



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA**  
**DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL**  
**CURSO DE ENGENHARIA CIVIL**

**FRANCISCO OSVALDO GONÇALVES MARTINS**

**MODELAGEM COMPUTACIONAL DE ÁGUA SUBTERRÂNEA: DETERMINAÇÃO  
DO NÚMERO DE POÇOS DE MONITORAMENTO DE CARGA HIDRÁULICA E  
SUA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL PARA ESTIMAÇÃO DA CONDUTIVIDADE  
HIDRÁULICA**

**FORTALEZA**

**2013**

FRANCISCO OSVALDO GONÇALVES MARTINS

MODELAGEM COMPUTACIONAL DE ÁGUA SUBTERRÂNEA: DETERMINAÇÃO  
DO NÚMERO DE POÇOS DE MONITORAMENTO DE CARGA HIDRÁULICA E  
SUA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL PARA ESTIMAÇÃO DA CONDUTIVIDADE  
HIDRÁULICA

Projeto de Pesquisa submetido à  
Coordenação do Curso de Engenharia  
Civil da Universidade Federal do Ceará,  
como requisito parcial para obtenção do  
grau de Engenheiro Civil.

Orientador (a): Prof. Marco Aurélio  
Holanda de Castro, PhD.  
Coorientador: Prof. Mariano de Franca  
Alencar Neto, Dr.

FORTALEZA

2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

---

- M343m      Martins, Francisco Osvaldo Gonçalves.  
                Modelagem computacional de água subterrânea: determinação do número de poços de carga hidráulica e sua distribuição espacial para estimulação da condutividade hidráulica. / Francisco Osvaldo Gonçalves Martrins. – 2013.  
                61 f.: il. color., 30 cm.
- Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Departamento de Engenharia de Hidráulica e Ambiental, Curso de Engenharia Civil, Fortaleza, 2013.  
                Orientação: Prof. PhD. Marco Aurélio Holanda de Castro.  
                Coorientação: Prof. Dr. Mariano de Franca Alencar Neto.
1. Condutividade hidráulica horizontal. 2. Zoneamento. 3. Calibração I. Título.

FRANCISCO OSVALDO GONÇALVES MARTINS

MODELAGEM COMPUTACIONAL DE ÁGUA SUBTERRÂNEA: DETERMINAÇÃO  
DO NÚMERO DE POÇOS DE MONITORAMENTO DE CARGA HIDRÁULICA E  
SUA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL PARA ESTIMAÇÃO DA CONDUTIVIDADE  
HIDRÁULICA

Projeto de Pesquisa submetido à  
Coordenação do Curso de Engenharia  
Civil da Universidade Federal do Ceará,  
como requisito parcial para obtenção do  
grau de Engenheiro Civil.

Orientador (a): Prof. Marco Aurélio  
Holanda de Castro, PhD.  
Coorientador: Prof. Mariano de Franca  
Alencar Neto, Dr.

Aprovada em \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. PhD Marco Aurélio Holanda de Castro (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr Mariano de Franca Alencar Neto (Coorientador)  
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)

---

Me. João Marcelo Costa Barbosa (Examinador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Aos meus pais, familiares, amigos e  
minha namorada Valéria Alves.

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus pelo dom divino da vida.

Ao Prof. PhD. Marco Aurélio Holanda de Castro pela orientação na construção deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Mariano de Franca Alencar Neto pela ajuda, explicações e sempre disposição em tirar dúvidas do assunto.

Aos meus pais Francisco Martins e Holanda, meus irmãos Orlando e Iolanda, e demais familiares que sempre me ajudaram e apoiaram desde o começo dos estudos até a conclusão de mais esta etapa.

Aos meus amigos de faculdade e futuros colegas de profissão, Carla Beatriz, Thiago Batista, Messias Romário, Luis Felipe, Robson Vieira, Ruam Magalhães, Bruno Marinho, Celso Lira, José Maurício e Hyataghan pelos conhecimentos compartilhados, ajuda em trabalhos e provas, que possibilitaram a realização de mais este sonho.

A minha namorada Valéria Alves, e seus familiares que agora são meus também, pelo companheirismo, paciência, amizade e por cuidar sempre de mim todos os instantes.

Aos amigos (irmãos) Mocineis, Nonato, Daniel, Israel Pinheiro, Manoel Alves, Aridiano, Lobato pela convivência sadia e gratificante durante o período do curso na residência universitária 1601.

Aos professores do curso de engenharia civil.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.”

(Arthur Schopenhauer)

## RESUMO

Os estudos de sistemas aquíferos configuram-se em uma realidade notoriamente comum em muitas regiões do Brasil e do mundo. A necessidade de se avaliar a potencialidade das reservas de água no subsolo para os mais diversos usos tem se evidenciado dia a dia, em consequência, principalmente, do aumento populacional e da contaminação irresponsável das águas superficiais. Este trabalho investigou, através da modelagem computacional em um processo inverso, uma forma de distribuição espacial de poços de monitoramento e a quantidade destes, de maneira a se obter a condutividade hidráulica horizontal e potenciometria das águas subterrâneas de uma região qualquer estudada. Conforme metodologia proposta em que se simularam dois casos de modelagem, um modelo teórico e outro complexo, foi possível verificar que para um modelo simples, como o teórico, apenas aumentando-se a quantidade de poços de monitoramento, observou-se uma tendência de convergência da condutividade hidráulica horizontal. Porém, para o modelo complexo, além de se verificar a sensibilidade do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico – MIGH em relação a condutividade hidráulica inicial adotada, a convergência só foi possível com o zoneamento da área de estudo, adotando-se condutividades hidráulicas horizontais e um poço de monitoramento em cada zona. Concluindo que para um melhor entendimento do fluxo subsuperficial, que em sua maioria é bastante complexo, o zoneamento se mostra bastante interessante e pode apresentar soluções bem próximas da realidade.

**Palavras-chave:** Águas Subterrâneas. Modelagem Computacional. Condutividade Hidráulica Horizontal.



## RESUMEN

Los estudios de sistemas acuíferos se configuran en una realidad bastante común en muchas regiones de Brasil y del mundo. La necesidad de evaluarse la potencialidad de las reservas de agua en el subsuelo para los más diversos usos se han evidenciado día a día, a causa, principalmente, del aumento poblacional y de la contaminación irresponsable de las aguas superficiales. Este trabajo investigó, por medio del modelaje computacional en un proceso inverso, una forma de distribución espacial de pozos de control y la cantidad de estos, de forma a obtenerse la conductividad hidráulica horizontal y potenciométrica de las aguas subterráneas de una región cualquier estudiada. Según metodología propuesta en que se simularon dos casos de modelaje, un modelo teórico y otro complejo, fue posible verificar que, para un modelo simple, y para un teórico, apenas aumentándose la cantidad de pozos de observación, se pudo notar una tendencia de convergencia de la conductividad hidráulica horizontal. Pero, para el modelo complejo, además de verificarse la sensibilidad del Método Iterativo del Gradiente Hidráulico – MIGH en relación a la conductividad hidráulica inicial adoptada, la convergencia solo ha sido posible con la división en zonas del área de estudio, adoptándose conductividades hidráulicas horizontales y un pozo de observación en cada zona. Se concluye que una mejor comprensión del flujo superficial, que en su mayoría es muy complejo, el zonificación es muy interesante y puede presentar soluciones muy cerca de la realidad.

**Palabras-clave:** Aguas Subterráneas. Modelaje Computacional. Conductividad Hidráulica Horizontal.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 3.1 – Ciclo Hidrológico .....	15
Figura 3.2 – Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos de acordo com o sistema de pressão e suas águas e com a natureza das camadas que o delimitam no topo e na base .....	17
Figura 3.3 – Influência granulométrica na porosidade de uma amostra.....	19
Figura 3.4 – Desenho esquemático esclarecendo o conceito de rendimento específico em aquífero arenoso não confinado.....	20
Figura 3.5 – Esboço esquemático para demonstrar o experimento de Darcy .....	22
Figura 3.6: Desenho esquemático representando os parâmetros utilizados no cálculo da condutividade hidráulica .....	25
Figura 3.7 – Volume elementar de controle representativo de um meio poroso .....	27
Figura 4.1: Ângulo formado entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados e calculados. ....	32
Figura 6.1: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal do modelo teórico original .....	38
Figura 6.2: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 2 POÇOS DE MONITORAMENTO (9ª iteração) .....	39
Figura 6.3: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 4 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	39
Figura 6.4: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (22ª iteração) .....	39
Figura 6.5: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	40
Figura 6.6: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 22 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	40
Figura 6.7: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 2 POÇOS DE MONITORAMENTO (9ª iteração) .....	41
Figura 6.8: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 4 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	41
Figura 6.9: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (22ª iteração) .....	42

Figura 6.10: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	42
Figura 6.11: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 22 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	43
Figura 6.12: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal do modelo complexo original .....	44
Figura 6.13: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	44
Figura 6.14: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	44
Figura 6.15: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 20 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	45
Figura 6.16: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal utilizando os mesmos 8 poços de monitoramento do autor Pontes .....	45
Figura 6.17: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	46
Figura 6.18: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	46
Figura 6.19: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 20 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração) .....	47
Figura 6.20: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 5 vezes maior ( $k=7,75 \times 10^{-4} \text{m/s}$ ) .....	48
Figura 6.21: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 10 vezes maior ( $k=1,55 \times 10^{-3} \text{m/s}$ ) .....	48
Figura 6.22: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 5 vezes menor ( $k=3,10 \times 10^{-5} \text{m/s}$ ) .....	48
Figura 6.23: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 10 vezes menor ( $k=1,55 \times 10^{-5} \text{m/s}$ ) .....	49
Figura 6.24: Zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais para o caso com 8 poços .....	50
Figura 6.25: Zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais para o caso com 32 poços .....	50
Figura 6.26: Zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais para o caso com 128 poços .....	51

Figura 6.27: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal do modelo complexo original .....	51
Figura 6.28: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal para o caso com 8 zoneamentos .....	52
Figura 6.29: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal para o caso com 32 zoneamentos .....	52
Figura 6.30: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal para o caso com 128 zoneamentos .....	52
Figura 6.31: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 8 zonas de condutividade inicial (15 <sup>a</sup> iteração) .....	53
Figura 6.32: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 32 zonas de condutividade inicial (15 <sup>a</sup> iteração) .....	54
Figura 6.33: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 128 zonas de condutividade inicial (15 <sup>a</sup> iteração) .....	54

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Faixa de valores de condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados. ....	26
Tabela 5.1: Condutividades hidráulicas para 2ª comparação do modelo complexo..	33
Tabela 5.2: Características do modelo teórico estudado .....	34
Tabela 5.3: Características do modelo complexo estudado .....	35
Tabela 5.4: Tipos de células/condições de contorno.....	36
Tabela 6.1: Comparação entre média e desvio padrão das condutividades hidráulicas .....	40
Tabela 6.2: Comparação entre média e desvio padrão para cargas hidráulicas.....	43

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	12
2	OBJETIVOS .....	13
2.1	Objetivo geral.....	13
2.2	Objetivos específicos.....	14
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	14
3.1	Águas Subterrâneas.....	14
3.1.1	Aquíferos.....	15
3.2	Propriedades Físicas.....	18
3.2.1	Porosidade Total e Porosidade Efetiva .....	18
3.2.2	Coeficiente de Armazenamento .....	20
3.2.3	Lei de Darcy .....	21
3.2.4	Condutividade Hidráulica .....	23
3.3	Equação geral do fluxo subterrâneo.....	27
3.4	Condições de Contorno .....	29
4	MODELO NUMÉRICO COMPUTACIONAL.....	30
4.1	PMWIN .....	30
4.1.1	Modflow .....	30
4.2	MIGH .....	31
5	METODOLOGIA.....	32
5.1	Determinação do número de poços de monitoramento.....	36
5.1.1	Discretização da geometria da área de estudo .....	36
5.1.2	Condições de contorno.....	36
5.1.3	Parâmetros de entrada do PMWIN PRO/Modflow .....	37
5.1.4	Calibração com o MIGH .....	37
6	RESULTADOS .....	38
6.1	Modelo Teórico .....	38
6.2	Modelo Complexo.....	43
6.2.1	1ª comparação .....	43
6.2.2	2ª comparação .....	47
6.2.3	3ª comparação .....	49
7	CONCLUSÃO.....	55
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	57

## 1 INTRODUÇÃO

A água é a substância mais abundante no planeta, contudo não está bem distribuída. No Brasil encontram-se exemplos típicos dessa má distribuição: a região Sul que sofre constantemente com chuvas fortes, provocando inundações e perdas substanciais; e o semi-árido Nordeste que, conforme Souza (2007), sofre com secas frequentes, somadas a altas taxas de evapotranspiração e baixos índices pluviométricos. Além disso, as estimativas de crescimento populacional implicam um maior consumo e maior suscetibilidade de poluição ou contaminação dos recursos hídricos, gerando a preocupação de como fornecer, de maneira satisfatória, água potável, sem comprometer sua oferta e qualidade.

Segundo Tundisi (1999), alterações na quantidade, distribuição e qualidade dos recursos hídricos ameaçam a sobrevivência humana e as demais espécies do planeta, estando o desenvolvimento econômico e social dos países fundamentados na disponibilidade de água de boa qualidade e na capacidade de sua conservação e proteção. Em função disso, é necessária uma gestão racional no uso dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

Wendland (2003) afirma que apenas 0,8% da água existente no planeta corresponde a água doce. Dessa fração, 3% apresentam-se na forma de água superficial e 97% na forma de água subterrânea. Neste contexto, as águas subterrâneas se mostram de importância estratégica para suprir as necessidades de abastecimento para os mais variados usos, desde que seja feita uma avaliação dessas reservas.

Para essa avaliação, a utilização de ferramentas de modelagem computacional, que simulam o fluxo subterrâneo às mais diversas situações de solicitação temporal ou permanente, se mostra cada vez mais comum e apresenta respostas qualitativas e quantitativas para os mais diversos problemas relacionados ao comportamento dos aquíferos.

Esse processo de modelagem, entendido como uma simplificação de fenômenos reais, envolve uma trabalhosa sequência de procedimentos, que se estendem desde a composição inicial do modelo, contemplando os principais parâmetros que caracterizam o fenômeno físico e a área estudada, até a verificação, análise e apresentação final dos resultados.

Contudo, antes de se modelar, deve-se primeiramente ir a campo para colher o máximo de dados reais que caracterizem a área em estudo. O levantamento e interpretação do maior número de dados de campo possível sobre o sistema aquífero e seus intervenientes são fundamentais para a correta formulação inicial do modelo, para a modelagem computacional, a simulação, calibração de parâmetros e análise dos resultados, possibilitando então a compreensão dos fenômenos subsuperficiais do manancial em estudo e suas potencialidades, como: capacidade de abastecimento, qualidade da água e etc.

A instalação de poços de monitoramento para se observar a variação temporal das cargas hidráulicas é um método bastante utilizado atualmente no levantamento dos dados de campo. A localização estratégica e a construção racional desses poços permitem resultados bastante precisos sobre o fluxo subterrâneo.

Além disso, a determinação da condutividade hidráulica em algumas regiões/zonas da área de estudo para este trabalho, mesmo que restrita ao local do ensaio através de algum método de campo, também se faz necessário em vista de se tratar de um problema inverso onde inicialmente se fez o zoneamento da área, aplicando diferentes condutividades hidráulicas para cada zona.

Com isso, pretende-se neste trabalho simular modelos de fluxo subsuperficial de forma a se chegar a uma regra de distribuição dos poços de monitoramento e zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais que seja a mais recomendada e representativa para cada área que se deseja estudar.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo geral**

Determinar o número mínimo ótimo de poços de monitoramento de cargas hidráulicas e a distribuição espacial para se determinar, por meio de problema inverso, a condutividade hidráulica da área em estudo.



## 2.2 Objetivos específicos

- Simular o comportamento do software MIGH, que utiliza o Método Iterativo do Gradiente Hidráulico na sua calibração, quanto aos resultados obtidos de condutividade e cargas hidráulicas.
- Produzir uma fonte de informação que embase técnicos quando da escolha do número de poços de observação de cargas hidráulicas e da distribuição destes na área que se deseja estudar.

## 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para estudos do comportamento de águas subterrâneas, seja para descrever a situação atual ou para prever comportamento futuro de determinado aquífero, o levantamento de dados em campo é indispensável, em vista da necessidade de representar de maneira satisfatória a área em estudo para que os resultados obtidos sejam satisfatórios e condigam com a realidade.

Sob a ótica da necessidade desses estudos os modelos matemáticos computacionais desempenham um papel de indispensável importância. Porém, para a correta análise dos modelos, faz-se necessário o número máximo de dados reais levantados em campo visto da imprecisão e incertezas que circundam os estudos de águas subterrâneas. Para a obtenção desses dados, comumente se faz a instalação de poços de monitoramento, porém de maneira aleatória e a cargo de cada profissional, pesquisador ou outra pessoa que deseja fazer a análise de determinado manancial. Com isso, o presente estudo tentará embasar a correta distribuição e quantidade desses poços para o satisfatório levantamento de dados *in locu*.

