

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E
AMBIENTAL
MESTRADO EM ENGENHARIA CIVIL
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL DO FLUXO HÍDRICO
SUBTERRÂNEO NA REGIÃO DO CARIRI E
CALIBRAÇÃO UTILIZANDO GRADIENTE DAS CARGAS
HIDRÁULICAS

CLAUDIO DAMASCENO DE SOUZA

FORTALEZA – CE

2007

CLAUDIO DAMASCENO DE SOUZA

**SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL DO FLUXO HÍDRICO
SUBTERRÂNEO NA REGIÃO DO CARIRI E
CALIBRAÇÃO UTILIZANDO GRADIENTE DAS CARGAS
HIDRÁULICAS**

**Dissertação apresentada ao Curso de
Mestrado em Recursos Hídricos da
Universidade Federal do Ceará como
requisito parcial para a obtenção de
grau de Mestre.**

Orientador: Prof. Marco Aurélio Holanda de Castro, PhD

FORTALEZA – CE

2007

Ficha Catalográfica

Souza, Claudio Damasceno de
S729s Simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo na
região do Cariri e calibração utilizando gradiente das cargas
hidráulicas / Claudio Damasceno de Souza. -- Fortaleza: UFC /
Centro de Tecnologia, 2007.
xvii, 117 f.

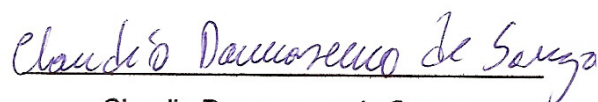
Orientador: Marco Aurélio Holanda de Castro
Dissertação (mestrado) – UFC / Centro de Tecnologia,
Mestrado em Recursos Hídricos, 2007.

1. Hidrogeologia. 2. Recursos Hídricos - Mestrado. I.
Castro, Marco Aurélio Holanda. II. Universidade Federal do
Ceará, Centro de Tecnologia. III. Título.

CDD- 551.49

Esta Dissertação foi submetida como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Mestre em Recursos Hídricos, outorgado pela Universidade Federal do Ceará, e encontra-se à disposição dos interessados na Biblioteca Central da referida Universidade.

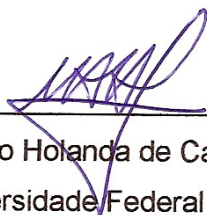
A citação de qualquer trecho desta Dissertação é permitida, desde que seja feita de acordo com as normas da ética científica.



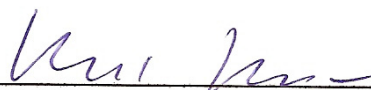
Claudio Damasceno de Souza

Dissertação aprovada em 20 / 04 / 2007.

Examinadores:



Prof. Marco Aurélio Holanda de Castro (orientador), PhD
Universidade Federal do Ceará



Prof. Horst Frischkorn, Doutor
Universidade Federal do Ceará



Prof. Hans Dieter Max Schuster, Doutor
Universidade Federal de Campina Grande

Dedico esta dissertação aos meus pais, **Raimundo Nonato e Raimunda Maria**, pela lição de vida que me dão a cada dia com seu amor e dedicação a nossa família.

Agradecimentos

A Deus pelo dom da vida e presença constante em todos os momentos de minha vida.

Ao professor Marco Aurélio Holanda de Castro pela orientação sem a qual este trabalho não teria sido desenvolvido.

Aos meus pais, Raimundo Nonato e Raimunda Maria, e meus irmãos, Francisco e Claudiane, pelo amor incondicional, força e o incentivo em todos os momentos de minha vida.

A minha namorada Márcia pelo carinho, companhia, dedicação, amizade e incentivo nessa fase de minha vida.

Aos professores do Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental pelos conhecimentos repassados durante o curso.

Aos colegas de trabalho do grupo de estudos em hidráulica computacional, Carlos Leal, Fernando Peroba, Paulo Roberto, Luis Henrique, Mauro César, Charles Wayne, Germana Menescal, Magno, Neto, Shirley e Alessandro, pelo aprendizado e companheirismo.

Ao meu amigo de sempre, Luis Carlos, pelo incentivo e amizade de todas as horas.

Aos meus colegas de apartamento, Mauro César e Carlos Henrique, pelo companheirismo e força nos momentos difíceis.

Ao Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo suporte financeiro sem o qual não teria sido possível realizar esta pesquisa.

A técnica da COGERH, Zulene, pelo fornecimento dos dados.

Aos técnicos da CPRM, Liano Veríssimo e Robério Boto, pelo fornecimento de dados e troca de conhecimento.

A todos que, de forma direta e indireta, contribuíram para o desenvolvimento desse trabalho.

