferentes corpos delimitados. Processos de simulação para definição de *fácies* geológicas (GÉGO *et al*, 2002), não puderam ser realizados neste trabalho em decorrência da limitação de dados de campo.

Outro fator limitante remete à adoção de valores de K oriunda da bibliografia e não daqueles obtidos por meio de ensaios de permeabilidade conduzidos em campo. Conforme explicado em capítulos anteriores, os ensaios fornecidos não eram consistentes para o tipo de abordagem proposta, o que forçou o emprego de valores de K teóricos, que em termos práticos, geram resultados de simulação mais questionáveis quanto à fidedignidade. Existe ainda, a limitação do escopo desta pesquisa, na qual o método foi aplicado somente à distribuição de K em um modelo matemático bastante simplificado.

Para aplicações práticas em casos de modelagem complexas, preliminarmente deveria ser procedida uma análise de sensibilidade para determinação das variáveis mais relevantes para que então, fossem procedidas análises de incerteza considerando cenários equiprováveis para cada um destes elementos (GELHAR, 1993). Foram notados problemas do simulador no cálculo de alguns dos cenários equiprováveis propostos, o que ficou evidente por discrepâncias verificadas no balanço hídrico e por valores de RMS elevados. Tal fato pode indicar que para modelos realizados neste mesmo simulador e em domínios maiores, com adoção de diferentes condições de contorno, o método proposto possa ter aplicação mais difícil, provavelmente carecendo de adaptações para redução no número de categorias de K propostas.

De qualquer modo, a despeito das limitações acima mencionadas, ressalta-se que o método estudado nesta pesquisa apresenta aplicações diretas e efetivas para a modelagem matemática de fluxo em zona saturada, constituindo ferramenta para avaliações mais consistentes

Capítulo 5: Conclusões

quanto à variabilidade não desprezível de respostas provenientes de simuladores. Mais ainda, o estudo conduzido demonstrou que para suprir adequadamente a definição de um modelo conceitual que será base para simulações matemáticas, a obtenção de dados em campo deve ser criteriosa e direcionada, buscando prioritariamente, identificar e delimitar ocorrências de materiais que tenham permeabilidades contrastantes. Entretanto, existem limites práticos relevantes que podem comprometer este processo, o que faz com que as análises das incertezas embutidas nas simulações realizadas se tornem ainda mais essenciais.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBERTO, M. C. – 2005 – *Fluxo da Água Subterrânea em Sistema de Encosta-Rio, Município de Paulínia (SP): Caracterização Hidrogeológica e Simulação Numérica*, UNESP, Rio Claro. Dissertação de Mestrado.
- ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. – 1992 – *Applied Groundwater Modeling – Simulation of Flow and Advective Transport*. San Diego: Academic Press, Inc.
- ANDERSON, T. W. – 1972 – *Electrical-Analog Analysis of the Hydrologic System, Tucson Basin, Southeastern Arizona*. U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 1939-C.
- BARLOW, P. M. & HARBAUGH, A. W. – 2006 – *USGS Directions in MODFLOW Development*, in: Ground Water, Vol.44, No. 6, 771 – 774.
- BEAR, J. – 1972 – *Dynamics of Fluids in Porous Media*, in: American Elsevier, New York.
- BIRK, S., LIEDL, R. & SAUTER, M. – 2006 – *Karst Spring Responses Examined by Process-Based Modeling*, in: Ground Water, Vol.44, No. 6, 832 – 836.
- BREDEHOEFT, J. – 2006 – *On Modelling Philosophies*, in: Ground Water, Vol.44, No. 4, 496 – 498p.
- BOUWER, H. & RICE, R. C. – 1976 – *A Slug Test for Determining Hydraulic Conductivity of Unconfined Aquifers with Completely or Partially Penetrating Wells*, in: Water Resources Research 12:423 – 428.
- CLARK, I. – 1979 – “*The Semivariogram – Part I*”. Eng. & Min. J., 180(7):90-94.
- CLEARY, R. – 1989 – *Águas Subterrâneas*; in RAMOS, F. – 1989 – *Engenharia Hidrológica-Coleção ABRH de Recursos Hídricos*, v.2, Editora da UFRJ, Rio de Janeiro, 404p.
- COLLINS, M. A., GELHAR, L. W. & WILSON, J. L. – 1972 – *Hele-Shaw Model of Long Island Aquifer System*, in: Journal of Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers 98, HY9:1701 – 1714.
- DAGAN, G. – 1989 – *Theory of Flow and Transport in Porous Formation*. Springer, Berlin Heidelberg New York.