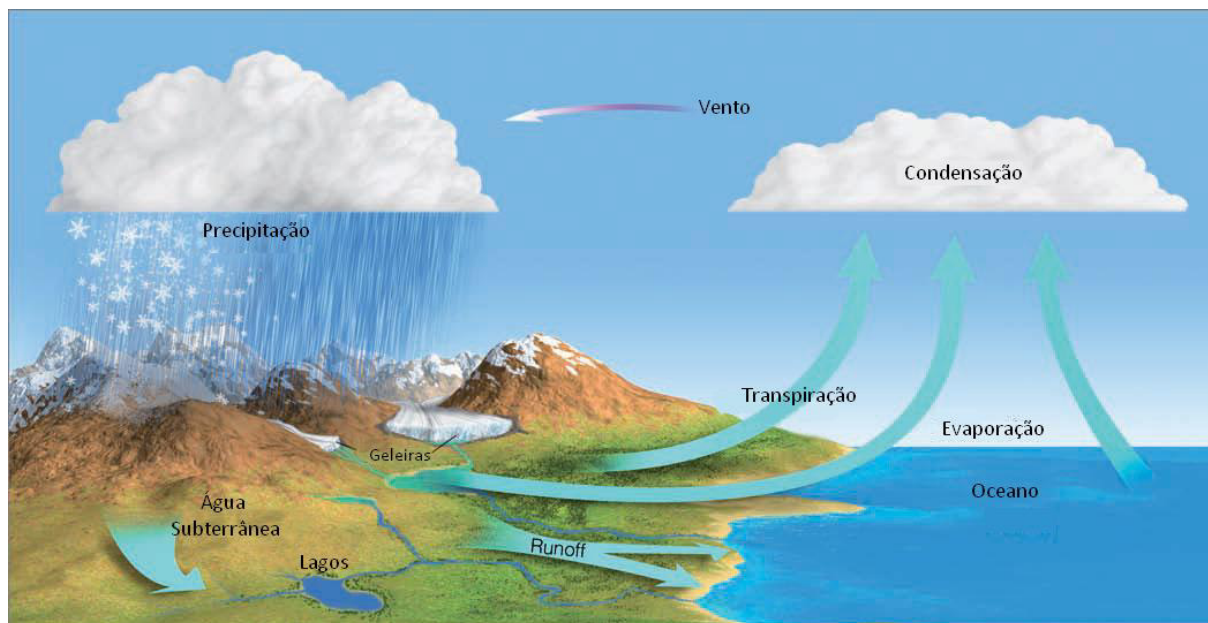
### 3.1 Águas Subterrâneas

Água subterrânea é toda a água que ocorre abaixo da superfície, preenchendo os poros, ou vazios intergranulares das rochas sedimentares, ou as fraturas das rochas cristalinas, e que sendo submetida às forças de adesão e de gravidade desempenham um papel essencial na manutenção da umidade do solo, do fluxo dos rios, lagos e brejos (ABAS, 2006). Manoel Filho e Feitosa (2000) exprimem ainda que estas águas, encontradas nos sistemas, são águas armazenadas a milhares de anos e se encontram, em condições naturais, numa

situação de quase equilíbrio, governado por um mecanismo de recarga e descarga e que, além de não se encontrarem diretamente expostas às influências climáticas, o seu movimento é muito lento, implicando em tempo de trânsito muito longo.

As águas subterrâneas representam parte integrante do ciclo hidrológico, conforme é mostrado na Figura 3.1, e, ocorrendo em maiores quantidades, têm grande potencial de exploração, destacando-se algumas vantagens como: boa qualidade (em geral), por serem naturalmente melhor protegidas dos agentes contaminantes em relação às águas superficiais, e, na possibilidade de abastecimento atendido por poços tubulares, os custos e prazos de execução das obras tornam-se menores.

Figura 3.1 – Ciclo Hidrológico



Fonte: modificado de Ahrens (2007)

### 3.1.1 Aquíferos

Aquífero é uma formação geológica, composto por rochas permeáveis, seja pela porosidade granular ou pela porosidade fissural, capaz de armazenar e transmitir quantidades significativas de água. Quando a unidade aquífera é formada por mais de uma formação geológica, com características hidrogeológicas semelhantes, é chamado de sistema aquífero (SOUZA, 2007).

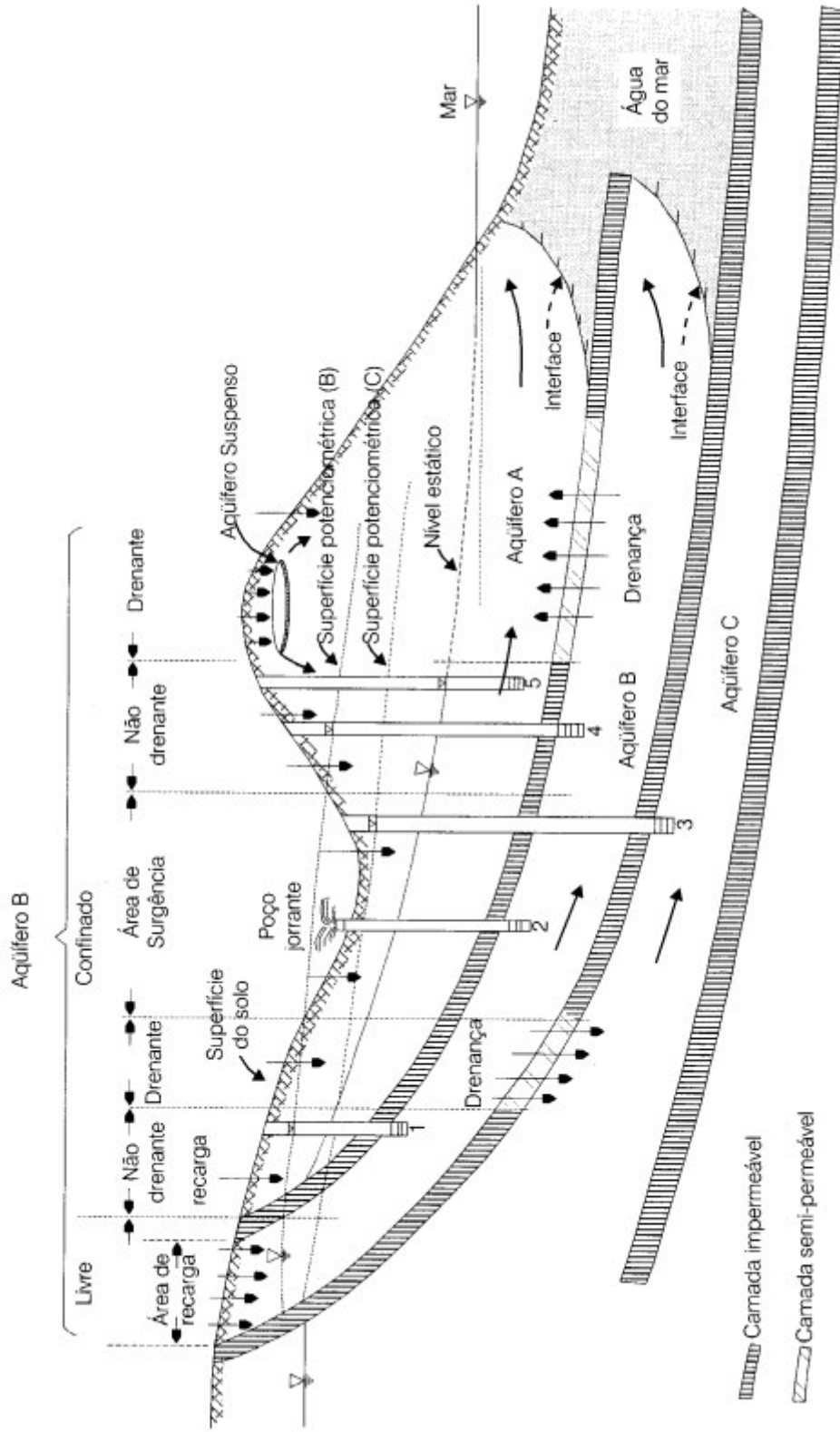
Manoel Filho e Feitosa (2000) expressam que os aquíferos podem ser classificados de acordo com a pressão nas camadas limítrofes e também em função da capacidade de transmissão de águas dessas respectivas camadas limítrofes. Quando a pressão no nível d'água do aquífero é igual à atmosférica, este é dito livre ou não confinado (o nível d'água é denominado nível freático), no caso de o nível d'água estar submetido a pressões superiores à atmosférica, os aquíferos são ditos confinados ou artesianos (o nível d'água é denominado nível piezométrico). A Figura 3.2 apresenta os tipos de aquíferos existentes.

Aquífero livre é uma formação geológica permeável e parcialmente saturada de água. A camada limite superior é definida pela própria superfície freática, na qual todos os pontos se encontram à pressão atmosférica. Manoel Filho e Feitosa (2000) afirmam, ainda, que este pode ser **drenante** (base semipermeável) e **não drenante** (base impermeável).

Aquífero confinando é limitado no topo e na base por camadas impermeáveis ou semipermeáveis, apresentando a formação geológica totalmente saturada. As pressões nos pontos do topo confinante saturado são maiores que a pressão atmosférica, fazendo com que a água suba no poço acima dos limites da zona aquífera. Manoel Filho e Feitosa (2000) classificam, ainda, os aquíferos confinados em: **não drenantes** (cujas camadas limítrofes, inferior e superior, são impermeáveis) e **drenantes** (na qual pelo menos uma das camadas limítrofes é semipermeável, permitindo a entrada ou saída de fluxos pelo topo e/ou pela base, por drenança ascendente ou descendente).

Aquífero suspenso é um caso especial de aquífero livre formado sobre uma camada impermeável ou semipermeável de extensão limitada e situada entre a superfície freática regional e o nível do terreno (MANOEL FILHO e FEITOSA, 2000).

Figura 3.2 – Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos de acordo com o sistema de pressão e suas águas e com a natureza das camadas que o delimitam no topo e na base



## 3.2 Propriedades Físicas

Os modelos matemáticos de fluxo subterrâneo equacionam o movimento da água em meio poroso a partir de princípios hidráulicos estabelecidos, entre eles a equação da continuidade. O meio é tratado como um contínuo dotado de propriedades médias bem definidas, envolvendo três parâmetros fundamentais: porosidade, coeficiente de armazenamento e condutividade hidráulica (CABRAL, 1997).

### 3.2.1 Porosidade Total e Porosidade Efetiva

A porosidade ( $n$ ) (ou porosidade total) de uma rocha ou solo é a medida da quantidade de vazios ou interstícios expressos pela razão entre o volume de vazios ( $V_v$ ) e o volume total ( $V$ ) (TODD, 1980). Esta relação é dada pela equação (1):

$$n = \frac{V_v}{V} = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_d} \quad (1)$$

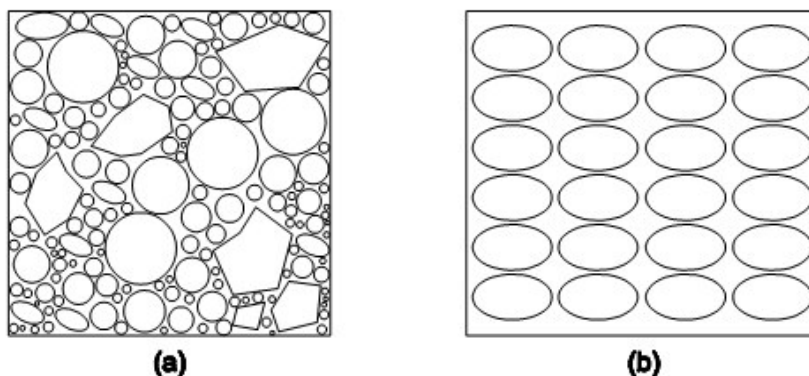
onde:

$\rho_s$  - massa específica das partículas [M/L<sup>3</sup>]

$\rho_d$  - massa específica total. [M/L<sup>3</sup>]

Esta porosidade varia de acordo com a granulometria do solo e a disposição em que seus grãos se encontram. A Figura 3.3 mostra como essa variação acontece. Na amostra da Figura 3.3a, a granulometria é bem mais distribuída que na da Figura 3.3b, proporcionando o preenchimento dos vazios, deixados pelos grãos de maior diâmetro, pelos grãos de menor diâmetro, conferindo a amostra uma porosidade menor.

Figura 3.3 – Influência granulométrica na porosidade de uma amostra



Fonte: Autor

O rendimento específico ou porosidade efetiva ( $n_e$ ), segundo Manoel Filho e Feitosa (2000), é a quantidade de água fornecida por unidade de volume do material, ou seja, a razão entre o volume de água efetivamente liberado de uma amostra de rocha porosa saturada e o volume total. Este termo refere-se à quantidade de água disponível nos poros para o fluxo do fluído (TODD, 1980), já que parte do líquido é retida pelas forças moleculares e pela tensão superficial. Na Figura 3.4 é mostrado esquematicamente o conceito de rendimento específico, representado pelo volume captado pelo balde (b) dividido pelo volume da amostra (a). Matematicamente a porosidade efetiva é representada por:

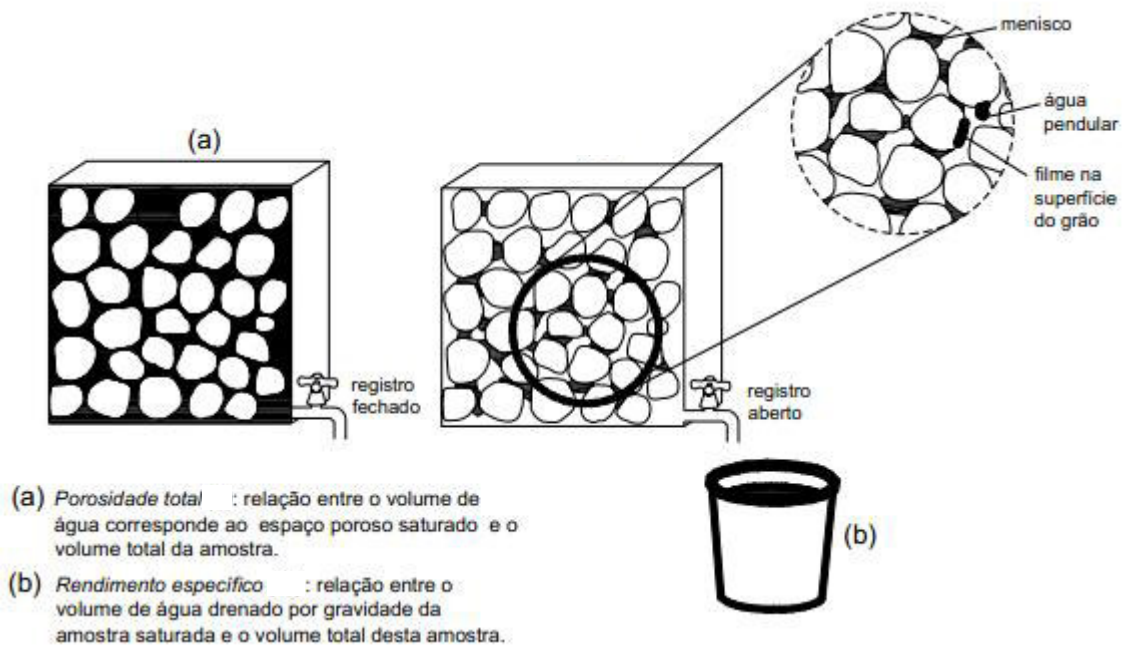
$$n_e = \frac{V_D}{V} \quad (2)$$

onde:

$V_D$  - volume de água drenada por gravidade [ $L^3$ ]

$V$  - volume total. [ $L^3$ ]

Figura 3.4 – Desenho esquemático esclarecendo o conceito de rendimento específico em aquífero arenoso não confinado



Fonte: modificado de Younger (2007)

### 3.2.2 Coeficiente de Armazenamento

“A capacidade de um aquífero armazenar e transmitir água depende das propriedades da água (densidade, viscosidade e compressibilidade) e das propriedades do meio poroso (porosidade, permeabilidade intrínseca e compressibilidade).” (MANOEL FILHO E FEITOSA, 2000). Essa capacidade pode ser expressa e entendida através do coeficiente de armazenamento.

Caicedo (2002) define o coeficiente de armazenamento como o volume de água liberado pelo aquífero de área unitária e espessura constante, quando submetido a uma redução unitária de altura piezométrica.

$$S = \frac{V_D}{A\Delta h} \quad (3)$$

onde:

S – coeficiente de armazenamento

$V_D$  – volume de água drenada [ $L^3$ ]

A – área drenada [ $L^2$ ]

$\Delta h$  – decréscimo de carga hidráulica [L]

Para aquíferos livres, o coeficiente de armazenamento pode também ser chamado de produção específica (specific yield –  $S_y$ ), que é o volume de água liberado de um volume unitário de aquífero saturado drenado pela queda no lençol freático (BOUWER, 1978).

O coeficiente de armazenamento pode, ainda, ser expresso em função do armazenamento específico ( $S_s$ ) e da espessura do aquífero ( $b$ ), conforme equação (4):

$$S = S_s b \quad (4)$$

“O armazenamento específico de um aquífero saturado é definido como o volume de água liberado por um volume unitário do aquífero submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica.” (MANOEL FILHO E FEITOSA, 2000).

$$S_s = \frac{\delta V_{\text{liberado}}}{V \delta h} \quad (5)$$

onde  $\delta$  indica uma pequena variação.

Em aquíferos confinados, o mecanismo de liberação de água é bem diferente dos aquíferos livres. Segundo Manoel Filho e Feitosa (2000), a água é liberada devido a dois fatores: expansão da água devido a uma redução da pressão hidrostática e redução dos vazios do aquífero devido ao aumento da pressão, causado pelo aumento do peso das camadas geológicas superiores, sobre a estrutura do meio poroso. Ambos os fatores são provocados pela perfuração de poços e extração de água dos aquíferos confinados.

### **3.2.3 Lei de Darcy**

O engenheiro hidráulico francês Henry Darcy, em 1856, pesquisando sobre o escoamento em meios porosos, através do fluxo em filtros de areia, concluiu que a vazão era diretamente proporcional a carga hidrostática e inversamente proporcional a espessura da camada (FETTER , 2001). Essa conclusão, conhecida universalmente como lei de Darcy, é expressa por:



$$Q = KA \left( \frac{h_1 - h_2}{L} \right) \quad (6)$$

onde:

$Q$  – Vazão [ $L^3/T$ ]

$K$  – Coeficiente de proporcionalidade denominado de condutividade hidráulica [ $L/T$ ]

$A$  – Área total da seção de escoamento (incluindo os sólidos) [ $L^2$ ]

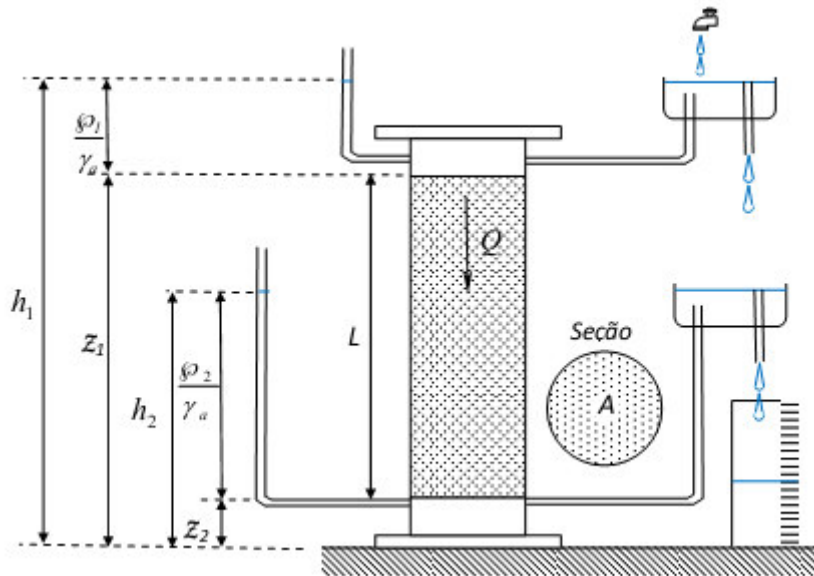
$h_1$  – Carga hidráulica no piezômetro 1 [ $L$ ]

$h_2$  – Carga hidráulica no piezômetro 2 [ $L$ ]

$L$  – Comprimento do escoamento [ $L$ ].