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	VIII
LISTA DE TABELAS.....	XIII
LISTA DE SIMBOLOS.....	XIV
RESUMO.....	XVI
ABSTRACT.....	XVII
1. Introdução.....	2
1.1 Generalidades.....	2
1.2 Objetivos e Justificativa.....	3
1.3 Organização do Trabalho.....	4
2. Revisão Bibliográfica.....	6
2.1 Modelagem Matemática.....	6
2.1.1 Tipos de Modelos.....	7
2.1.2 Análise Matemática do Fluxo Subterrâneo.....	15
2.2 Estimativa de Parâmetros.....	16
2.3 Água Subterrânea e Aqüíferos.....	21
2.4 Lei de Darcy.....	23
2.5 Continuidade do Fluxo.....	23
2.6 Propriedades Físicas e Hidráulicas dos Aqüíferos.....	24
2.6.1 Porosidade Total e Porosidade Efetiva.....	24
2.6.2 Condutividade Hidráulica.....	24
2.6.3 Transmissividade.....	26
2.6.4 Gradiente Hidráulico.....	26
2.6.5 Coeficiente de Armazenamento (Produção específica).....	26
2.6.6 Armazenamento Específico.....	27
3. Metodologia.....	29
3.1 Descrição da Área de Estudo.....	29
3.1.1 Localização.....	29
3.1.2 Clima.....	29
3.1.3 Geomorfologia / Geologia.....	30
3.2 Modelo Conceitual e Domínio de Interesse.....	33
3.3 O Sistema Aqüífero.....	34

3.3.1 Geometria.....	34
3.3.2 Características Hidráulicas e Físicas do Aquífero.....	34
3.4 Entrada de Dados do Modelo.....	36
3.4.1 Malha do Modelo.....	36
3.4.2 Poços de Bombeamento.....	43
3.4.3 Rio Salamanca e Rio Batateira	43
3.4.4 Recarga	43
3.4.5 Calibração	46
3.5 Cenários Simulados.....	47
4. Resultados e Discussão.....	49
4.1 Simulação 1 – Fluxo da água subterrânea em regime permanente no período chuvoso.....	51
4.2 Simulação 2 – Fluxo da Água Subterrânea em Regime Transiente no Período Chuvoso.....	59
4.3 Simulação 3 – Fluxo da Água Subterrânea em Regime Transiente no Período Seco.....	67
4.4 Calibração do Modelo.....	74
4.4.1 Exemplos de Validação do MIGHA.....	79
4.4.2 Calibração do Modelo.....	84
5. Conclusões e Recomendações.....	89
5.1 Conclusões.....	89
5.2 Recomendações	90
6. Referencias Bibliográficas.....	92
Anexo I.....	97
Anexo II.....	114

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Diferença finita de uma derivada.	10
Figura 2.2 – Superposição da grade em um sistema aquífero.....	11
Figura 2.3 – Grade com cinco nós de linha e três nós de coluna.....	13
Figura 2.4 – Ângulo entre os vetores dos gradientes hidráulicos calculados e observados.....	19
Figura 2.5 – Fluxograma do procedimento de calibração do MIGHA.....	20
Figura 2.6 – Ciclo Hidrológico.....	21
Figura 3.1 – Localização da área de estudo com o contorno destacado em amarelo.....	29
Figura 3.2 – Mapa geológico da área de estudo.....	32
Figura 3.3 – Área de estudo delimitada pelos contornos utilizados no modelo conceitual.....	34
Figura 3.4 – Curvas de nível na área do modelo de 40 e m 40 metros.....	37
Figura 3.5 – Área de estudo com o posicionamento das seções geológicas e os pontos onde foram retirados a altimetria das camadas para formação das camadas do modelo.....	39
Figura 3.6 – Seção geológica I com as formações da área de estudo.	40
Figura 3.7 – Seção geológica II com as formações da área de estudo.....	41
Figura 3.8 – Seção geológica III com as formações da área de estudo.....	42
Figura 3.8 – Balanço hídrico do posto pluviométrico de Crato.....	45
Figura 3.9 – Balanço hídrico do posto pluviométrico de Juazeiro do Norte.....	46
Figura 4.1 – Posicionamento das seções que mostram a organização das camadas do modelo.....	49
Figura 4.2 – Seção BB' com as formações geológicas discretizadas no modelo.....	50
Figura 4.3 – Seção AA' com as formações geológicas discretizadas no modelo.	50
Figura 4.4 – Balanço hídrico do modelo no cenário para a Simulação 1 em regime permanente.....	52
Figura 4.5 – Variação das linhas equipotenciais, de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.....	53
Figura 4.6 – Fluxo na camada superior para a Simulação 1.....	54
Figura 4.7 – Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.....	55
Figura 4.8 – Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.....	56

Figura 4.9 – Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.....	57
Figura 4.10 – Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0,01 em 0,01 metros, para a Simulação 1.....	58
Figura 4.11 – Balanço hídrico do modelo no cenário para a Simulação 2, em regime transiente no período chuvoso.....	60
Figura 4.12 – Variação das linhas equipotenciais, de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.....	61
Figura 4.13 – Fluxo na camada 1, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.....	62
Figura 4.14 – Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.....	63
Figura 4.15 – Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.....	64
Figura 4.16 – Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.....	65
Figura 4.17 – Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.....	66
Figura 4.18 – Balanço hídrico do modelo no cenário para a Simulação 3, em regime transiente no período seco.....	68
Figura 4.19 – Variação das linhas equipotenciais, de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.....	69
Figura 4.20 – Fluxo na camada 1, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 3.....	70
Figura 4.21 – Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.....	71
Figura 4.22 – Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.....	72
Figura 4.23 – Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.....	73
Figura 4.24 – Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.....	74
Figura 4.25 – Linhas potenciométricas de 20 em 20 m, geradas a partir do nível estático de 76 poços com dados fornecidos pela COGERH.....	75
Figura 4.26 – Distribuição dos 76 poços, com nível estático medido, fornecidos pela COGERH.....	76
Figura 4.27 – Linhas potenciométricas de 2 em 2 m, geradas a partir do nível estático de 12 poços com dados fornecidos pela CPRM.....	77
Figura 4.28 – Distribuição dos 12 poços, com nível estático medido, fornecidos pela CPRM.....	78
Figura 4.29 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades	79