- DAGAN, G. – 1985 – *Stochastic Modeling of Groundwater Flow by Unconditional and Conditional Probabilities: the Inverse Problem*, in: Water Resources Research. 21(1):65 – 72.
- DARCY, H. – 1856 – *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Paris: Victor Dalmont.
- DELHOMME, J. P – 1979 – *Spatial Variability and Uncertainty in Grounwater Flow Parameters: a Geostatistical Approach*. Water Resour Res 15(2):269 – 280.
- DELHOMME, J. P. – 1978 – *Kriging in Hydrosiences*. Adv Water Resour 1(5):251 – 266.
- DELHOMME, J. P. – 1976 – *Application de la Théorie des Variables Régionalisées dans les Sciences de l'eau [Application of the Theory of Regionalized Variables to Water Sciences]*. Doctoral Thesis, University Paris VI.
- DEUTSCH, C. V. & JOURNEL, A. G. – 1992 – *Geostatistical Software Library and User's Guide*, Oxford University Press, 340p.
- DREW, D. – 1983 – *Man-Environment Processes*, George Allen & Unwin, Londres, 205p.
- FETTER, C.W. – 1994 - *Applied Hydrogeology* 4th ed.; Prentice – Hall; Nova Jersey, 598p.
- FREEZE, R. A. & CHERRY – 1979 – *Groundwater*; Prentice Hall, Englewood Cliffs, 604p.
- FREEZE, R. A. – 1975 – *A Stochastic Conceptual Analysis of One-Dimensional Groundwater Flow in Nonuniform Homogeneous Media*, in: Water Resouces Research, 11. 725 – 741.
- GÉGO, E. L.; JOHNSON, G. S.; HANKINS, M. R.; WYLIE, A. H. & WELHAN, J. A. – 2002 – *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport in the Snake River Plain Aquifer: A Stochastic Approach*, in: Geological Society of America Special Paper 353, 249-261p.
- GÉGO, E. L., JOHNSON, G. S. & HANKINS, M. – 2001 – *An Evaluation of Methodologies for the Generation of Stochastic Hydraulic Conductivity Fields in Highly Heterogeneous Aquifer*, in: Stochastic Environmental Research an Risk Assessment 15. 47 – 64.
- GELHAR, L. W. – 1993 – *Stochastic Subsurface Hydrology*. Prentice-Hall, Old Tappan, NJ.

GELHAR, L. W. – 1976 – *Effects of Hydraulic Conductivity Variation on Groundwater Flow*, in: Second International Symposium on Stochastic Hydraulics, International Association for Hydraulic Research, Lund, Sweden.

GÓMEZ, J. J. – 2006 – *Complexity*, in: Ground Water, Vol.44, No. 6, 782 – 785p.

GOROKHOVSKI, V. & NUTE, D. – 1996 – *Validation of Hydrogeological Models is Impossible: What's Next?*, in: Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, IAHS Publications, 606p.

GREENKORN, R. A. & KESSLER, D. P. – 1969 – *Dispersion in Heterogenous Nonuniform Anisotropic Porous Media*, in: Ind. Eng. Chem., 61, 14 – 32.

HALDORSEN, H. H. & CHANG, D. M. – 1986 – *Notes on Stochastic Shales from Outcrop to Simulation Models*, in: Lake, L. W., Carol, H. B. Jr. (eds) Reservoir Characterization. Academic, New York, pp 152 – 167.

HILL, M. C. – 2006 – *The Practical Use of Simplicity in Developing Ground Water Models*, in: Ground Water, Vol.44, No. 6, 775 – 781.