A Figura 3.5 mostra um esboço esquemático da experiência de Darcy.

Figura 3.5 – Esboço esquemático para demonstrar o experimento de Darcy



Fonte: Bear (1979)

Da equação (6), chega-se facilmente na expressão da velocidade de Darcy:

$$q = \frac{Q}{A} = K \frac{\Delta h}{L} \quad (7)$$

Onde  $q$  representa a velocidade de Darcy dada em [ $L/T$ ].

Válida para fluxos laminares, normalmente encontrados em águas subterrâneas, a lei de Darcy pode ser utilizada não só para escoamento unidimensional, mas também para escoamentos bi e tridimensionais. A expressão inicialmente desenvolvida por Darcy pode ser generalizada para:

$$\begin{aligned} q_x &= -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \\ q_y &= -K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \\ q_z &= -K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \tag{8}$$

Onde  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  e  $K_{zz}$  são as condutividades hidráulicas nas direções preferenciais de escoamento,  $x$ ,  $y$  e  $z$ , respectivamente. No caso particular de um meio isotrópico, em que qualquer direção as características do aquífero são as mesmas, ou seja,  $K=K_{xx}=K_{yy}=K_{zz}$ , tem-se:

$$\vec{q} = -K\nabla h \tag{9}$$

Onde  $\vec{q}$  é o vetor velocidade aparente formado por componentes nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ .

### **3.2.4 Condutividade Hidráulica**

A condutividade Hidráulica ( $K$ ) é uma propriedade que indica a maior ou menor facilidade da água percolar através do solo, ou seja, representa o potencial do aquífero em permitir o movimento da água. Esta propriedade, como expressa Todd (1980), depende de uma variedade de fatores físicos, como porosidade, distribuição e tamanho das partículas, forma das partículas, arranjo das partículas e outros. Além disso, também é função das propriedades do fluido em consideração. A vazão do fluido transportado é diretamente proporcional ao peso específico do fluido e inversamente proporcional à viscosidade dinâmica do fluido ( $\nu$ ), a qual é a medida da resistência ao cisalhamento (Souza, 2007).

Em um meio isotrópico a condutividade hidráulica pode ser definida como a velocidade aparente por gradiente hidráulico unitário (MANOEL FILHO E FEITOSA, 2000). Refere-se à facilidade da formação aquífera de exercer a função de um condutor hidráulico e pode ser expressa em função dos parâmetros do meio e do fluido da seguinte forma (MANOEL FILHO e FEITOSA, 2000):

$$K = \frac{kpg}{\mu} = \frac{kg}{\nu} \quad (10)$$

onde:

$K$  – condutividade hidráulica [L/T]

$k$  – permeabilidade intrínseca do meio poroso [L<sup>2</sup>]

$\rho$  e  $\mu$  - representam as características do fluido, respectivamente massa específica e viscosidade absoluta. Também pode ser utilizado a viscosidade cinemática  $\nu = \mu/\rho$  [L<sup>2</sup>/T]

$g$  – aceleração da gravidade [L/T<sup>2</sup>]

Ensaio de campo ou em laboratório são empregados para a determinação da condutividade hidráulica. As determinações em laboratório são realizadas em amostras de solo, preferencialmente com estrutura não deformada, utilizando-se permeâmetro de carga constante ou de carga variável (BEDIENT e HUBER, 1992). Na determinação da condutividade hidráulica em campo são utilizados os infiltrômetros de disco ou infiltrômetros de tensão (SOUZA, 2007).

Hazen (1911), Carman (1938), Hubbert (1940), Child & Collis- Georges (1950), Shepherd (1989), Terzaghi et al. (1996), Conrad (2007) apresentam métodos tradicionais para a determinação da condutividade hidráulica. Neste trabalho será apresentado, apenas como informação visto de não se ter aplicado em campo, o método de Dupuit-Thiem.

Segundo GONÇALVES et al (2006) este método consiste na observação da evolução do rebaixamento do nível freático de dois poços de observação. Ao se bombear um dos poços com vazão constante, registra-se o rebaixamento em que estabilizou os níveis dinâmicos no segundo poço de observação. A partir disso, a condutividade hidráulica é calculada com base nas equações (11) e (12).

$$T_0 = \frac{Q}{\pi(H_2^2 - H_1^2)} \ln \frac{R_2}{R_1} \quad (11)$$

$$K = \frac{T_0}{H_0} \quad (12)$$

onde:

$T_0$  – Transmissividade [ $L^2T^{-1}$ ]

$Q$  – Vazão [ $L^3T^{-1}$ ]

$H_1$  – Carga Hidráulica do poço (1) [L]

$H_2$  – Carga Hidráulica do poço (2) [L]

$R_1$  – Raio do poço (1) [L]

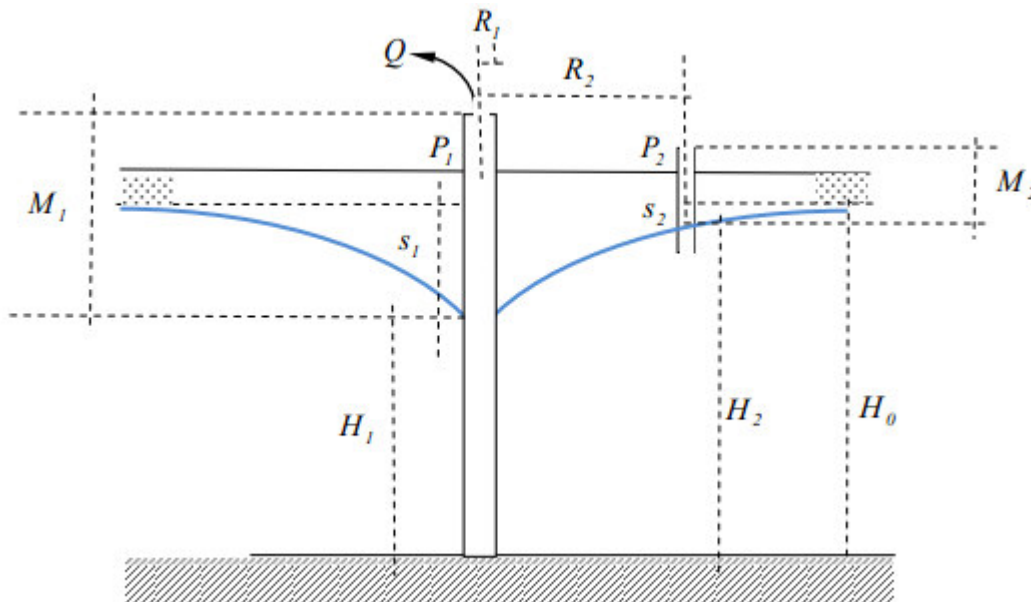
$R_2$  – Distância entre os centros dos poços (1) e (2) [L]

$H_0$  – Profundidade da zona saturada [L] – Distância do nível estático até o cristalino

$K$  – Condutividade hidráulica

A Figura 3.6 ilustra os parâmetros utilizados nas equações (11) e (12).

Figura 3.6: Desenho esquemático representando os parâmetros utilizados no cálculo da condutividade hidráulica



Fonte: Bear (1979)

É importante salientar que a condutividade hidráulica obtida em campo ou é restrita a uma parte limitada do terreno (obtida através de infiltrômetros) ou se

refere a uma condutividade hidráulica resultante, representativa da área em estudo. Porém, como se sabe, um determinado terreno possui variadas condutividades hidráulicas, pois depende de muitos fatores como visto acima (poros, fraturas, estratificações, forma das partícula entre outros).

Na Tabela 3.1 são mostrados alguns exemplos de condutividade hidráulica para alguns tipos de sedimentos não consolidados.

Tabela 3.1: Faixa de valores de condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados.

<b>Material</b>	<b>Condutividade Hidráulica (cm/s)</b>
Argila	$10^{-9} - 10^{-6}$
Silte, silte arenoso	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia argilosa	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia siltosa, areia fina	$10^{-5} - 10^{-3}$
Areia bem distribuída	$10^{-3} - 10^{-1}$
Cascalho bem distribuído	$10^{-2} - 10^0$

Fonte: Tucci (1993).

Em estudos bidimensionais, emprega-se bastante o conceito de transmissividade, o qual está relacionado com a condutividade hidráulica da seguinte forma:

$$T = Kb \quad (13)$$

onde:

$T$  – transmissividade [ $L^2/T$ ]

$K$  – condutividade hidráulica [ $L/T$ ]

$b$  – espessura saturada do aquífero [ $L$ ]

Heath (1982) definiu transmissividade como a capacidade de um aquífero de transmitir água horizontalmente, com a viscosidade cinemática predominante, por unidade de largura e espessura saturada do aquífero sob um gradiente hidráulico unitário.

Para aquíferos que possuem mais de uma camada de formação geológica, faz-se necessário considerar a transmissividade de todas as camadas conforme a equação (14):

$$T = \sum_{i=1}^n b_i K_i \quad (14)$$

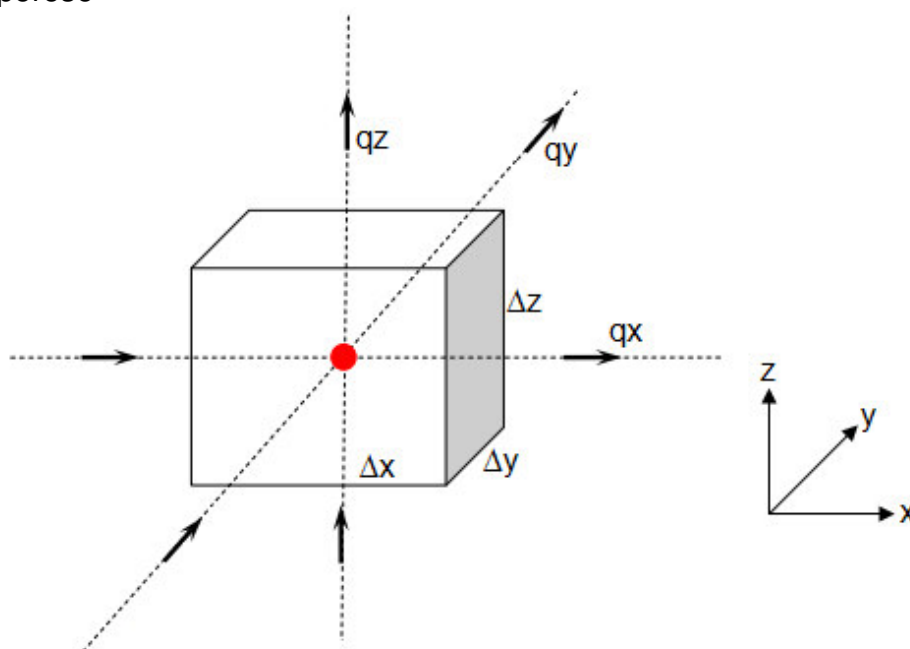
Para aquíferos livres a espessura muda com o tempo, de acordo com a recarga ou descarga.

### 3.3 Equação geral do fluxo subterrâneo

Na determinação da equação geral do fluxo subterrâneo, além da lei de Darcy, deve ser observada a lei da conservação da massa (ou da continuidade), o que significa que a água não pode ser criada nem destruída, pode apenas ser transportada de um ponto a outro e armazenada em algum lugar.

Seja um volume elementar representativo (VER) das características de um meio poroso, conforme Figura 3.7, com dimensões  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ , e  $\Delta z$ , atravessado por um fluxo. Esse fluxo é dado pela equação de Darcy generalizada para uma condição tridimensional (LOUREIRO, 2002).

Figura 3.7 – Volume elementar de controle representativo de um meio poroso



Fonte: modificado de Bear (1979)

Considerando o fluxo de massa que entra no volume de controle como positivo e o que sai negativo tem-se que o balanço de massa será representado pela equação: Quantidade que entra – quantidade que sai + quantidade gerada = quantidade acumulada.

$$-\left(\frac{\Delta(\rho q_x)}{\Delta x} + \frac{\Delta(\rho q_y)}{\Delta y} + \frac{\Delta(\rho q_z)}{\Delta z}\right) + G = \frac{\Delta w}{\Delta t} \quad (15)$$

onde,

$G$  – representa certa grandeza gerada dentro do volume de controle por unidade de volume por unidade de tempo  $[M/L^3T]$

$w$  - representa a quantidade da grandeza que acumulou dentro do volume de controle por unidade de volume  $[M/L^3]$

No limite quando  $\Delta x \rightarrow 0$ ,  $\Delta y \rightarrow 0$ ,  $\Delta z \rightarrow 0$  e  $\Delta t \rightarrow 0$ , então:

$$-\left(\frac{\partial \rho q_x}{\partial x} + \frac{\partial \rho q_y}{\partial y} + \frac{\partial \rho q_z}{\partial z}\right) + G = \frac{\partial w}{\partial t} \quad (16)$$

Considerando o fluido incompressível, ou seja, com densidade  $\rho$  constante, e considerando a Lei de Darcy:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\rho K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\rho K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\rho K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)\right] + G = \frac{\partial w}{\partial t} \quad (17)$$

Desenvolvendo o termo transiente, tem-se que:

$$w = \rho n \Rightarrow \frac{\partial w}{\partial t} = \rho \frac{\partial n}{\partial t} = \rho \frac{\partial n}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} = \rho \frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} = \rho S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (18)$$

para

$n$  – Porosidade

$S_s$  – Armazenamento específico  $[1/L]$ .

Tem-se a equação geral que rege o escoamento em meio poroso para fluido incompressível e segundo as direções preferenciais de escoamento:

$$\left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] + \frac{G}{\rho} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (19)$$

A equação (19) representa a equação governante do escoamento subterrâneo e pode ter variantes conforme a natureza do meio a ser estudado, especificamente quanto à homogeneidade (em qualquer ponto o meio tem as mesmas características) e isotropia (em qualquer direção o meio tem a mesma condutividade hidráulica).

### 3.4 Condições de Contorno

Sousa (2008 *apud* PONTES, 2010) exprime que para a resolução numérica da equação geral do fluxo é necessária a determinação das condições de contorno da área estudada tendo em vista que a região de interesse possui um limite de contato com o ambiente ao seu redor. Tais condições de contorno podem ser do tipo físico ou hidráulico, como afirmam Manoel Filho e Feitosa (2000). A presença de rochas impermeáveis, corpos d'água superficiais, falhas geológicas são considerados do tipo físico.

Ainda segundo Manoel Filho e Feitosa (2000) no contorno hidráulico, consideram-se as condições de escoamento. Os mais usuais são divisores de água e linhas de corrente (ou linha de fluxo). Nesses dois casos, o fluxo é nulo na direção perpendicular ao contorno. Em Fetter (1994) pode-se constatar três tipos de condições matemáticas do tipo hidráulico:

*Condição de Dirichlet* – obtida quando a carga hidráulica é conhecida nos limites da região de fluxo. Manoel Filho e Feitosa (2000) verificam, com exemplificação, que a carga de um lago conectado a um aquífero é conhecida;

*Condição de Neumann* – se o fluxo através de um limite da região é conhecido podendo ser nulo ou não. Manoel Filho e Feitosa (2000) explicam que em divisores de águas subterrâneas ou em um contorno impermeável é possível constatar que o fluxo através destes limites seja nulo;

*Condição de Robin* – ocorrem em contornos semipermeáveis e também pode ser chamada de condição de contorno mista, pois é uma combinação entre as duas condições de contorno acima.



## 4 MODELO NUMÉRICO COMPUTACIONAL

Na modelagem numérico-computacional será utilizado o software PMWIN PRO para entrada de dados, facilitando e possibilitando à simulação do fluxo subterrâneo através do software Modflow, integrado ao anterior. E posteriormente será feito a calibragem da condutividade hidráulica com o MIGH.

### 4.1 PMWIN

O PMWIN PRO (CHIANG, 2005), surgiu como uma iniciativa de suprir a deficiência por uma interface gráfica amigável para alguns softwares reconhecidamente envolvidos em modelagem de águas subterrâneas e transporte de contaminantes. Este software integra vários modelos em ambiente Windows, como o MODFLOW (utilizado na simulação do fluxo subterrâneo), o PMPATH (pós-processador utilizado na modelagem de transporte advectivo de contaminantes), MT3D (pacote que apresenta vários métodos de resolução numérica), PEST e UCODE (ambos para calibração), que descrevem o comportamento do fluxo de águas subterrâneas para as mais diversas solicitações, além de outros pacotes.

#### 4.1.1 Modflow

O Software MODFLOW, desenvolvido por McDonald e Harbaugh (1988) para a *United States Geological Survey* (USGS) é um aplicativo computacional que resolve tridimensionalmente a equação do movimento da água subterrânea, permitindo simular o fluxo.

O esquema numérico de resolução do MODFLOW é baseado no Método das Diferenças Finitas (MDF) (ANDERSON e WOESSER, 1992), segundo o qual a área estudada (aquífero) é dividida numa malha de células em que cada uma delas contém um ponto designado por nó onde em cada nó as equações diferenciais parciais que governam o fluxo são transformadas em equações algébricas (SOUSA, 2008).

Claro que diante de tantas facilidades em se modelar e resolver numericamente os complexos processos subsuperficiais, é preciso ter cautela quanto aos resultados obtidos, pois tudo depende da veracidade dos dados obtidos em

campo e/ou baseados em estimativas e suposições. Daí a importância de se obter o máximo de dados possível e que condigam com a realidade da área em estudo.