hidráulicas (K).....	
Figura 4.30 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K) obtidas pelo MIGHA depois do processo de calibração.....	80
Figura 4.31 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1, usando MIGHA.	81
Figura 4.32 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 39, usando MIGHA.....	81
Figura 4.33 – Resultado da calibração no ciclo 39 usando MIGHA. Cargas hidráulicas calculadas por observadas.....	82
Figura 4.34 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1, usando MIGHA.	83
Figura 4.35 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 26, usando MIGHA.....	83
Figura 4.36 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações.....	84
Figura 4.37 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações.....	85
Figura 4.38 – Curva da variância das cargas calculadas em relação às observadas versus as iterações.....	85
Figura 4.39 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações.....	86
Figura 4.40 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações.....	86
Figura 4.41 – Curva da variância das cargas calculadas em relação às observadas versus as iterações.....	87
Figura 4.42 – Diagrama de dispersão da variância na iteração 6 com os dados da CPRM.....	87
Figura A1 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K).....	98
Figura A2 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K) obtidas pelo MIGHA depois do processo de calibração.....	98
Figura A3 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.....	100
Figura A4 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 2.....	101

Figura A5 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.....	101
Figura A6 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 9.....	102
Figura A7 – Curva da variância (calculada pelo PEST) das cargas calculadas em relação às observadas (24 poços) versus as iterações, contemplando todas as iterações.....	102
Figura A8 – Curva da variância (calculada pelo PEST) das cargas calculadas em relação às observadas (24 poços) versus as iterações, a partir da iteração 8.....	103
Figura A9 – Resultado da calibração no ciclo 39. Cargas hidráulicas calculadas por observadas.....	103
Figura A10 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.....	104
Figura A11 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 3.....	104
Figura A12 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.....	105
Figura A13 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 15.....	105
Figura A14 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 27.....	106
Figura A15 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 31.....	106
Figura A16 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 39.....	107
Figura A17 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 42.....	107
Figura A18 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.....	108
Figura A19 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 4.....	109
Figura A20 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.....	109
Figura A21 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 11.....	110

Figura A22 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.....	110
Figura A23 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 2.....	111
Figura A24 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.....	111
Figura A25 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 14.....	112
Figura A26 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 19.....	112
Figura A27 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 24.....	113
Figura A28 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 26.....	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Faixa de valores de condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados. (Menescal, 2003).....	25
Tabela 3.1 – Unidades geomorfológicas reconhecidas na área de trabalho.....	31
Tabela 3.2 – Sistemas aquíferos na área de trabalho.....	35
Tabela 3.3 – Parâmetros Hidrogeológicos para as unidades hidroestratigráficas que compõem os sistemas aquíferos da área de trabalho.....	35
Tabela 3.4 – Balanço hídrico do Posto Crato em Crato, Latitude 07° 13' S, Longitude 39° 23' W, altitude 421 m.....	44
Tabela 3.5 – Balanço hídrico do Posto Juazeiro do Norte em Juazeiro do Norte, Latitude 07° 23' S, Longitude 39° 23' W, altitude 650 m.....	45
Tabela 4.1 – Características da Simulação 1.....	51
Tabela 4.2 – Balanço hídrico calculado pelo modelo, Simulação 1 em regime permanente.....	52
Tabela 4.3 – Características da Simulação 2.....	59
Tabela 4.4 – Balanço hídrico calculado pelo modelo, Simulação 2 em regime transiente período chuvoso.....	60
Tabela 4.5 – Características da Simulação 3.....	67
Tabela 4.6 – Balanço hídrico calculado pelo modelo, Simulação 3 em regime transiente período seco.....	68
Tabela A1 – Relação dos poços em bombeamento utilizados na modelagem da área de estudo. Fonte: COGERH.....	114
Tabela A2 – Relação dos poços com medição do nível estático utilizados na modelagem da área de estudo. Fonte: COGERH.....	116
Tabela A3 – Relação dos poços com medição do nível estático utilizados na modelagem da área de estudo. Fonte: CPRM.....	117