HIX, G. – 1992 – *Squeaky Clean Drill Rigs*, in: Ground Water Monitoring Review 13, no.3:94 – 96.

HOYOS, D. L. O. – 2002 – *A Gestão de Aquíferos Através de Modelos Numéricos: Um Exemplo da Bacia do Rio Chicú (Colômbia)* – Tese de Mestrado – USP, 100p.

HUBBERT, M. K. – 1956 – *Darcy's Law and the Field Equations of the Flow of Underground Fluids*, in: Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., 2007. 222 – 239.

HVORSLEV, M. J. – 1951 – *Time Lag and Soil Permeability in Groundwater Observations*. U. S. Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station, Bulletin 36.

ISAAKS, E. H. & SRIVASTAVA, R. M. – 1989 – *Applied Geostatistics*; Oxford University Press, 561p.

JOURNAL, A. G. & HUIJBREGTS, C. J. – 1978 – *Mining Geostatistics*. London, Academic Press. 600p.

KIM, Y. C. – 1990 – *Introductory Geostatistics and Mine Planning*. Tucson, The University of Arizona. 139 p.

KIMBLER, O. K. – 1970 – *Fluid Model Studies of the Storage of Freshwater in Saline Aquifers*, in: Water Resources Research 6:1522 – 1527.

LIAKOPOULOS, A. C. – 1965 – *Variations of the Permeability Tensor Ellipsoid in Homogeneous, Anisotropic Soils*, in: Water Resources Research 1, no.1:135 – 142.

LU, G.; ZHENG, C. & WOLFSBERG, A. – 2005 – *Effect of Uncertain Hydraulic Conductivity on the Simulated Fate and Transport of BTEX Compounds at Fate Site*, in: Journal of Environmental Engineering, MAY, 767 – 776p.

MACDONALD, M. G. & HARBAUGH, A. W. – 2003 – “The History of MODFLOW”, in: Ground Water Mater (2). 280 – 283.

MACKAY, R., COOPER, T. A., METCALFE, A. V. & O’CONNELL, P. E. – 1996 – *Contaminant Transport in Heterogeneous Porous Media: A Case Study. 2. Stochastic Modeling*, in Journal of Hydrology, v. 175. 429 – 452.

MARSILY, G. H.; DELAY, F.; GONÇALVES, J.; RENARD, P. H.; TELES, V. & VIOLETTE, S. – 2005 – *Dealing With spatial Heterogeneity*, in: Hydrogeology Journal, Vol.13, No. 1, 161-183p.

MATHERON, G. – 1967 – *Eléments pour une Théorie des Milieux Poreux [Elements for a Theory of Porous Media]*. Masson, Paris. 185 pp.

MURRAY, A. B. – 2003 – *Contrasting the Goals, Strategies, and Predictions Associated with Simplified Numerical Models and Detailed Simulation*, in: Geomorphology, AGU Geophysical Monograph 135, ed. R. M. Iverson and P. Wilcock, 151 – 165. Washington, D. C.:AGU.

OLEA, R. – 1991 – *Geostatistical Glossary and Multilingual Dictionary*. Oxford University Press, New York.

PALMER, P. L. & NYER, E. K. – 2001 – *Vacuum-Enhanced Recovery*; in NYER, E.K. et al – 2001 - *In Situ Treatment Technology* 2 nd ed.; LEWIS PUBLISHERS.; Boca Raton, 536p.

PARKER, R. L. – 1994 – *Geophysical Inverse Theory*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press.

PRICKETT, T. A. – 1979 – *Groundwater Computer Models – State of the Art*, in: Ground Water 17:167 – 173.

PRICKETT, T. A. – 1975 – *Modeling Techniques for Groundwater Evaluation*, in: *Advances in Hydroscience*, vol. 10, ed. V. T. Chow, 1 – 143. New York: Academic Press.

PEYTON, G. R. *et al* – 1986 – *Effective Porosity of Geologic Materials*. Proceedings of the Twelfth Annual Research Symposium, U. S. Environmental Protection Agency. EPA/600/9-86:21-8.