## 4.2 MIGH

O MIGH, referido nos trabalhos de Schuster e Araújo (2004) como Método Iterativo do Gradiente Hidráulico, se baseia na minimização da diferença entre gradiente hidráulico observado e calculado. Ainda segundo Schuster e Araújo (2004),

O Método Iterativo de Gradiente Hidráulico (MIGH) é um método inverso indireto para a estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos, principalmente para a transmissividade ou condutividade hidráulica, na modelagem das águas subterrâneas de um sistema aquífero. Este método utiliza como função objetiva a diferença dos gradientes hidráulicos observados e calculados no domínio do modelo a ser minimizada. Este processo de otimização resulta também em uma minimização simultânea da diferença das cargas hidráulicas observadas e calculadas no sistema aquífero. (...) As características principais do MIGH são o seu conceito hidrogeológico consentâneo com a lei de Darcy e sua independência espacial.

Este método tem demonstrado importantes avanços no processo de calibração e sua aplicação considera a condutividade hidráulica e a carga hidráulica constantes dentro de cada uma das células da malha de discretização de diferenças finitas.

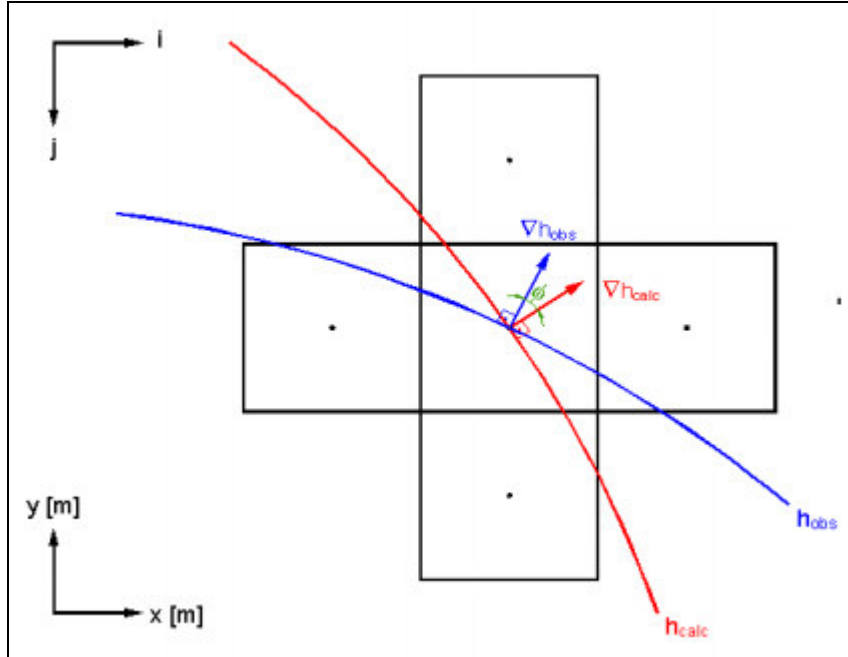
O critério utilizado pelo MIGH para a otimização é a minimização do somatório dos ângulos  $\phi$  formados pelos vetores dos gradientes hidráulicos observados ( $\nabla h_j^{i^{obs}}$ ) e calculados ( $\nabla h_j^{i^{cal}}$ ) (Figura 4.1) em cada célula do modelo de discretização. O ângulo  $\phi$  é calculado conforme a equação (20):

$$\phi_j = \arccos \left( \frac{\nabla h_j^{i^{obs}} \cdot \nabla h_j^{i^{cal}}}{\left| \nabla h_j^{i^{obs}} \right| \cdot \left| \nabla h_j^{i^{cal}} \right|} \right) \quad (20)$$

Souza (2007) explica que a otimização em cada ciclo só é considerada quando os ângulos entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados e

calculados não são muito grandes ( $\phi < 60^\circ$ ). Este critério é usado para verificar se o fluxo está convergindo.

Figura 4.1: Ângulo formado entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados e calculados.



Fonte: Souza (2007)

Souza (2007) exprime ainda que o critério de convergência entre as cargas hidráulicas observadas ( $h^{obs}$ ) e calculadas ( $h^{cal}$ ) é dado pela avaliação do erro quadrado médio, segundo a equação (21):

$$RMSEH = \left[ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (h^{obs}_i - h^{cal}_i)^2 \right]^{1/2} \quad (21)$$

onde,

M – é o número de células ativas

i – indica a célula no respectivo ciclo de iteração.

## 5 METODOLOGIA

Com o objetivo de se determinar uma relação para a distribuição de poços de monitoramento de cargas hidráulicas numa área de estudo, que possa decorrer em resultados mais precisos da potenciometria e do fluxo subterrâneo, foram

simulados modelos de fluxo subsuperficial sujeitos a diferentes condições de contorno e distribuição espacial dos poços (sempre de forma homogênea), assim como a quantidade destes.

As simulações foram feitas com dois modelos: o primeiro teórico mais simples retirado do artigo “Calibração da condutividade hidráulica horizontal utilizando o método iterativo do gradiente hidráulico” publicado por Tavares et. al (2010) apresentado no XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e o segundo bem mais complexo retirado da dissertação de mestrado “Estudo da contaminação, vulnerabilidade à poluição e fluxo do aquífero no entorno do cemitério São João Batista - fortaleza-ce” defendida pelo autor Aldenor Pereira Pontes em 2010.

Para o modelo teórico foram feitas simulações com 2, 4, 6, 8 e 22 poços de monitoramento, respectivamente.

Para o modelo complexo, foram feitas simulações com 6, 8 e 20 poços de monitoramento, respectivamente, e adotando a mesma condutividade inicial de  $1,55E-4$ m/s. Conforme se apresentaram os resultados, decidiu-se variar a condutividade hidráulica para mais e para menos em 5 e 10 vezes, conforme Tabela 5.1, para se analisar a sensibilidade do software de calibração MIGH quanto a “estimativa inicial” deste parâmetro, adotando-se para isso o mesmo número de poços de monitoramento do modelo inicial (8 poços).

Tabela 5.1: Condutividades hidráulicas para 2ª comparação do modelo complexo

<b>Cond. Inicial</b>	<b>10 X menor</b>	<b>5 X menor</b>	<b>5 X maior</b>	<b>10 X maior</b>
1.55e-4m/s	1.55E-05 m/s	3.10E-05 m/s	7.75E-04 m/s	1.55E-03 m/s

Com os novos resultados obtidos para as variadas condutividades hidráulicas, percebeu-se uma necessidade de zonear a área de estudo e adotar condutividades hidráulicas diferentes para cada zona e em cada zona colocar um poço de monitoramento de carga hidráulica. Com isso, fez-se uma terceira comparação, na qual o modelo foi simulado com 8 condutividades hidráulicas e 8 poços de monitoramento (ou seja, 8 zoneamentos), com 32 condutividades hidráulicas e 32 poços de monitoramento (ou seja, 32 zoneamentos da área de estudo) e, finalmente, com . 128 condutividades hidráulicas e 128 poços de monitoramento (ou seja, 128 zoneamentos da área de estudo). É importante

salientar que essas zonas foram distribuídas sempre de forma homogênea na área de estudo e não de forma aleatória.

As características do modelo teórico se apresentam na Tabela 5.2 e as do modelo complexo na Tabela 5.3.

Tabela 5.2: Características do modelo teórico estudado

<b>MODELO 02</b>	
Comprimento X	2000 m
Comprimento Y	1100 m
Discretização da malha	A área foi discretizada em 220 células quadradas com 100m de lado
Tipo de Aquífero	Não Confinado (Livre)
Espessura do modelo	20 m
Carga Hidráulica Inicial	Carga de 11m na margem a Leste e 10m na margem a Oeste.
Condutividade Hidráulica Adotada "ESTIMATIVA INICIAL"	8,0E-03 m/s
Porosidade efetiva	25 %
Bombeamento do Poço	- 2,0E-02 m <sup>3</sup> /s

Tabela 5.3: Características do modelo complexo estudado

<b>MODELO 01</b>	
Comprimento Sul-Norte	1650 m
Comprimento Leste-Oeste	800 m
Discretização da malha	A área foi discretizada em 2112 células quadradas com 25m de lado
Tipo de Aquífero	Não Confinado (Livre)
Espessura do modelo	20 m
Carga Hidráulica Inicial	Carga de 1m na margem ao Norte e 11,17m na margem ao Sul. As demais células iniciou-se com carga de 10m.
Condutividade Hidráulica Adotada "ESTIMATIVA INICIAL"	1,55E-04 m/s
Porosidade efetiva	16,95 %
Recarga	9,01E-09 m/s

As etapas da modelagem envolveram a seleção do modelo computacional, a formulação do modelo conceitual do aquífero e a calibração do modelo de escoamento.

Nesta pesquisa, a modelagem computacional foi realizada com o uso do software PMWIN PRO, desenvolvido por Chiang (2005) e que oferece interface para

simulação do fluxo da água subterrânea no pacote MODFLOW (Mcdonald e Harbaugh, 1988).

No que concerne à formulação do modelo conceitual do aquífero, os dados disponíveis foram preparados de acordo com as formas de entrada requeridas pelo modelo computacional, desde a obtenção da potenciometria observada, a estimativa inicial da condutividade hidráulica, a determinação da espessura do aquífero, a recarga do aquífero até a definição das condições de contorno da área.

Na calibração, por sua vez, que envolve a reprodução aproximada da situação conhecida de distribuição de cargas hidráulicas, para que as condições simuladas se aproximem ao máximo das condições evidenciadas em campo, foi adotado o procedimento desenvolvido por Schuster e Araújo (2004), denominado de Método Iterativo de Gradiente Hidráulico – MIGH.

A partir da predefinição dos modelos a serem analisados, foram feitas as simulações, conforme o passo a passo descrito a seguir, de forma a atingir os objetivos do presente trabalho.

## 5.1 Determinação do número de poços de monitoramento

### 5.1.1 Discretização da geometria da área de estudo

Cada área de estudo foi discretizada em uma malha de diferenças finitas com dimensões específicas de cada modelo, camadas, espessuras das camadas e tipo de aquífero conforme as formas de entrada requeridas pelo PMWIN PRO (ver Tabela 5.2 e Tabela 5.3).

### 5.1.2 Condições de contorno

As condições de contorno adotadas para cada modelo foram colocadas conforme entrada do software utilizado. A Tabela 5.4 explica como o PMWIN PRO interpreta cada célula para modelagem.

Tabela 5.4: Tipos de células/condições de contorno

Cor	Valor	Descrição
	1	Célula ativa do modelo
	-1	Célula de carga constante
	0	Célula inativa, sem fluxo

Ver Tabela 5.2 e Tabela 5.3 para observar as condições de contorno adotadas.

### **5.1.3 Parâmetros de entrada do PMWIN PRO/Modflow**

Para cada modelo analisado, conforme necessidade para calibração com o MIGH, criou-se 2(dois) novos modelos: o primeiro com células de cargas hidráulicas fixas aferidas em campo (poços de monitoramento) e inalteráveis durante a simulação, denominado Modelo\_Fixo, e o segundo com essas células livres, ou seja, sem carga hidráulica fixa, denominado Modelo\_NaoFixo.

Os demais parâmetros, como: carga hidráulica inicial, condutividade hidráulica adotada (“estimativa inicial”), porosidade, recarga foram idênticos para ambos os modelos.

Em conseqüente cada modelo foi simulado, obtendo-se o mapa potenciométrico observado (Modelo\_Fixo) e calculado (Modelo\_NaoFixo). O passo seguinte foi a calibração da condutividade hidráulica através do MIGH.

### **5.1.4 Calibração com o MIGH**

Geradas as cargas hidráulicas observadas e calculadas, procedeu-se a calibração conforme o MIGH. Caso os critérios de convergência (minimização do somatório dos ângulos  $\phi$  e do RMSEH) não fossem satisfeitos, uma nova matriz da condutividade hidráulica era gerada, a qual era utilizada para gerar os novos mapas potenciométricos observados e calculados, reiniciando o processo iterativo direto do MIGH.

Atingida a convergência com o MIGH, era feita a comparação das condutividades hidráulicas e das cargas hidráulicas obtidas com as condutividades hidráulicas e cargas hidráulicas do modelo original. Caso não houvesse aproximação das mesmas, o número de células fixas (poços de monitoramento) seria aumentado e proceder-se-ia novamente com as simulações dos modelos Fixo e NaoFixo e sua calibração até se obter valores próximos do modelo original.



## 6 RESULTADOS

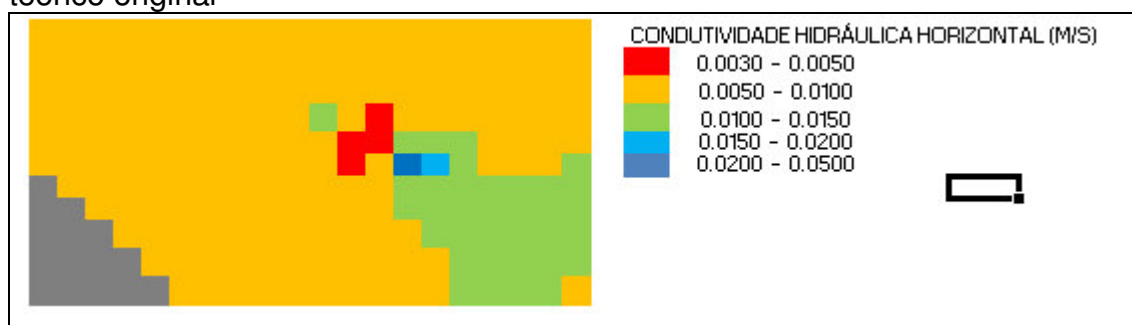
### 6.1 Modelo Teórico

Conforme os resultados apresentados da Figura 6.1 à Figura 6.6 percebe-se que existe uma tendência de aproximação das condutividades hidráulicas do modelo original a medida que se altera (no caso, aumentando) apenas o número de poços de monitoramento, mantendo-se os demais parâmetros iguais.

O mesmo também pode ser observado ao se analisar a Tabela 6.1 que apresenta as médias e desvios padrões em cada simulação. Conforme se aumenta o número de poços, esses valores tendem a se aproximar da média e desvio padrão do modelo original.

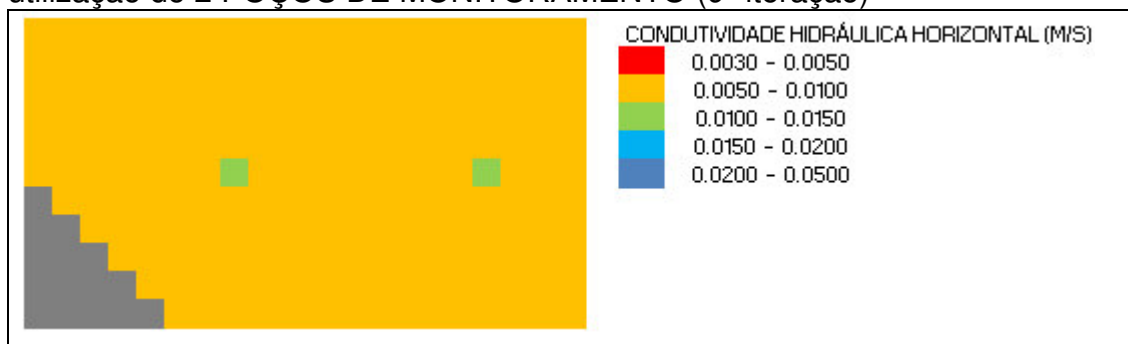
Já se fazendo um comparativo entre os mapas potenciométricos observado e calculado (Figura 6.7 à Figura 6.11), constata-se uma boa concordância entre esses mapas, sendo que utilizando 22 poços de monitoramento, a diferença entre os mapas potenciométricos é quase imperceptível. Isso também é verificado observando a Tabela 6.2 que mostra a média e desvio padrão quase idênticos em todos os casos simulados para o modelo teórico.