LISTA DE SÍMBOLOS

- K_{xx} - condutividade hidráulica na direção x;
 K_{yy} - condutividade hidráulica na direção y;
 K_{zz} - condutividade hidráulica na direção z;
h - carga hidráulica;
W - fluxo volumétrico por unidade de volume;
 S_s - armazenamento específico;
t - tempo;
 h^{obs} - carga hidráulica observada;
 h^{calc} - carga hidráulica calculada;
 ∇h^{calc} - gradiente hidráulico calculado;
 ∇h^{obs} - gradiente hidráulico observado;
T - transmissividade;
 $|\nabla h|$ - módulo do gradiente hidráulico;
 ϕ - ângulo formado pelos vetores do gradiente hidráulico observado e calculado;
q - velocidade fictícia ou velocidade de Darcy;
K - condutividade hidráulica;
dh/dl - gradiente hidráulico;
 q_x, q_y e q_z - respectivamente fluxo de Darcy nas direções x, y e z;
n - porosidade total;
 V_v - volume de vazios;
V - volume total;
 ρ_g - massa específica das partículas;
 ρ_d - massa específica total;
 n_e - porosidade efetiva;
 V_D - volume de água drenada por gravidade;
k - permeabilidade intrínseca do meio poroso;
 ρ - massa específica;
 μ - viscosidade absoluta;
v - viscosidade cinemática;
g - aceleração da gravidade;
b - espessura saturada do aquífero livre;

S_y – coeficiente de armazenamento;

S_s – armazenamento específico;

Resumo

Esta pesquisa simula o fluxo hídrico subterrâneo, numa área inserida ao sul do estado do Ceará, englobando as cidades de Juazeiro do Norte, Crato e parte de Barbalha, situadas no vale do Cariri. Para isso foi utilizado o pacote MODFLOW, modelo tridimensional de diferenças finitas do fluxo de água subterrânea, contido no programa Processing MODFLOW Pro. Os resultados das simulações dos cenários no período chuvoso e seco disponibilizam dados sobre o comportamento do aquífero e dão uma idéia da utilização dos recursos hídricos disponíveis na área. Adicionalmente foi desenvolvido um programa em linguagem FORTRAN (Fortran 90 – Compaq Visual Fortran Versão 6.5), que utiliza o método do gradiente hidráulico alternativo (MIGHA), para fazer a calibração do modelo a partir dos dados observados de carga hidráulica. Essa tentativa de calibração do modelo da área de estudo não deu resultados satisfatórios, mas mostrou pelos exemplos de validação que o MIGHA é aplicável desde que se tenha dados de cargas hidráulicas bem distribuídos e confiáveis e em quantidade representativa da área.

ABSTRACT

The main objective of this research is to use a computer code to simulate groundwater flow in an area in the south of the state of Ceará situated between the cities of Crato, Juazeiro do Norte and Barbalha, in the “Cariri” Valley. The computer code used was MODFLOW, a 3-D finite difference groundwater flow model. Two different scenarios we simulated: the rainy and the dry season. Besides, a code using the computer language FORTRAN was developed which proposes an alternate to calibrate the model using hydraulic gradients instead of the usual hydraulic heads as the “objective” functions. This new way of calibrate did not show satisfactory results for the specific area but once it was applied to simple examples it showed promising results.

Capítulo

1

INTRODUÇÃO

1. Introdução

1.1 Generalidades

O Brasil é um país rico em recursos hídricos. Mas esses recursos não são tão bem distribuídos por questões climáticas, geológicas e/ou topográficas. O semi-árido nordestino é um exemplo dessa má distribuição, com suas altas taxas de evapotranspiração e baixos índices pluviométricos, sofrendo secas freqüentes, em média uma vez a cada década. Para aumentar as dificuldades da região, 85% da área encontra-se sobre rochas cristalinas impermeáveis, onde a água subterrânea de má qualidade encontra-se nas fraturas das rochas.

As estimativas de aumento populacional implicam uma maior preocupação com a obtenção, o armazenamento e a distribuição de água. Esse aumento gera maior consumo e maior suscetibilidade de poluição ou contaminação dos corpos hídricos. Sendo a água algo vital para o desenvolvimento social, agrícola e industrial é que as autoridades publicas tem dado maior atenção ao desenvolvimento de técnicas de exploração dos recursos naturais de água subterrânea e a manutenção de sua qualidade.

Esta atenção atinge, em especial, a população da região semi-árida do Nordeste Brasileiro que, além do problema agravante da poluição, enfrenta, há séculos, outros graves problemas ligados à falta de água, que acontece durante períodos de chuvas escassas ou até mesmo inexistentes. Neste estágio os pequenos mananciais superficiais geralmente secam e os grandes reservatórios chegam a atingir níveis críticos. Isto causa, muitas vezes, o colapso no abastecimento de água e, como conseqüência, as populações ficam submetidas a racionamento de água, falta de alimentos, migração da população afetada para os centros urbanos e, resultante deste panorama, a degradação na qualidade de vida das pessoas.

Devido às razões supracitadas é que, muitas vezes, a água subterrânea é a única fonte de abastecimento, e o governo como medida emergencial em períodos de seca costuma promover perfuração de poços, ou até mesmo essas perfurações são realizadas por particulares, sem um controle ou estudo prévio. Enquanto o que deveria ser feito era o fornecimento de água para a crescente população conservando a qualidade dos ecossistemas através do gerenciamento da água. Esse gerenciamento deve incluir aspectos

econômicos, sociais e científicos. Um recurso muito utilizado no gerenciamento dos recursos hídricos são os modelos de fluxo de água subterrânea.