REMY, N. – 2004 – *Geostatistical Earth Modeling Software: User’s Manual*.

- ROMERO, D. M. & SILVER, S. E. – 2006 – *Grid Cell Distortion and MODFLOW's Integrated Finite-Difference Numerical Solution*, in: Ground Water, Vol.44, No. 6, 797 – 802.
- SANTOS, A. H. P. – 1998 – *Simulação Composicional Para Transporte de Hidrocarbonetos em Aquíferos*, Dissertação de Mestrado – Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 119p.
- SCHEIBE, T. D. & YABUSAKI, S. – 1998 – *Scaling og Flow and Transport Behavior in Heterogeneous Groundwater Systems*. Advances in Water Resources, 22(3):223 – 239.
- SMITH, L. & FREEZE, R. A. – 1979 – *Stochastic Analysis of Steady State Groundwater Flow in a Bounded Domain. 1. One-Dimensional Simulations. 2. Two-Dimensional Simulations*, in: Water Resouces Research 15(3):521 – 528 and 15(6):1543 – 1559.
- SOUZA, L. A. P., SILVA, R. F. da, IYOMASA, W. S. – 1998 – *Métodos de Investigação*; in OLIVEIRA, A. M. S. (ed). & BRITO, S. N. A. (ed.) – *Geologia de Engenharia*, ABGE, São Paulo, 586p.
- STREBELLE, S. – 2002 – *Conditional Simulation of Complex Geological Structures Using Multiple Point Statistics*. Math Geol 34(1):1-22.
- SUTHERSAN, S. S. & PAYNE, F. C. – 2005 – *In Situ Remediation Engineering*; CRC Press; Boca Raton, 511p.
- VIDAL, A. C.; SANCEVERO, S. S.; LIMA, L. M. & REMACRE, A. Z. – 2007 – *Análise de Incerteza na Avaliação dos Resultados da Simulação Geológica de Um Campo de Petróleo*, em produção, 14p.
- WALTON, W.C. – 1992 – *Groundwater Modeling Utilities*. Lewis Publishies, Inc, EUA. 640p.
- WALTON, W. C. – 1984 – *Analytical Groundwater Modeling with Programmable Calculators and Hand-Held Computers*, in: Groundwater Hydraulics, ed. J. Rosenshein & G. D. Bennett, 298 – 312. American Geophysical Union Monograph 9.
- WANG, H. F. & ANDERSON, M. P. – 1982 – *Introduction to Groundwater Modeling: Finite Diference and Finite Element Methods*, San Diego, California, USA: Academic Press Limited. 237p.
- WATERLOO – 2003 – *Visual MODFLOW User's Manual*, Ontario, 434p.
- WICHMAN, B. A. & HILL, I. D. – 1987 – *Building a Random-Number Generator*, in: BYTE, 127 p.

WICHMAN, B. A. & HILL, I. D. – 1982 – *Algorithm AS 183: An Efficient and Portable Pseudo-Random Number Generator*, in: Applied Statistics, 31, 188 – 190.

YAMAMOTO, J. K. – 2001 – *Avaliação e Classificação de Reservas Minerais*. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo. 226 pp.

YEH, W. W. G. & YOON, Y. S. – 1981 – *Aquifer Parameter Identification with Optimum Dimension in Parameterization*, in: Water Resources Research 17, no.3:664 – 672.

ZHENG, C.; POETER, E.; HILL, M. & DOHERTY, J. – 2006 – *Understand Trough Modeling*, in: Ground Water, Vol.44, No. 6, 769 – 770.

ZHENG, C. & BENNET, G. D. – 1995 – *Applied Contaminant Transport Modeling – Theory and Practice*, ITP, New York, 440p.

SITES CONSULTADOS

http://www.abas.org/abasinforma/171/ABAS_info_171.pdf, acessado em 15/09/2008.

http://water.usgs.gov/cgi-bin/man_wrdapp?modflow, acessado em 23/10/2008.