Figura 6.1: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal do modelo teórico original



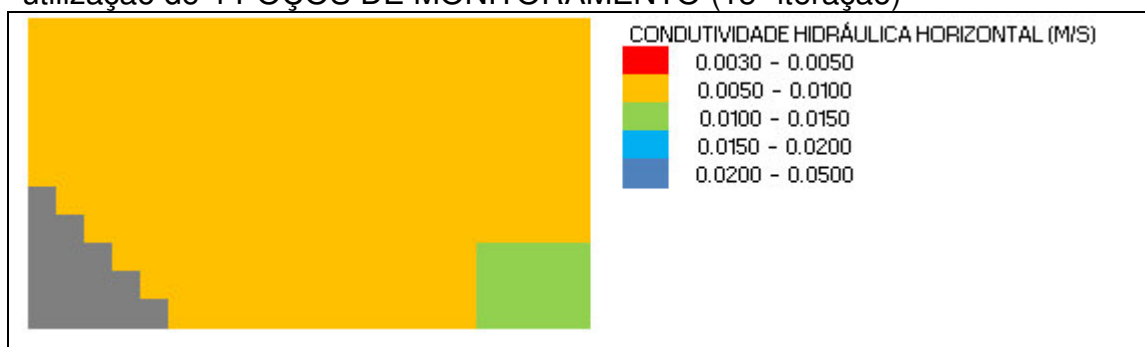
Fonte: Tavares et. al (2010)

Figura 6.2: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 2 POÇOS DE MONITORAMENTO (9ª iteração)



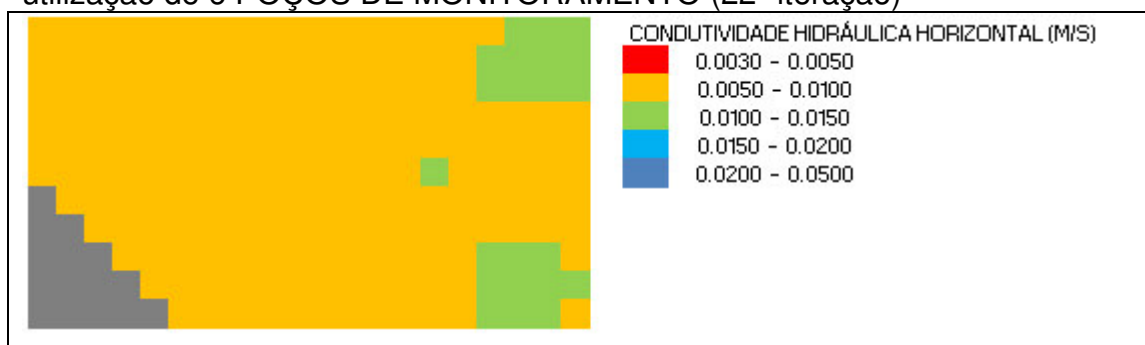
Fonte: Autor

Figura 6.3: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 4 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



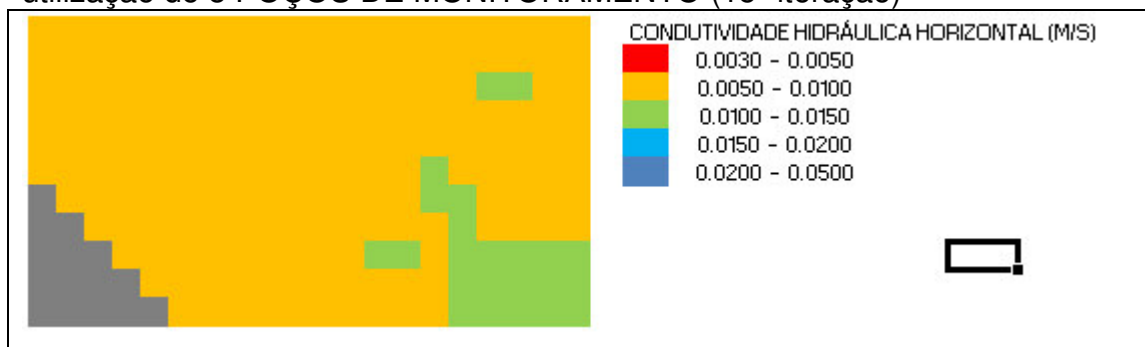
Fonte: Autor

Figura 6.4: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (22ª iteração)



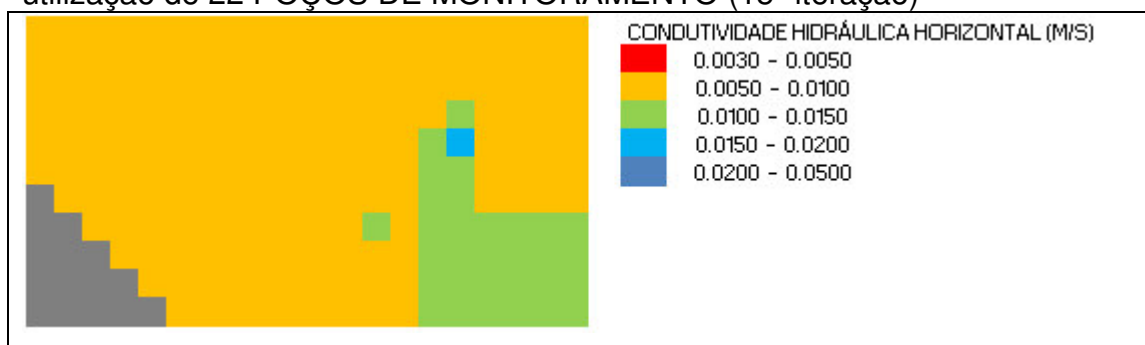
Fonte: Autor

Figura 6.5: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



Fonte: Autor

Figura 6.6: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 22 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)

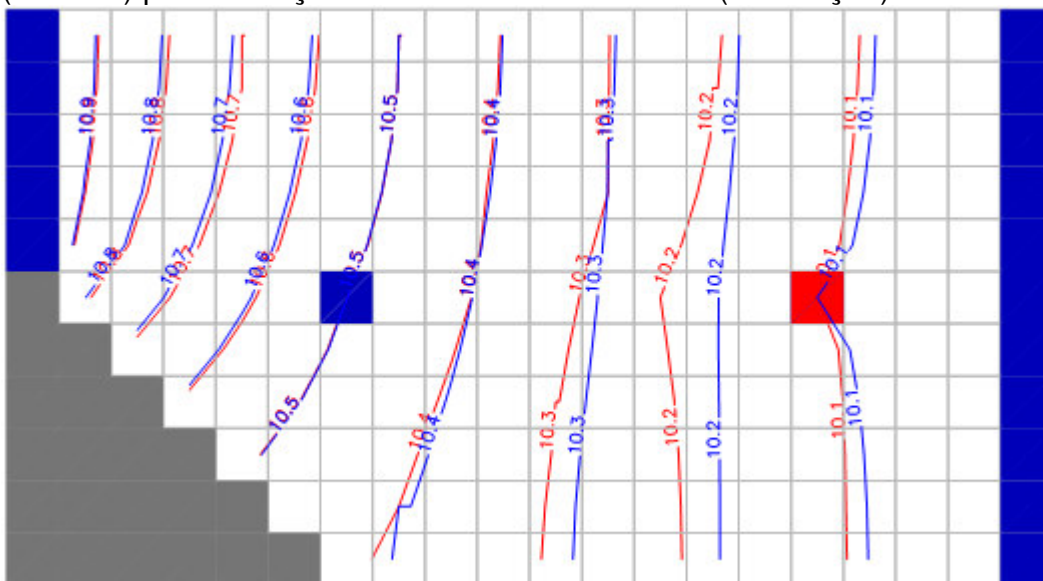


Fonte: Autor

Tabela 6.1: Comparação entre média e desvio padrão das condutividades hidráulicas

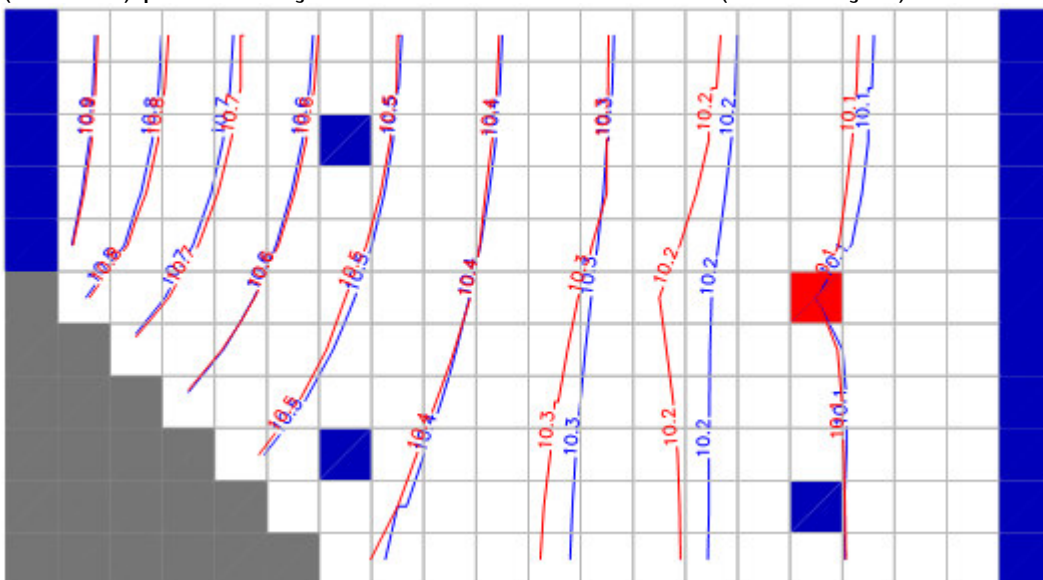
	Modelo Original	2 poços	4 poços	6 poços	8 poços	22 poços
Média	8.61E-03	8.33E-03	8.37E-03	8.43E-03	8.45E-03	8.48E-03
Desvio Padrão	2.51E-03	5.88E-04	8.95E-04	1.07E-03	1.26E-03	1.46E-03

Figura 6.7: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 2 POÇOS DE MONITORAMENTO (9ª iteração)



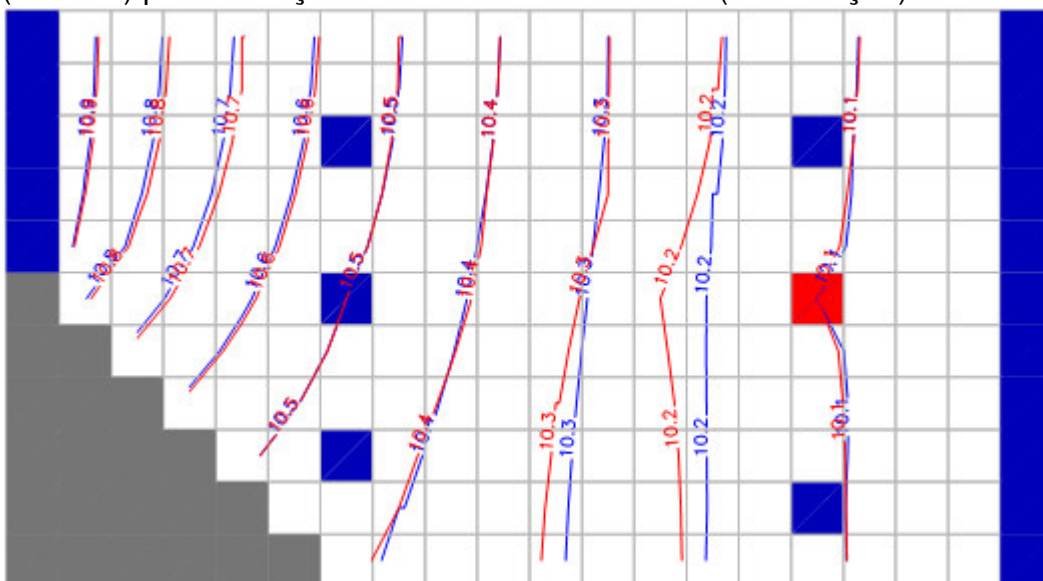
Fonte: Autor

Figura 6.8: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 4 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



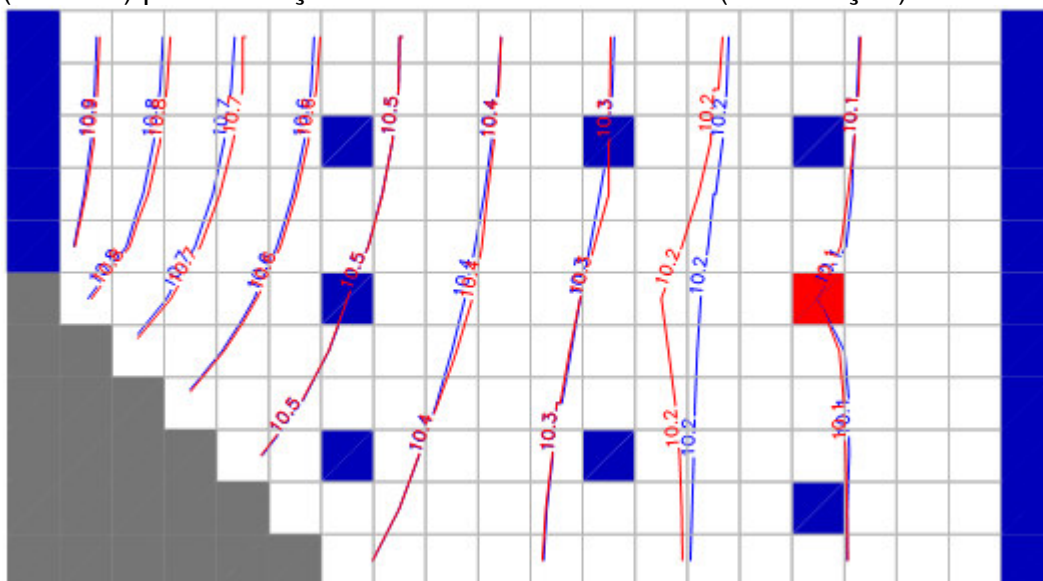
Fonte: Autor

Figura 6.9: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (22ª iteração)



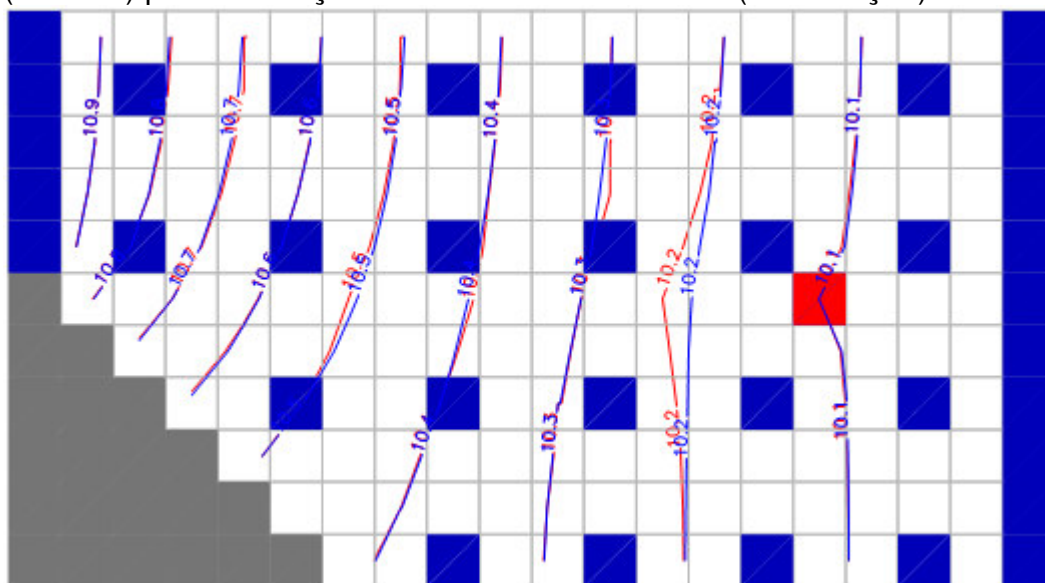
Fonte: Autor

Figura 6.10: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



Fonte: Autor

Figura 6.11: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 22 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



Fonte: Autor

Tabela 6.2: Comparação entre média e desvio padrão para cargas hidráulicas

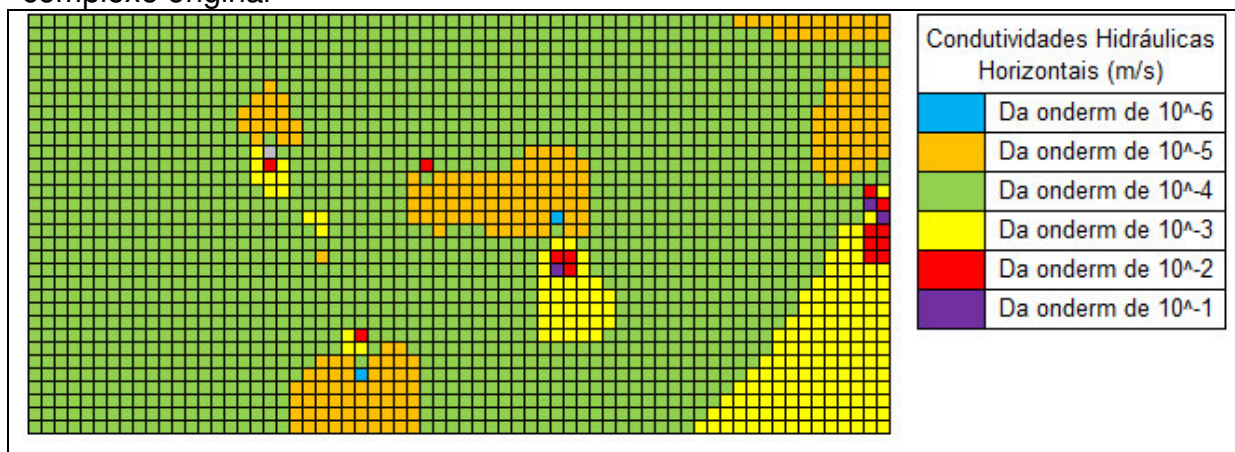
	Modelo Original	2 poços	4 poços	6 poços	8 poços	22 poços
Média	10,34	10,35	10,35	10,34	10,34	10,34
Desvio Padrão	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26

## 6.2 Modelo Complexo

### 6.2.1 1ª comparação

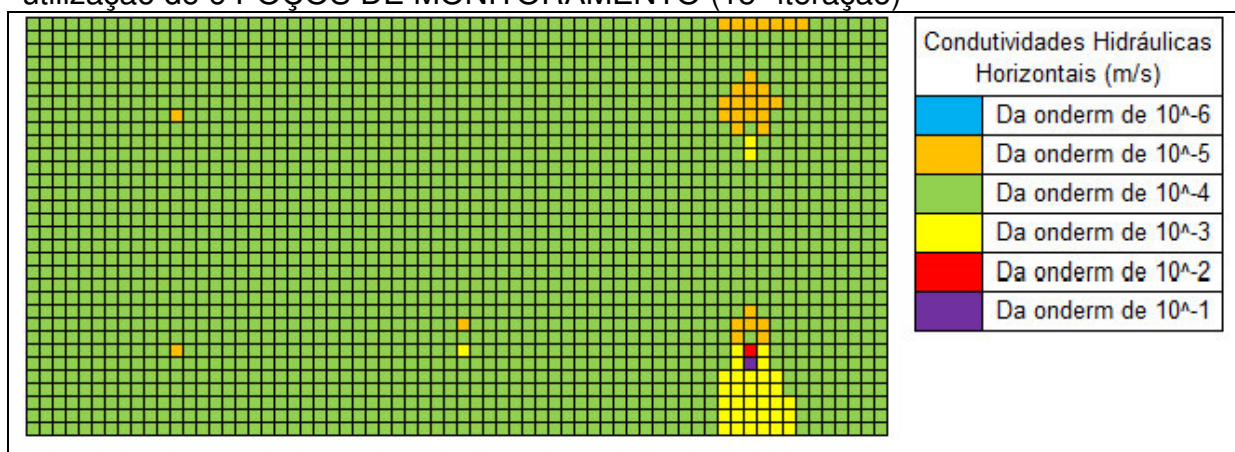
Para o modelo complexo estudado, o mesmo não se observou em relação ao modelo teórico. Os resultados mostraram que a medida que o número de poços de monitoramento aumentava, as condutividades hidráulicas não tendiam para as originais (ver Figura 6.12 a Figura 6.15). O fato de o modelo teórico ter sido discretizado em uma malha mais grosseira de 100mx100m, num total de 220 células, pode ter ajudado para a convergência, pois as áreas dos modelos teórico e complexo são praticamente as mesmas, porém a discretização do modelo complexo foi feita com 2112 células quadradas de 25m de lado, ou seja, bem mais rebuscada.