A exploração racional e sustentável dos recursos hídricos subterrâneos requer que sejam realizadas, antes do uso real desses aquíferos, simulações que possam nos indicar o comportamento dos aquíferos quando submetidos aos vários tipos de bombeamento e recarga reais. Tais simulações atualmente são feitas através de Modelos Computacionais Numéricos, os quais exigem um conhecimento preciso de características hidrogeológicas dos aquíferos, tais como Condutividade Hidráulica (principal característica), Coeficiente de Armazenamento e Retenção específica.

Inserida neste contexto está a região do Cariri, na bacia do Araripe, abastecida em quase sua totalidade por água subterrânea, possuindo os melhores sistemas aquíferos do estado do Ceará (VERÍSSIMO, 1999). As cidades de Juazeiro do Norte, Crato e Barbalha se abastecem de poços tubulares, cacimbões e/ou fontes. O acelerado crescimento da população e da indústria na região tem concorrido para um aumento no consumo de água subterrânea. O uso desordenado e a ausência de medidas de proteção desse manancial levam à necessidade mais urgente de uma definição de regras e critérios para gerenciar tais recursos.

Objetivos e Justificativa

Os principais objetivos do trabalho são a modelagem, com o Processing MODFLOW Pro, do comportamento do fluxo de água subterrânea em um sistema de aquífero no Vale do Cariri englobando as cidades de Juazeiro do Norte, Crato e Barbalha e a realização de um procedimento de calibração do modelo utilizando um método inverso de estimativa de parâmetros a partir do gradiente hidráulico das cargas hidráulicas observadas em campo.

A utilização da modelagem computacional serve como ferramenta de apoio e fonte de informações adicionais para o acompanhamento da dinâmica local da área estudada. Como os modelos em outros campos de estudo, os modelos de fluxo em água subterrânea são uma simplificação do sistema real existente. A utilização dos modelos pode dar excelentes resultados na previsão

do comportamento dos aquíferos desde que se tenha o conhecimento adequado das propriedades fundamentais do meio poroso e das interações entre os processos físicos no sistema de interesse, permitindo assim um planejamento racional do aproveitamento dos recursos hídricos em questão.

Organização do Trabalho

Este trabalho compõe-se de seis capítulos. No presente capítulo é procurado mostrar uma introdução ao tema desenvolvido, os objetivos e a justificativa e descreve a maneira como a dissertação foi desenvolvida.

O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre modelagem matemática e tipos de modelos. Discorre sobre estimativa de parâmetros, no qual foi desenvolvido um programa para calibração da área de estudo. Faz ainda uma revisão sobre água subterrânea e tipos de aquíferos. E também faz uma abordagem sobre as propriedades físicas e hidráulicas dos aquíferos.

O Capítulo 3 traz a metodologia aplicada, fazendo uma descrição da área de estudo e a sua localização, clima e geologia/geomorfologia. Traz ainda o modelo conceitual e o domínio de interesse, além da geometria e características físicas e hidráulicas do aquífero, da entrada de dados e calibração do modelo, e finalmente os cenários simulados.

O Capítulo 4 apresenta os resultados obtidos com a simulação e a discussão desses resultados.

O Capítulo 5 apresenta as conclusões desta pesquisa e faz sugestões de estudos posteriores.

Nos anexos encontramos os exemplos de validação do programa desenvolvido para calibração do modelo, o código fonte do programa e os poços de bombeamento e de nível estático utilizados na modelagem.

Capítulo

2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2. Revisão Bibliográfica

2.1 Modelagem Matemática

Os modelos são ferramentas projetadas para representar uma versão simplificada de um problema real. É uma tentativa para compreensão dos processos físicos, químicos e biológicos traduzidos em termos matemáticos. O objetivo da modelagem é o de prever ou predizer cenários onde estão envolvidas variáveis desconhecidas, como, por exemplo, a variação da carga hidráulica ou distribuição de concentrações de espécies químicas em um sistema aquífero no tempo e no espaço (BEDIENT et al., 1994).

Modelos são descrições conceituais ou aproximações que descrevem os sistemas físicos utilizando equações matemáticas, os quais não são representações exatas de sistemas físicos ou de processos. A aplicabilidade ou utilidade de um modelo depende de quão próximo as equações matemáticas estarão do sistema físico modelado. Para avaliar a aplicabilidade ou utilidade de um modelo, é necessário ter uma compreensão completa do sistema físico e as suposições embutidas na derivação das equações matemáticas.

Apesar das aproximações utilizadas, os modelos são uma ferramenta de investigação muito útil no âmbito da hidrogeologia e pode ser utilizado para varias aplicações, como:

- Prognósticos de efeito de futuras retiradas de água subterrânea em seus níveis;
- Avaliação de recursos regionais de água subterrânea;
- Delineação de área de proteção de nascente;
- Projeto de área de proteção de nascente;
- Projeto de redes de monitoramento de água subterrânea;
- Prognostico do possível destino e migração de contaminantes para avaliação de risco;
- Rastreamento do possível caminho de migração de contaminação da água subterrânea;
- Avaliação de projeto de retenção hidráulica e sistemas de bombeamento e tratamento.