Figura 6.12: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal do modelo complexo original



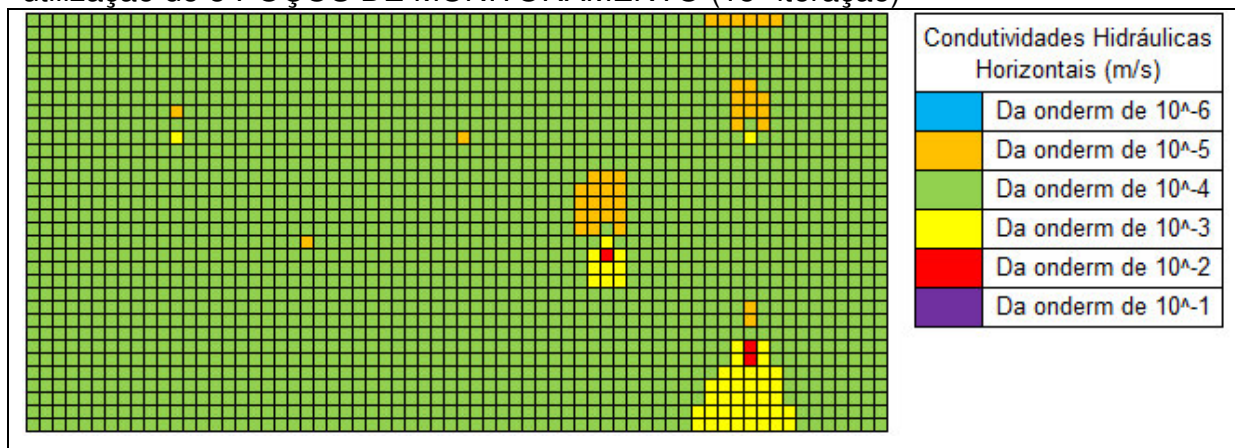
Fonte: Pontes (2010)

Figura 6.13: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



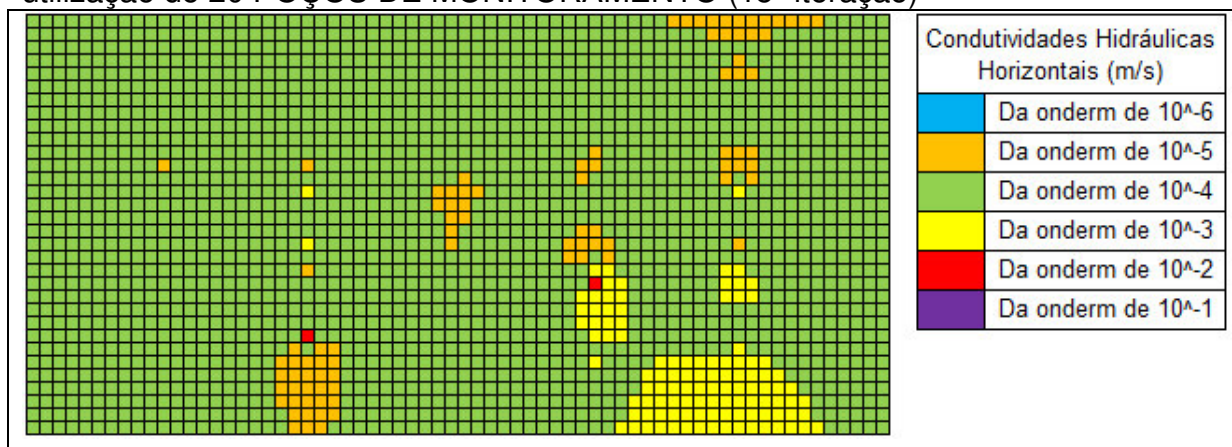
Fonte: Autor

Figura 6.14: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



Fonte: Autor

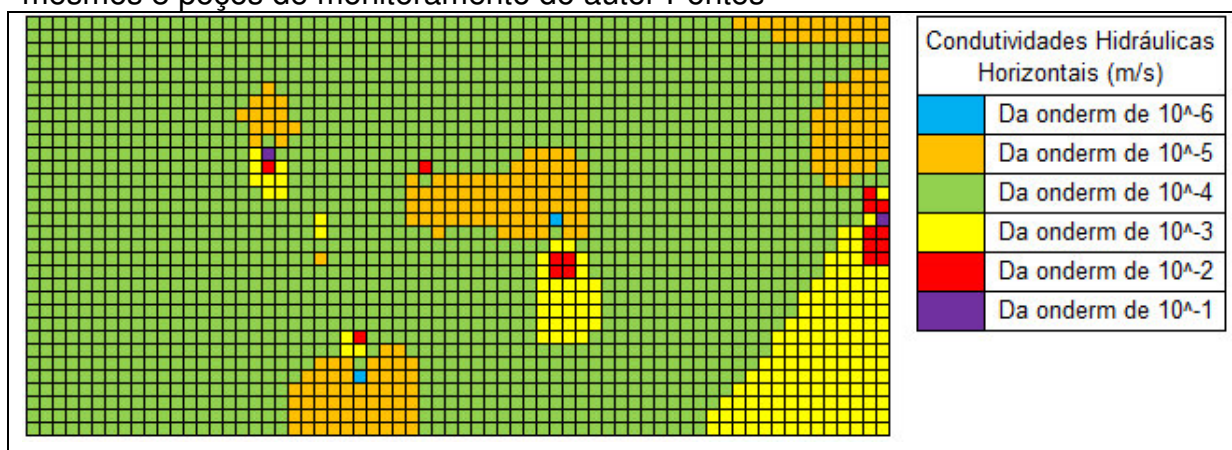
Figura 6.15: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal com a utilização de 20 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



Fonte: Autor

Devido a não tendência de convergência das condutividades hidráulicas no modelo complexo (algo já constatado no modelo teórico), foi feita uma simulação para testar o software de calibração MIGH, apenas para efeito de comprovação. Utilizou-se os mesmos poços de monitoramento que o autor havia utilizado para sua análise para se obter as condutividades hidráulicas. Observando a Figura 6.16, vê-se que com os mesmos poços, as condutividades hidráulicas convergiram, comprovando que o software MIGH oferece resultados hidrogeologicamente coerentes.

Figura 6.16: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal utilizando os mesmos 8 poços de monitoramento do autor Pontes



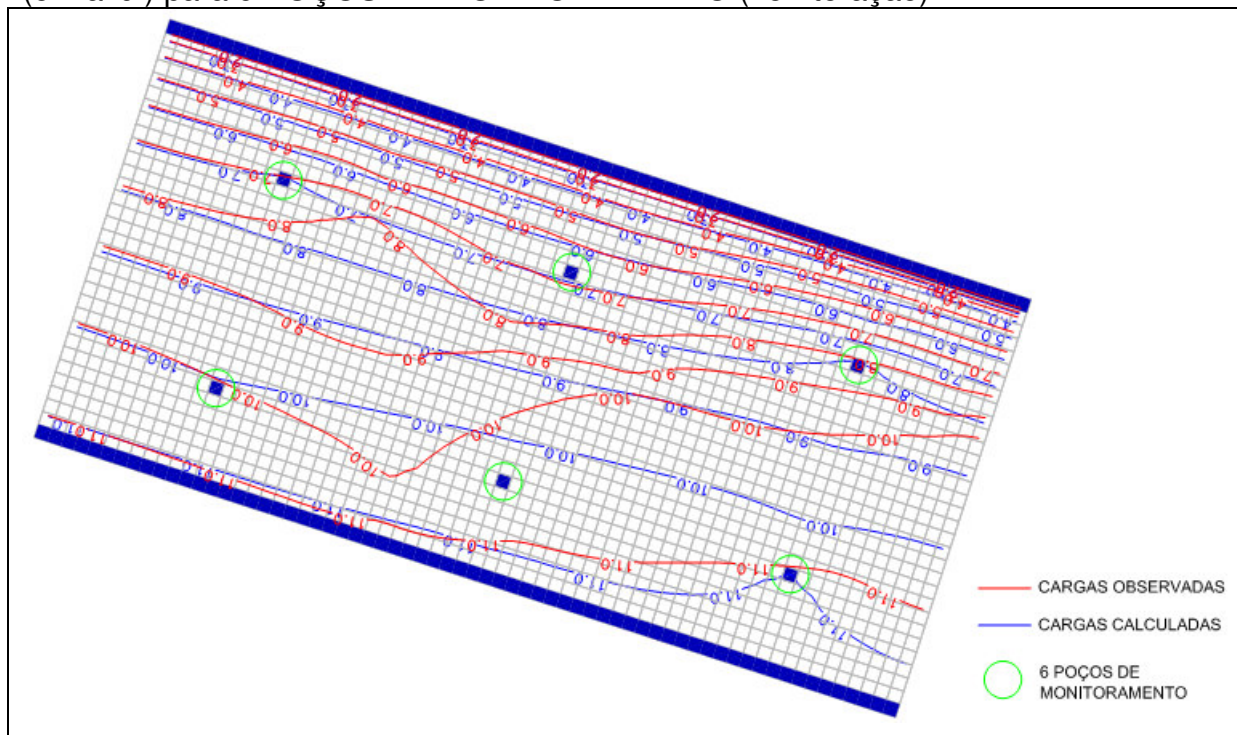
Fonte: Autor

As cargas hidráulicas também não chegaram a convergir como pode ser visto da Figura 6.17 à Figura 6.19, aproximando-se um pouco apenas para o caso



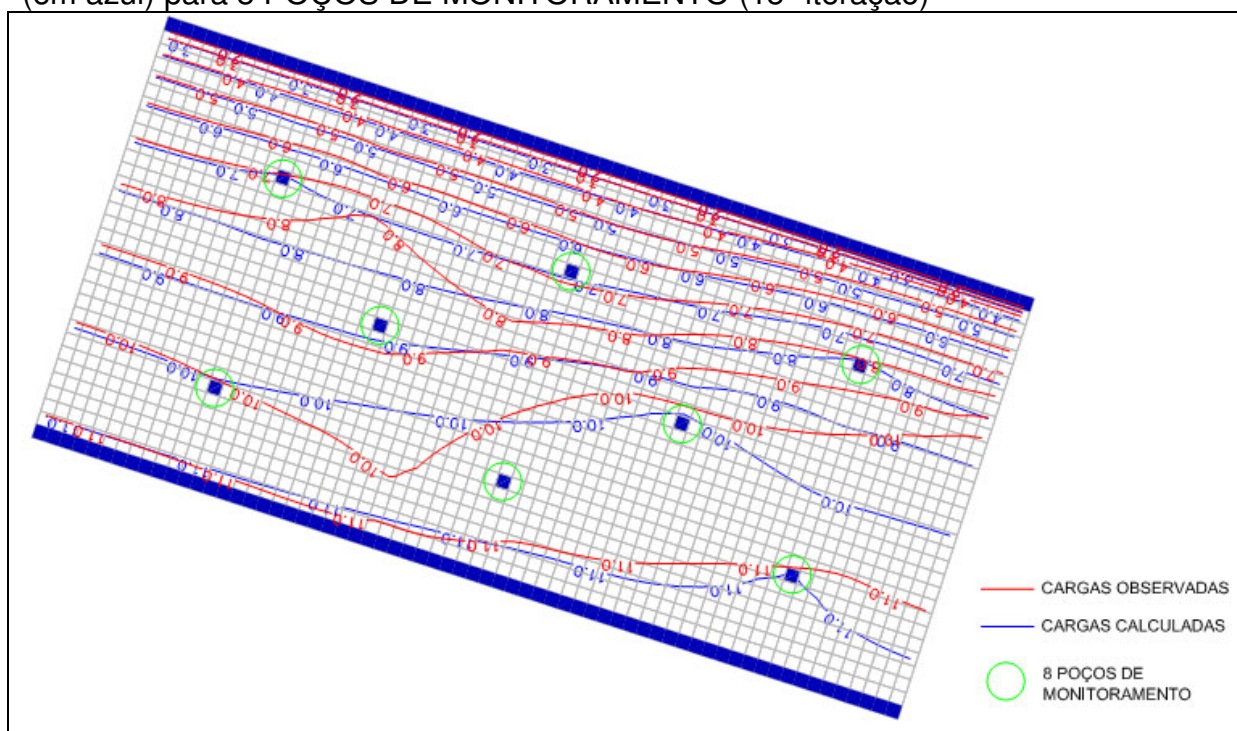
com os 20 poços de monitoramento, mas ainda com diferenças perceptíveis entre as curvas dos mapas potenciométricos.

Figura 6.17: Comparativo entre potencimetria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 6 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



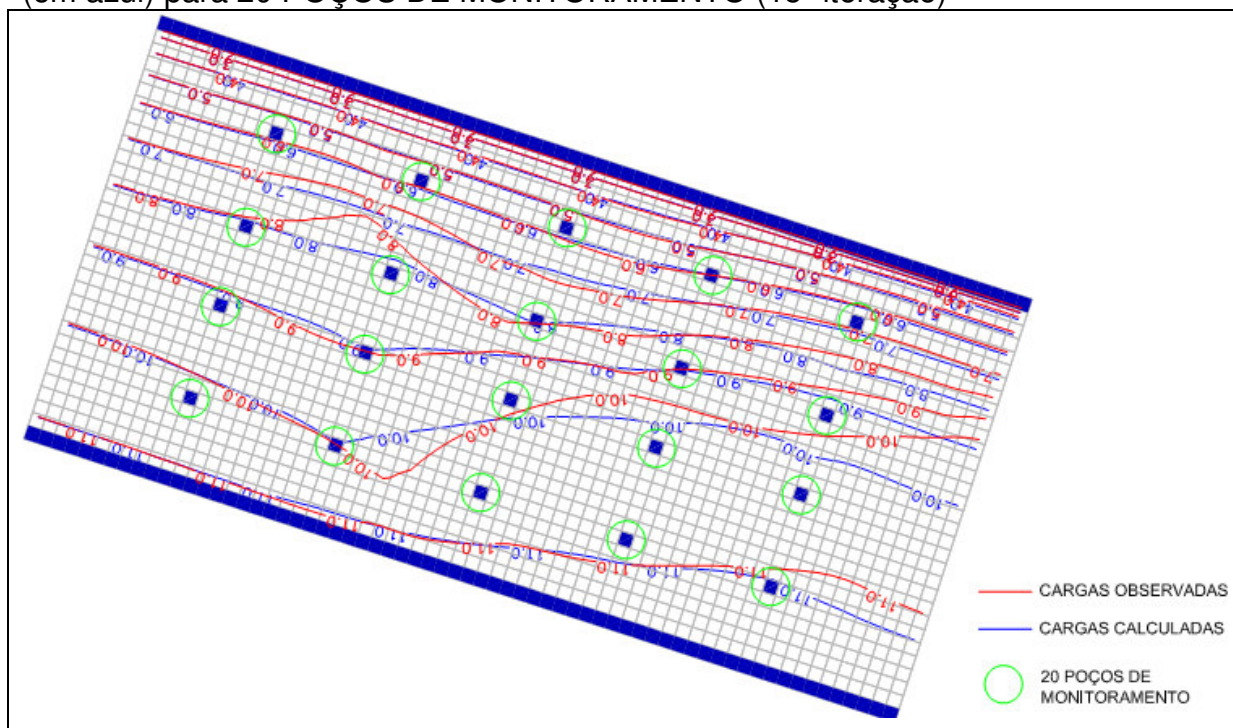
Fonte: Autor

Figura 6.18: Comparativo entre potencimetria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 8 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



Fonte: Autor

Figura 6.19: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 20 POÇOS DE MONITORAMENTO (15ª iteração)



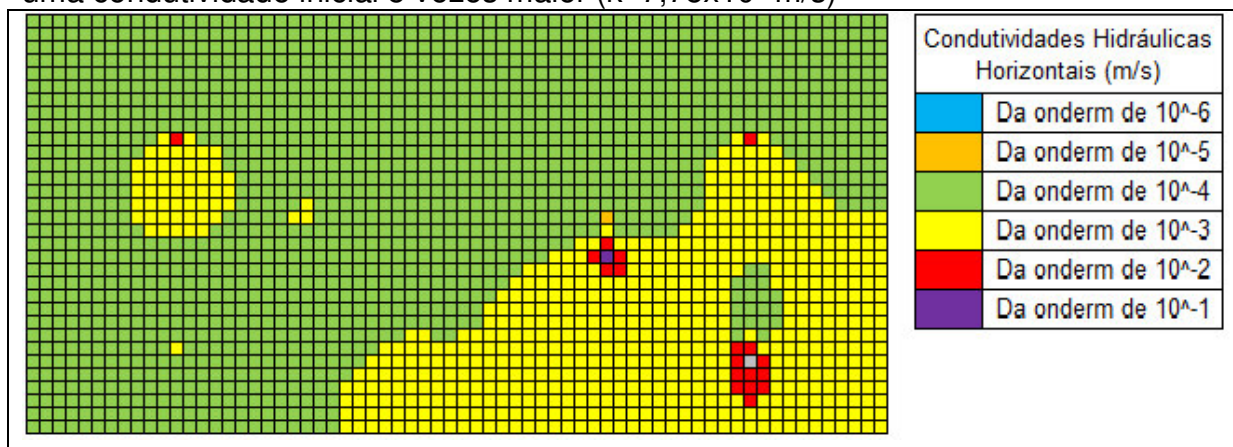
Fonte: Autor

### 6.2.2 2ª comparação

A partir da 1ª comparação apresentada anteriormente, constatou-se que o software de calibração é bastante sensível a “estimativa inicial” da condutividade hidráulica, pois se verificou que a maioria das condutividades obtidas foi da mesma ordem de grandeza da inicialmente adotada (da ordem de  $10^{-4}$ ). A fim de se verificar isto, fez-se 4 simulações com condutividades hidráulicas aumentadas e diminuídas em 5 e 10 vezes e utilizando 8 poços de monitoramento conforme o autor.

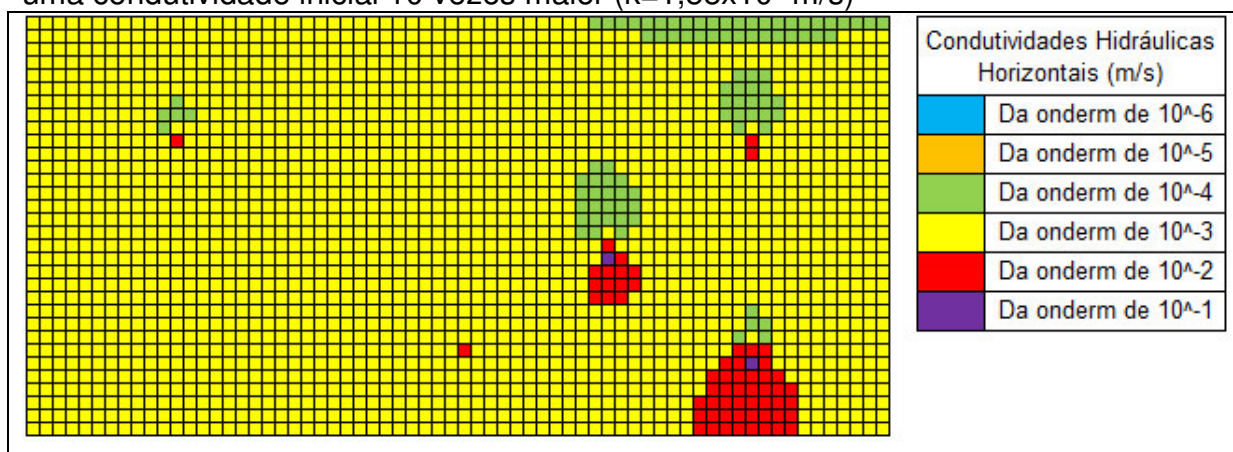
Os resultados estão apresentados a seguir, da Figura 6.20 à Figura 6.23.

Figura 6.20: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 5 vezes maior ( $k=7,75 \times 10^{-4} \text{m/s}$ )



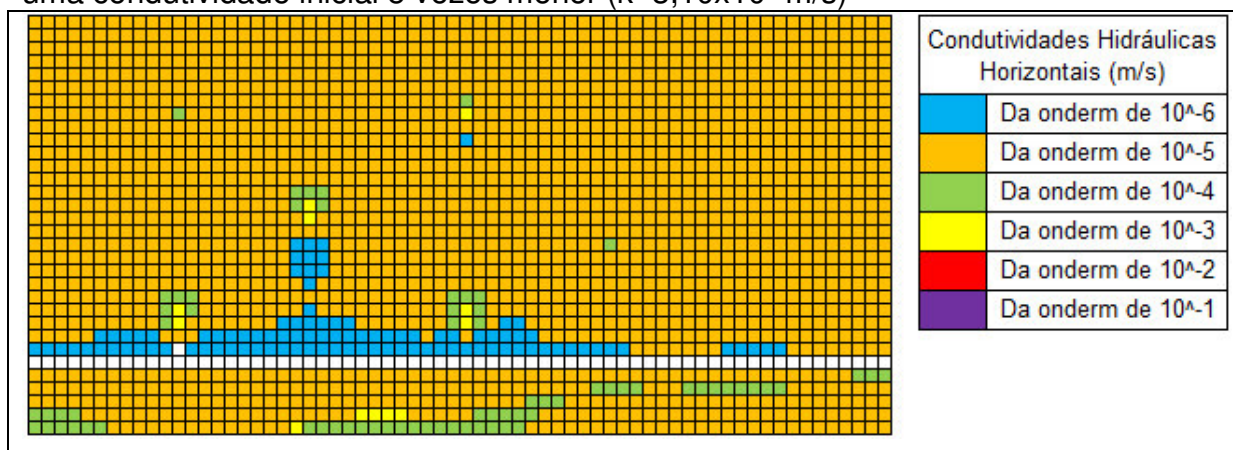
Fonte: Autor

Figura 6.21: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 10 vezes maior ( $k=1,55 \times 10^{-3} \text{m/s}$ )



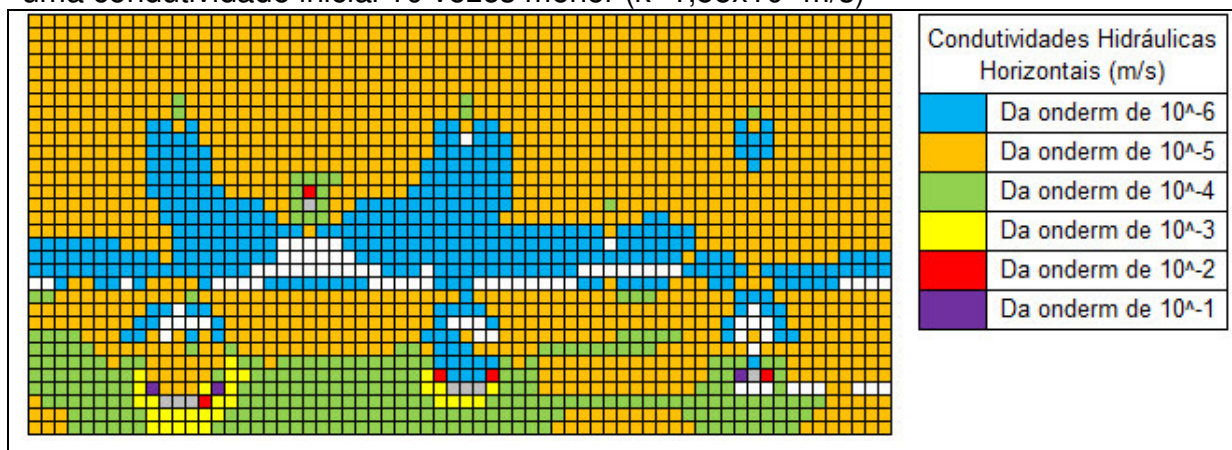
Fonte: Autor

Figura 6.22: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 5 vezes menor ( $k=3,10 \times 10^{-5} \text{m/s}$ )



Fonte: Autor

Figura 6.23: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal adotando uma condutividade inicial 10 vezes menor ( $k=1,55 \times 10^{-5} \text{m/s}$ )



Fonte: Autor

Observando esses resultados, constata-se realmente que o software de calibração é bastante sensível a condutividade inicial adotada, ficando da ordem desta em cada simulação.

### 6.2.3 3ª comparação

Verificada a sensibilidade do MIGH quanto à condutividade inicial adotada, foi feita uma 3ª comparação adotando diferentes condutividades hidráulicas no entorno de cada poço de monitoramento. Ou seja, a área foi dividida homogeneamente para uma distribuição de 8, 32 e 128 poços de monitoramento e, assim, também com 8, 32 e 128 zonas de condutividades hidráulicas.

Para o zoneamento com 8 poços, cada condutividade inicial representava um total de mais ou menos 256 células, atingindo uma área de  $0,16 \text{Km}^2$ . A Figura 6.24 mostra como se deu o zoneamento. No zoneamento com 32 poços, cada condutividade inicial representava cerca de 64 células, chegando a uma área de  $0,04 \text{Km}^2$ . A Figura 6.25 mostra como se deu o zoneamento. Já no zoneamento com 128 poços, cada condutividade representava 16 células, atingindo uma área de  $0,01 \text{Km}^2$ . A Figura 6.26 mostra como se deu o zoneamento.

Figura 6.24: Zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais para o caso com 8 poços

1,61E-4	4,90E-3	1,19E-4	1,59E-3
1,81E-4	2,78E-4	1,68E-3	2,15E-3

Fonte: Autor

Figura 6.25: Zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais para o caso com 32 poços

1,45E-4	1,33E-4	1,20E-4	1,59E-4	1,35E-4	1,23E-4	1,17E-4	9,76E-5
1,63E-4	2,01E-4	1,42E-3	5,08E-4	9,14E-5	1,29E-4	1,56E-4	5,99E-3
1,77E-4	2,08E-4	3,70E-4	1,87E-4	4,53E-3	6,56E-4	4,01E-4	5,17E-3
1,74E-4	1,64E-4	1,48E-4	4,13E-4	4,91E-4	8,48E-4	9,96E-4	2,02E-3

Fonte: Autor

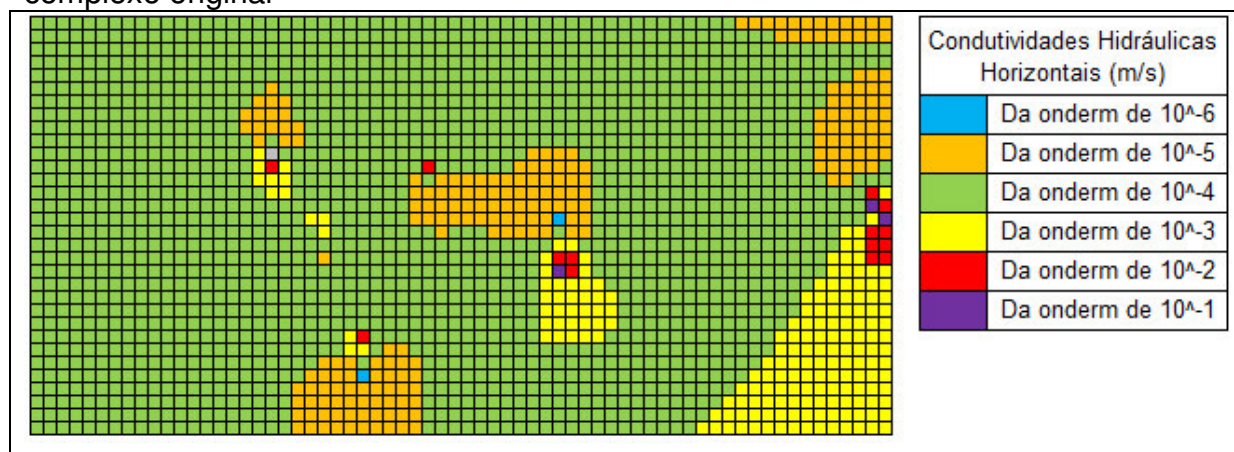
Figura 6.26: Zoneamento de condutividades hidráulicas iniciais para o caso com 128 poços

1,43E-4	1,41E-4	1,35E-4	1,26E-4	1,20E-4	1,33E-4	1,46E-4	1,50E-4	1,41E-4	1,29E-4	1,23E-4	1,20E-4	1,16E-4	1,09E-4	1,01E-4	9,49E-5
1,50E-4	1,48E-4	1,43E-4	1,28E-4	9,80E-5	1,36E-4	1,64E-4	1,76E-4	1,44E-4	1,24E-4	1,23E-4	1,26E-4	1,26E-4	1,19E-4	1,04E-4	9,06E-5
1,57E-4	1,58E-4	1,61E-4	1,68E-4	3,65E-3	1,66E-4	1,78E-4	1,62E-3	1,22E-4	9,91E-5	1,13E-4	1,32E-4	1,38E-4	1,31E-4	9,81E-5	6,28E-5
1,66E-4	1,72E-4	1,92E-4	2,83E-4	9,31E-3	4,86E-4	1,56E-4	7,14E-5	8,96E-5	4,71E-5	1,11E-4	1,58E-4	1,75E-4	1,79E-4	2,03E-4	2,36E-2
1,73E-4	1,79E-4	2,01E-4	2,49E-4	2,95E-4	7,25E-4	1,83E-4	1,21E-4	1,19E-4	1,77E-2	5,37E-4	2,54E-4	2,64E-4	3,02E-4	6,09E-4	1,51E-2
1,75E-4	1,79E-4	1,87E-4	1,97E-4	2,07E-4	3,13E-4	2,96E-4	1,48E-4	2,14E-4	2,77E-3	1,31E-3	5,20E-4	4,51E-4	5,87E-4	1,46E-3	3,52E-3
1,75E-4	1,75E-4	1,74E-4	1,65E-4	1,41E-01	2,88E-4	1,36E-3	1,29E-4	2,75E-4	8,60E-4	9,12E-4	7,52E-4	7,26E-4	9,81E-4	1,65E-3	2,34E-3
1,73E-4	1,73E-4	1,66E-4	1,50E-4	1,14E-4	6,10E-5	4,70E-5	1,13E-4	2,87E-4	6,47E-4	8,40E-4	8,88E-4	9,84E-4	1,29E-3	1,82E-3	2,27E-3

Fonte: Autor

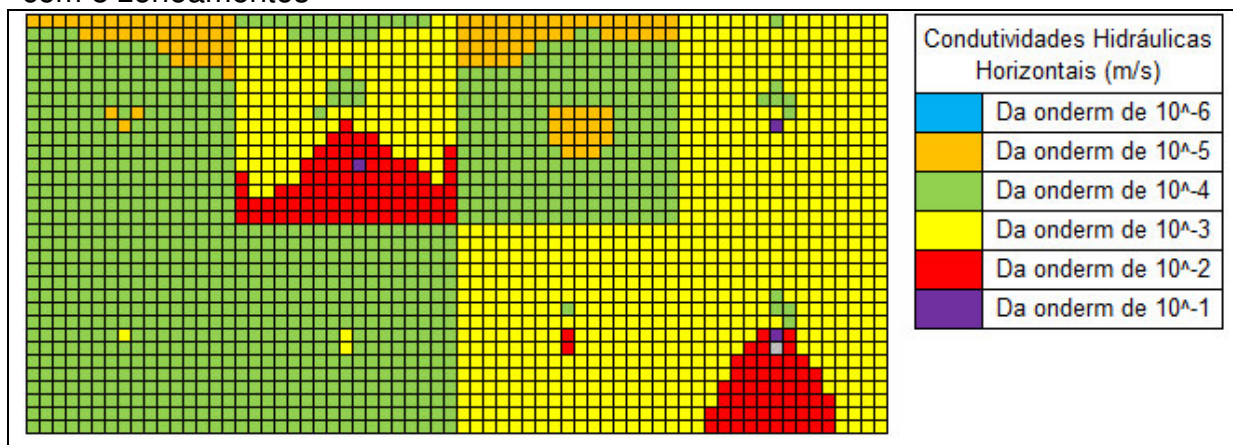
As condutividades obtidas com 8 poços se mostraram também, como já visto, bem sensíveis a estimativa inicial, não convergindo mesmo com a adoção das zonas de condutividades (Figura 6.28). Porém, com 32 zoneamentos a condutividade já tendeu um pouco mais para a do modelo complexo original, como pode ser visto na Figura 6.29 e, no último caso, adotando-se um zoneamento com 128 poços, ou seja, 6,06% do total das 2112 células de discretização, chegou-se a uma boa solução aproximada das condutividades (Figura 6.30).

Figura 6.27: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal do modelo complexo original



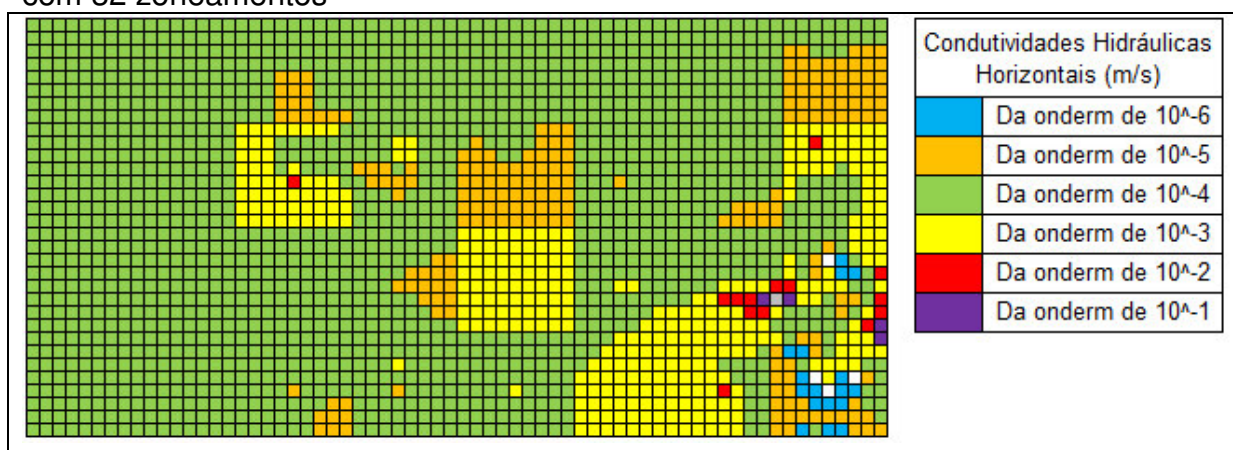
Fonte: Autor

Figura 6.28: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal para o caso com 8 zoneamentos



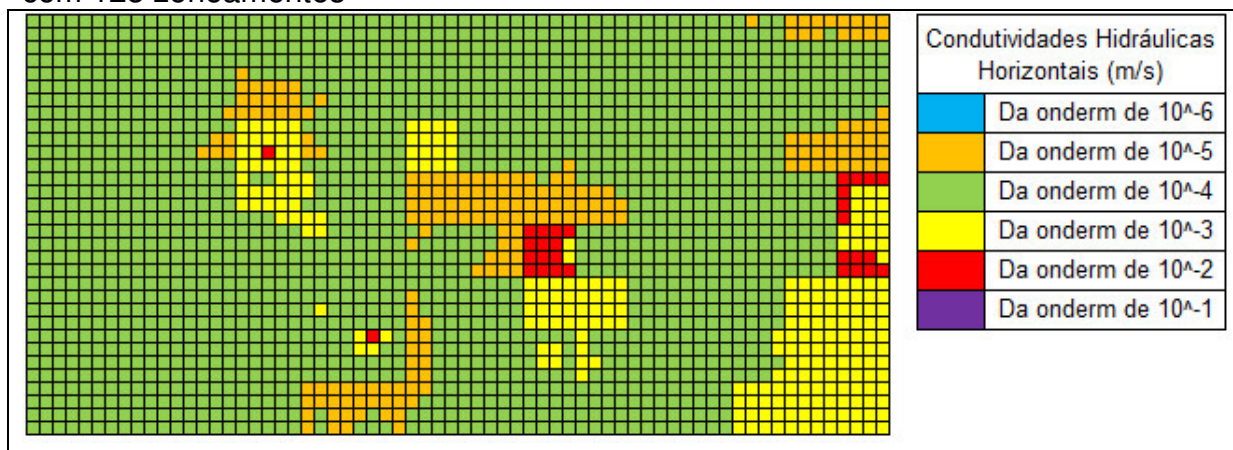
Fonte: Autor

Figura 6.29: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal para o caso com 32 zoneamentos