No desenvolvimento de um modelo de fluxo de água subterrânea ou de transporte de contaminante, o primeiro passo é o desenvolvimento de um

modelo teórico ou conceitual, que consiste na descrição dos processos envolvidos e no conhecimento do comportamento do sistema analisado. O próximo passo é traduzir esse modelo teórico em termos matemáticos, o chamado modelo matemático, que é o conjunto de equações diferenciais associada ao conjunto de equações de condições iniciais e de contorno. Finalmente, a solução das equações sujeitas às condições de contorno impostas é obtida utilizando métodos analíticos, numéricos ou um método numérico-analítico, desde que estejamos trabalhando com um modelo determinístico (COSTA, 2005).

2.1.1 Tipos de Modelos

Modelos que usam equações matemáticas para descrever elementos de fluxo de água subterrânea são chamados matemáticos. Dependendo da natureza das equações envolvidas, estes modelos podem ser:

- *empírico (experimental)*;
- *probabilístico (estocástico)* ;
- *determinístico*.

Modelos *empíricos* são derivados de dados experimentais que são apropriados para algumas funções matemáticas. Um bom exemplo é a lei de Darcy. Embora modelos empíricos tenham alcances limitados e usualmente localizados ou para problemas específicos, eles podem ser uma parte importante no esforço de um modelamento numérico mais complexo. Por exemplo, os parâmetros experimentais obtidos em laboratório podem então ser usados para o desenvolvimento de modelos numéricos de transporte de água subterrânea (KRESIC, 1997).

Modelos *probabilísticos* são baseados em leis de probabilidade e estatística. Eles podem ter varias formas e complexidade começando com uma simples distribuição de probabilidade de uma propriedade de interesse hidrogeológico, e terminando com complicados modelos estocásticos dependente do tempo. As principais limitações para serem mais usados os modelos probabilísticos (estocásticos) na hidrogeologia são (KRESIC, 1997): requerem grandes conjuntos de dados e eles não podem ser usados para

responder (predizer) muita das questões mais comuns de prática hidrogeológica tais como, por exemplo, os efeitos de um bombeamento futuro.

Segundo Kresic (1997), modelos *determinísticos* assumem que o estágio ou reações futuras de um sistema (aqüífero) estudado são predeterminados por leis físicas do fluxo de água subterrânea governante. Um exemplo é o fluxo de água subterrânea para um poço inteiramente penetrante em um aqüífero confinado descrito com a equação de Theis. A maioria dos problemas na hidrogeologia tradicional é resolvido usando modelos determinísticos que podem ser tão simples como a equação de Theis ou tão complicado como um fluxo multi-fase através de um sistema de aqüífero de várias camadas, heterogêneas, anisotrópicas. Há dois grandes grupos de modelos determinísticos dependendo basicamente do tipo de equações matemáticas envolvidas:

- *analítica, e*
- *numérica.*

Os modelos *analíticos* resolvem uma equação do fluxo de água subterrânea em um momento e o resultado pode ser aplicado em um ponto ou “linhas de pontos” no campo (aqüífero) de fluxo analisado.

Modelos *numéricos* descrevem o campo de fluxo de interesse ao mesmo tempo, fornecendo soluções para muitos pontos de dados como especificado pelo usuário. A área de interesse é subdividida em muitas áreas pequenas (frequentemente referidas como células ou elementos) e uma equação básica do fluxo de água subterrânea é solucionada para cada célula usualmente considerando o balanço de água (entrada e saída de água). A solução de um modelo numérico é a distribuição das cargas hidráulicas em pontos representando células individuais. Estes pontos podem ser localizados no centro da célula, em interseções entre células adjacentes, ou em outra parte. A equação de fluxo diferencial básico para cada célula é substituída (aproximadamente) por uma equação algébrica assim que o campo de fluxo inteiro é representado por x equações com x desconhecidos, onde x é o número de células. Este sistema de equações algébricas é resolvido numericamente, através de processos iterativos, assim o nome modelos

numéricos. Baseado em vários métodos de equações de fluxo diferencial aproximado, e métodos usados para numericamente resolver o sistema resultante de novas equações algébricas, os modelos numéricos são divididos em vários grupos. Os dois grupos mais extensamente aplicados são:

- Diferenças finitas, e
- Elementos finitos.

Ambos os tipos de modelos tem suas vantagens e desvantagens e para certos problemas um pode ser mais apropriado do que o outro. Entretanto, porque são mais fáceis de projetar e compreender, e requerem menos envolvimento matemático, modelos de diferenças finitas têm prevalecido em praticas hidrogeológicas. Vários modelos excelentes de diferenças finitas têm sido desenvolvidos pelo United States Geological Survey e são de domínio publico, que assegura seu possível uso mais amplamente. Um destes é o MODFLOW (“um modelo tridimensional de diferenças finitas do fluxo de água subterrânea”) por Mcdonald e Harbaugh (1998). MODFLOW é o mais utilizado, testado e verificado modelo de hoje e tem se tornado o padrão industrial pela versatilidade e estrutura aberta: as sub-rotinas altamente independentes chamam-se “módulos” e são agrupados em “pacotes” que tratam das características hidrológicas específicas para ser simulada. Novos módulos e pacotes podem ser facilmente adicionados ao programa sem modificar os pacotes existentes ou o código principal (KRESIC, 1997).