Fonte: Autor

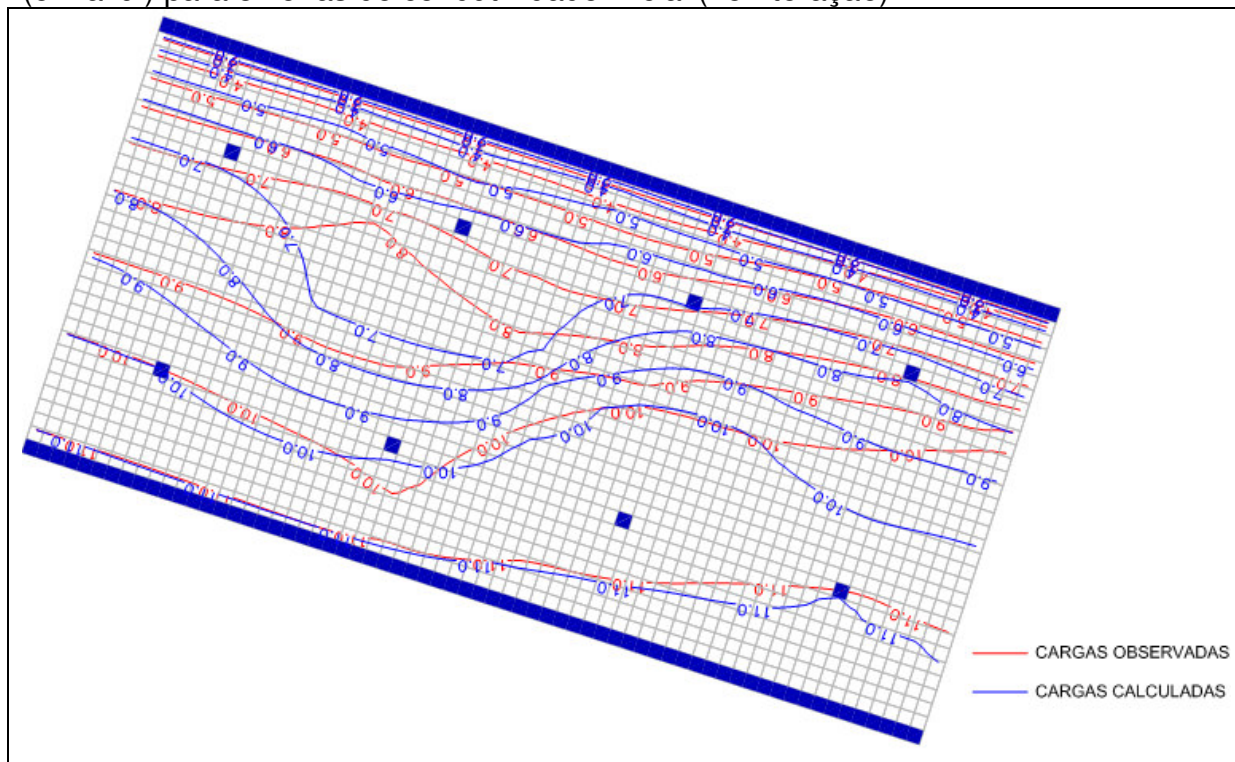
Figura 6.30: Distribuição espacial da condutividade hidráulica horizontal para o caso com 128 zoneamentos



Fonte: Autor

Os 3 mapas (Figura 6.31 à Figura 6.33) demonstram o progresso do processo de calibração a partir do aumento do zoneamento das condutividades hidráulicas, através da comparação entre as condições avaliadas em campo (potenciometria observada) e a potenciometria calculada. Inicialmente com apenas 8 zonas, a potenciometria calculada foge bastante da observada, porém com os 32 zoneamentos os valores das cargas hidráulicas já vão se aproximando, chegando a quase se confundirem no último caso com as 128 zonas de condutividades hidráulicas iniciais.

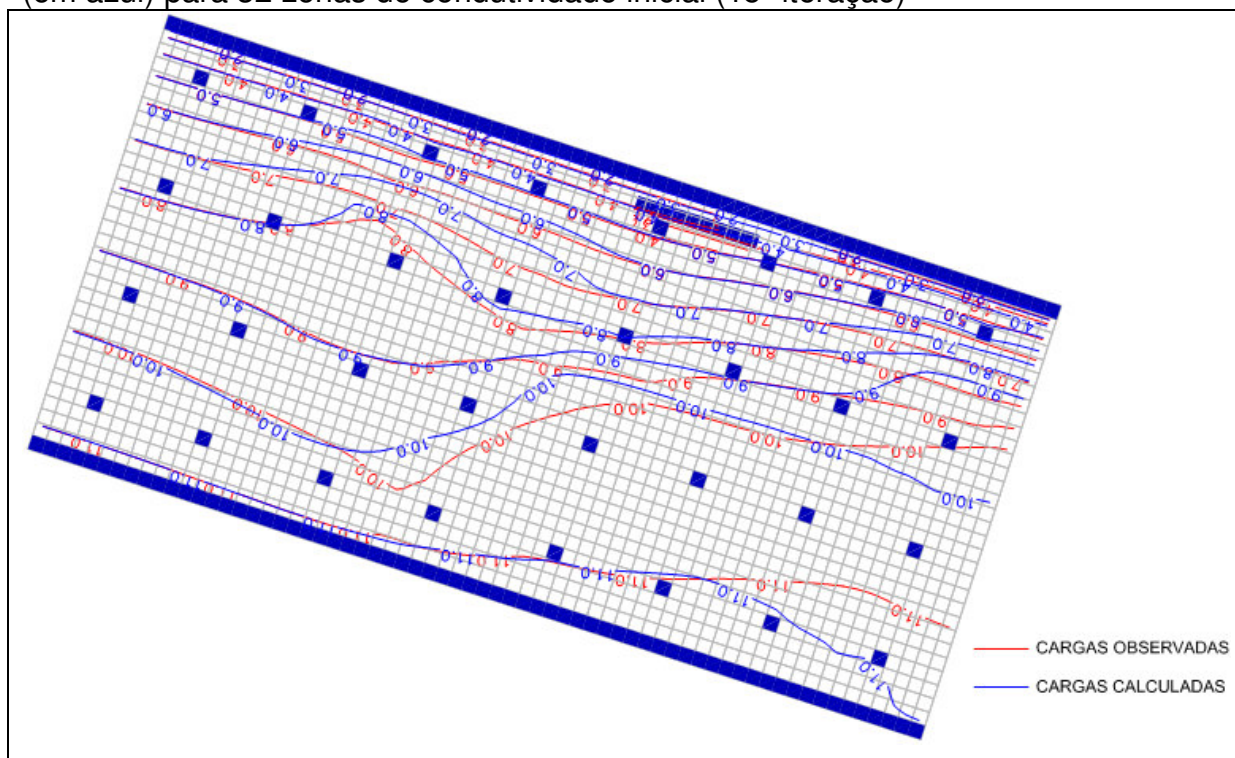
Figura 6.31: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 8 zonas de condutividade inicial (15ª iteração)



Fonte: Autor

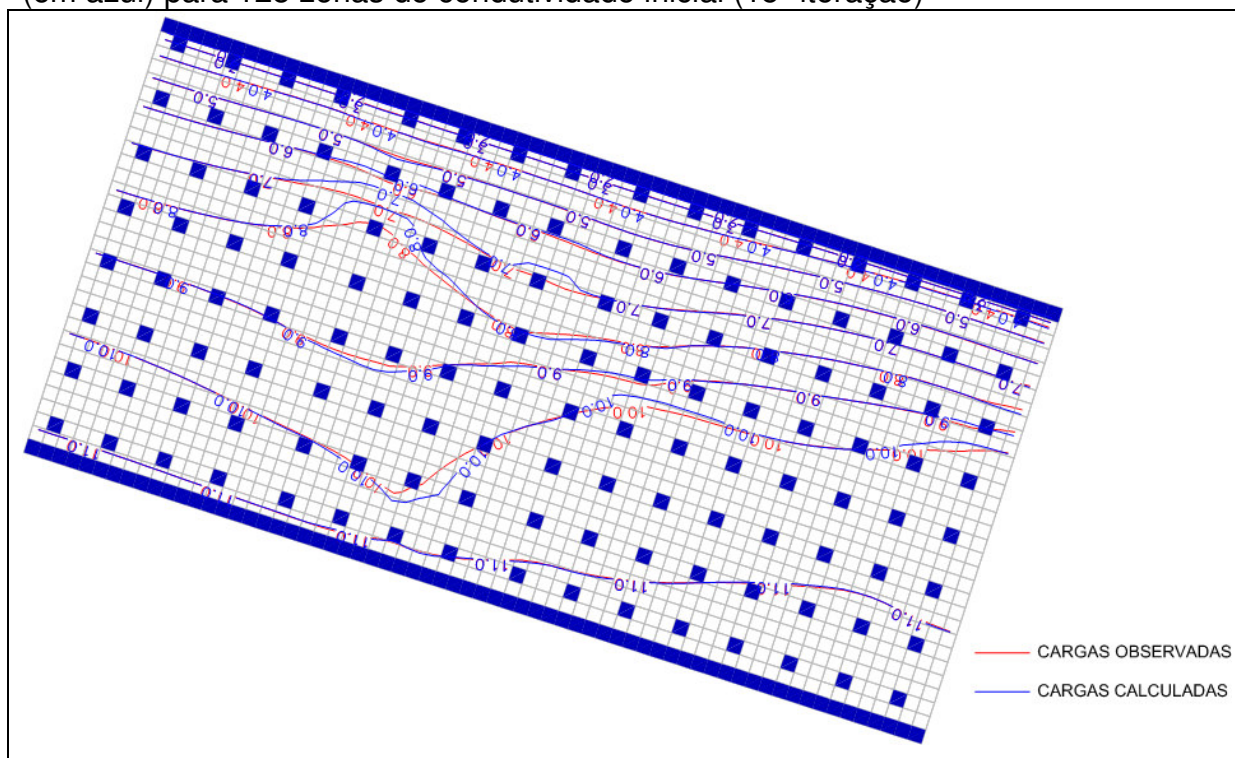


Figura 6.32: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 32 zonas de condutividade inicial (15ª iteração)



Fonte: Autor

Figura 6.33: Comparativo entre potenciometria observada (em vermelho) e calculada (em azul) para 128 zonas de condutividade inicial (15ª iteração)



Fonte: Autor

É importante relatar ainda que a partir dos resultados e verificando a necessidade de zonear a área de estudo, não se fez uma simulação com o PEST ou UCODE de forma a se comparar com os resultados do MIGH. Isso porque seria necessário conhecer os zoneamentos, além do que esses softwares considerariam cada zona independente da outra, pois em cada zona seria estabelecido um tipo de parâmetro de 1 a 500, conforme necessidade desses programas para que procedessem a calibração das condutividades, e o parâmetro seria calibrado dentro de cada zona, o que não ocorre com o MIGH visto de ele fazer a calibração célula a célula do modelo.

## **7 CONCLUSÃO**

Através do estudo realizado, utilizando-se da modelagem computacional, foi possível verificar que para um modelo razoavelmente simples e com uma malha de discretização de certa forma grosseira, o aumento do número de poços de monitoramento leva a uma boa aproximação da condutividade hidráulica e da potenciometria observada.

Porém, o mesmo não se verificou para o modelo complexo. A tendência observada no modelo teórico não ocorreu com o modelo complexo. As condutividades não se aproximaram das originais à medida que se aumentava o número de poços de monitoramento.

O que se observou foi uma sensibilidade do software de calibração MIGH em relação à condutividade inicial adotada para cada simulação. Sensibilidade esta comprovada através da 2ª comparação onde se adotou condutividades hidráulicas iniciais aumentadas e diminuídas em 5 e 10 vezes. Os valores calibrados na 2ª comparação foram da mesma ordem que os valores adotados inicialmente para a condutividade hidráulica.

Na 3ª comparação para o modelo complexo, verificou-se que um zoneamento das condutividades hidráulicas iniciais apresentou uma boa solução aproximada para as condutividades hidráulicas em relação ao modelo original e com diferenças entre os mapas potenciométricos quase imperceptíveis.

Com isso, a proposta inicial de se determinar o número mínimo ótimo de poços de monitoramento de cargas hidráulicas e sua distribuição espacial para se determinar a condutividade hidráulica foi melhor resolvida fazendo-se o zoneamento

da área de estudo e em cada zona adotando-se sua respectiva condutividade hidráulica inicial.

No tocante a área de cada zona, chegou-se a valores de 0,01Km<sup>2</sup> para cada condutividade hidráulica inicial, e em número de poços de monitoramento, algo em torno 6,06% do total de células da malha de discretização, valores estes obtidos através dos 128 zoneamentos do último caso simulado, sendo estes distribuídos de forma homogênea na área de estudo.

No entanto, percebeu-se ainda que quando havia uma grande variação das condutividades hidráulicas em determinada zona, com alguns valores de pico, a solução final obtida era bastante afetada por estes. As áreas que apresentaram alguns picos foram as que menos se aproximaram da solução desejada.

O importante deste trabalho foi notar a necessidade de zonedar a área de estudo para se obter resultados mais condizentes com a realidade e que quanto maior o número de zonas (ou seja, quanto mais se conhece a área de estudo), mais representativo os resultados serão e o entendimento do comportamento subsuperficial das águas se aproxima da realidade, passando a ser mais satisfatório.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABAS. (2006). Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. [on-line]. São Paulo – SP. [consultado em 14/06/12]. Disponível na Internet:<<http://www.abas.org>

AHRENS, Donald C. **Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment**. Cengage Learning, 2007.

BARRETO, F. M. S. **Contaminação da água subterrânea por pesticidas e nitrato no município de Tianguá, Ceará**. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza (CE), 2006.

BEAR, J. **Hdraulics of Groundwater**. Dover, New York. 1979. 569p.

BEAR, J.; VERRUIJT, A. **Modeling groundwater flow and pollution**. Holland: D. Reidel, Dordrecht, 1987. 414p.

BEDIENT, P. B.; HUBER, W. C. **Hydrology and Flooplain Analisis**, 2<sup>nd</sup> ed., Addison-Wesley, Reading, M. A. 1992.

BOUWER, H. **Groundwater Hydrology**. McGraw-Hill Book Company. 1978.

CAICEDO, N. L. **Água subterrânea**. In: TUCCI, C. E. M. (Coord.). Hidrologia: ciência e aplicação. 3. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2002. 943 p.

CAMPOS, H.C.N.S. **Caracterização e cartografia das províncias hidrogeoquímicas do estado de São Paulo**. 177 p. Dissertação (Doutorado em Geoquímica e Geotécnica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

CARMAN, P.C. **The determination of the specific surface of powders**. Journal of Society Chemical Industrial Transactions, n. 57, 225 p., 1938.

CHIANG, W. H. **3D - Groundwater Modeling with PMWIN. A Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Transport Processes**. Second Edition. 2005.

CHILD, E.C. & COLLIS-GEORGES, N. **The permeability of porous materials**. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, v. 201, n. 1066, p. 392-405, 1950.

CONRAD, C.M. **Porosity and permeability in sediment mixtures**. Ground Water, v. 45, n. 4, p. 429-438, 2007.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. 3rd. New York: Macmillan Company. ISBN 0023364904. 1994. 691p.

FETTER, C.W. **Applied hydrogeology**. New Jersey: Prentice Hall, 2001. 598p.

HAZEN, A. **Discussion: Dams on sand foundations**. American Society of Civil Engineers, n.73, 199 p. 1911.

HEATH, R. C. **Hidrologia de água subterrânea básica**. (Geological Survey water-supply paper; 2220) Bibliography: 1982. 81 p.

HUBBERT, M.K. **The theory of groundwater motion**. Journal of Geology, v. 48, n. 8 – parte 1, p. 785-944, 1940.

MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, F. A. C. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 2ª Edição. Fortaleza: CPRM - Serviço Geológico do Brasil; LABHID - Laboratório de Hidrogeologia da UFPE, 391 p ISBN. 2000.

MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. **MODFLOW: a modular three-dimensional finite difference ground-water flow model**. Washington: United States Government Printing Office, 1988. U. S. Geological Survey, Open-file report 83-875, Chapter A1. 523 p.

PONTES, Aldenor Pereira. **Estudo da contaminação, vulnerabilidade à poluição e fluxo do aquífero no entorno do cemitério São João Batista - Fortaleza-Ce**. 2010. Dissertação (Mestrado em Tecnologia e Gestão Ambiental), Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará, Fortaleza, 2010.

SCHUSTER, H. M. D.; ARAÚJO, H. D. B. **Uma formulação do Método iterativo de gradiente hidráulico no processo de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero**. Revista brasileira de Recursos Hídricos, v. 9, n.2, p. 31-37, 2004.

SHEPHERD, R.G. **Correlations of Permeability and Grain Size**. Groundwater, v. 5, n. 27, 1989.

SOUSA, M. C. B. **Modelagem computacional do transporte de contaminantes em aquíferos freáticos: estudo de caso para o cemitério Parque Bom Jardim, Fortaleza-CE**. 2008. 107f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2008.

SOUZA, C.D. **Simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo na região do Cariri e calibração utilizando gradiente das cargas hidráulicas**. 2007. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

TAVARES, P. R. L. et al. **Calibração da condutividade hidráulica horizontal utilizando o método iterativo do gradiente hidráulico**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 16, E ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 17. 2010, São Luís. **Anais...** 2010.

TERZAGHI, K.; PECK, R. B.; MESRI, G. **Soil mechanics in engineering**

**practice.** New York: John Wiley, 565 p., 1996.

TODD, D. K. **Groundwater Hydrology.** New York: John Wiley. 1980.

TUCCI, C. E. M. (org.). **Hidrologia: Ciência e Aplicação.** ABRH–EDUSP–Editora da Universidade (UFRGS). 1993.

TUNDISI, J.G. **Limnologia do século XXI: Perspectivas e desafios.** São Carlos, SP, SUPREMA, 24 p. 1999.

WENDLAND, E. **Modelos Matemáticos e Métodos Numéricos em Águas Subterrâneas,** São Carlos, SP: SBMAC, 2003.

YOUNGER, P. L. **Groundwater in the Environment: An Introduction.** Blackwell Publishing. 2007. 312p.