Entre os métodos numéricos mais utilizados atualmente para se resolver as equações diferenciais que governam o fluxo subterrâneo, o *Método das Diferenças Finitas* é o mais antigo, o mais divulgado e provavelmente o mais bem entendido pelos engenheiros. Neste método, uma equação diferencial (de natureza contínua) é substituída por uma série de equações algébricas, chamadas de diferenças finitas, em pontos discretos. Estas equações algébricas são então resolvidas por métodos de matrizes.

Neste método, uma equação diferencial (de natureza contínua) é substituída por uma série de equações algébricas, chamadas de diferenças

finitas, em pontos discretos. Estas equações algébricas são então resolvidas por métodos de matrizes.

Para entender o mecanismo desta conversão, devemos considerar um gráfico de cargas *versus* distância horizontal (Figura 2.1). O eixo das abscissas é dividido em intervalos Δx . A equação diferencial pode ser aproximada com relação ao intervalo subsequente (diferença progressiva) ou com relação ao intervalo precedente (diferença regressiva).

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_n = \frac{h_{n+1} - h_{n-1}}{2\Delta x} \quad (2.1)$$

A aproximação para a derivada segunda no intervalo n será:

$$\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}\right)_n = \frac{h_{n+1} - 2h_n + h_{n-1}}{(\Delta x)^2} \quad [L^{-1}] \quad (2.2)$$

A equação de fluxo em duas dimensões, expressa em termos de transmissividade, pode ser escrita sob a forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) - q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad [LT^{-1}] \quad (2.3)$$

em que q é a taxa de retirada da água subterrânea por unidade de área (para recarga, q deve ter sinal negativo).

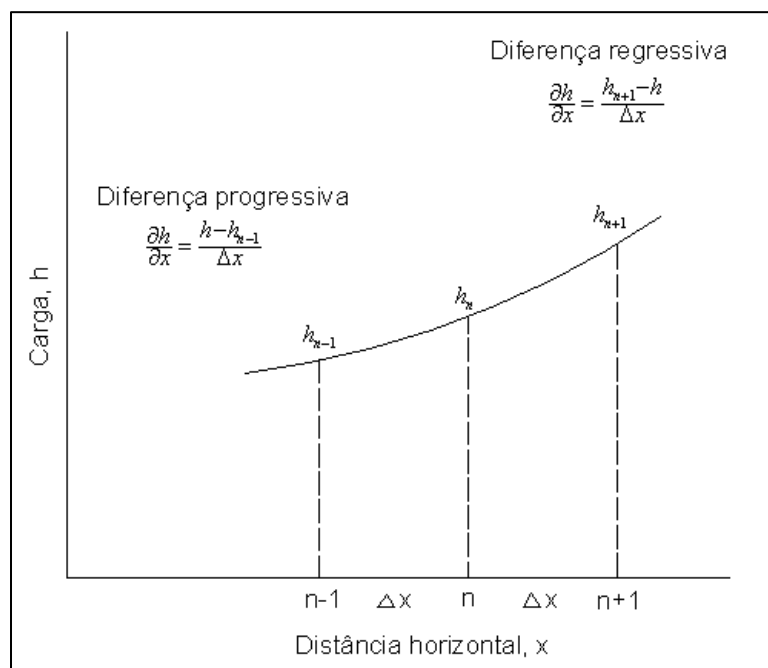


Figura 2.1 – Diferença finita de uma derivada. Fonte: GUPTA, 1989.

Para um solo isotrópico e homogêneo, a Equação (2.3) se reduz a:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{q}{T} \quad (2.4)$$

No primeiro passo da obtenção de uma solução de diferenças finitas, uma grade é superposta na região de fluxo de interesse. Cada interseção é chamada nó (Figura 2.2) e indica as coordenadas x e y para dimensões espaciais em um nível de tempo particular, k (x_i, y_j, t_k). Assim, $h_{i,j,k}$ denota a carga na dimensão espacial x_i, y_j em um nível de tempo t_k .

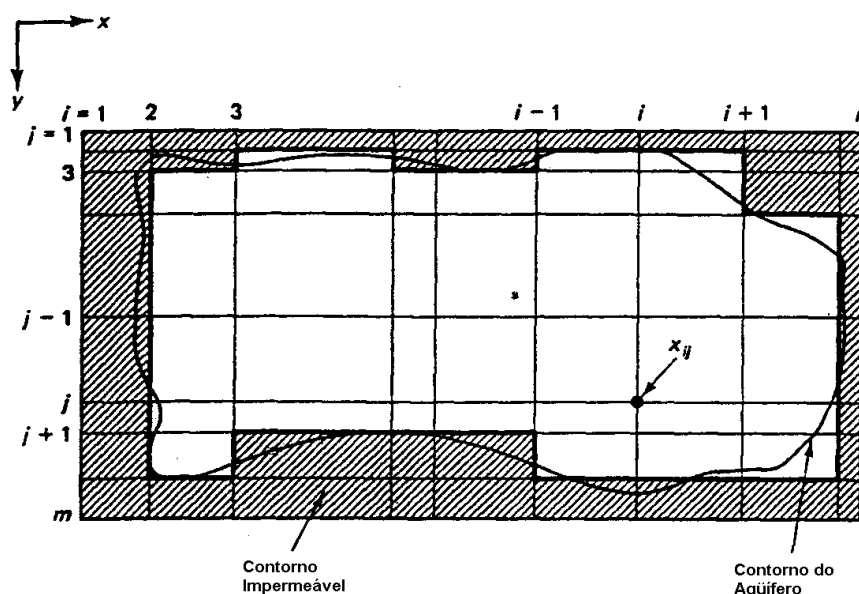


Figura 2.2 – Superposição da grade em um sistema aquífero. Fonte:GUPTA, 1989.

Quando as derivadas de espaço são aproximadas no nível de tempo atual, k , usando uma equação similar à Equação (2.2) e a derivada do tempo é aproximada com uma diferença progressiva, temos um procedimento conhecido como método de aproximação explícita, que contém somente uma variável dependente da carga em um nível avançado, $h_{i,j,k+1}$. Quando as derivadas do espaço são substituídas em um nível avançado de tempo ($K+1$) e a derivada de tempo é produzida por uma aproximação regressiva no nível k (atual), temos um procedimento conhecido como aproximação implícita, que contém cinco valores desconhecidos de carga no nível ($k+1$) e somente um valor conhecido para o nível atual de tempo. Em um procedimento alternativo, uma derivada de espaço é substituída no nível de tempo avançado ($k+1$) e a próxima derivada é expressa no nível atual de tempo. Desta forma, as variáveis

são reduzidas a três, resultando em uma forma computacionalmente desejável de matriz tri-diagonal. Este método é conhecido como “*Alternating Direction Implicit Method*” (ADI). Este método é preferível em aproximações de diferenças finitas.

Supondo que a primeira derivada espacial $\partial^2 h / \partial x^2$ seja substituída em um nível de tempo avançado (k+1) e a derivada segunda seja substituída no presente nível de tempo (k), se usarmos aproximações de diferenças, teremos:

$$\frac{h_{i-1,j,k+1} - 2h_{i,j,k+1} + h_{i+1,j,k+1}}{\Delta x^2} + \frac{h_{i,j-1,k} - 2h_{i,j,k} + h_{i,j+1,k}}{\Delta y^2} = \frac{S}{T} \frac{h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k}}{\Delta t} + \frac{q_{i,j,k}}{T} \quad [L^{-1}] \quad (2.5)$$

Assim, há três variáveis para o nível de tempo (k+1), sendo os outros valores no nível de tempo atual conhecidos. Juntando os termos e multiplicando os dois lados por Δx^2 , temos:

$$h_{i-1,j,k+1} + B_i h_{i,j,k+1} + h_{i+1,j,k+1} = D_i \quad [L] \quad (2.6)$$

$$B_i = -\left(2 + \frac{S}{T} \frac{\Delta x^2}{\Delta t}\right)$$

$$D_i = -h_{i,j-1,k} \frac{\Delta x^2}{\Delta y^2} - h_{i,j,k} \left(\frac{S}{T} \frac{\Delta x^2}{\Delta t} - \frac{2\Delta x^2}{\Delta y^2}\right) - h_{i,j+1,k} \frac{\Delta x^2}{\Delta y^2} + \frac{q_{i,j,k}}{T} \Delta x^2$$

Assim, B_i e D_i são constantes baseadas em valores conhecidos no nível de tempo atual. Se a Equação (2.6) for escrita para todos os nós ao longo do eixo x, com carga desconhecida para cada nó e seus adjacentes, haverá n equações para um ponto j no eixo y. Os valores de carga nos outros dois nós são conhecidos das condições de contorno. Haverá então (n-2) equações simultâneas de uma matriz tri-diagonal de coeficientes a serem resolvidas. Estas equações são para uma linha horizontal da grade. Assim, resolvendo (n-2) equações é possível resolver uma linha por vez paralela ao eixo x.

No próximo intervalo de tempo, $\partial^2 h / \partial y^2$ será expressa no nível de tempo (k+2), enquanto $\partial^2 h / \partial x^2$ será retida no nível atual (k+1); assim

$$\frac{h_{i-1,j,k+1} - 2h_{i,j,k+1} + h_{i+1,j,k+1}}{\Delta x^2} + \frac{h_{i,j-1,k+2} - 2h_{i,j,k+2} + h_{i,j+1,k+2}}{\Delta y^2} = \frac{S}{T} \frac{h_{i,j,k+2} - h_{i,j,k+1}}{\Delta t} + \frac{q_{i,j,k+1}}{T} \quad [L^{-1}] \quad (2.7)$$

Há três variáveis para o nível de tempo (k+2). Rearranjando os termos, temos:

$$h_{i,j-1,k+2} + B_j h_{i,j,k+2} + h_{i,j+1,k+2} = D_i \quad [L] \quad (2.8)$$

$$B_j = -\left(2 + \frac{S}{T} \frac{\Delta y^2}{\Delta t}\right)$$

$$D_j = h_{i-1,j,k+1} \frac{\Delta y^2}{\Delta x^2} - h_{i,j,k+1} \left(\frac{S}{T} \frac{\Delta y^2}{\Delta t} - \frac{2\Delta y^2}{\Delta x^2}\right) - h_{i+1,j,k+1} \frac{\Delta y^2}{\Delta x^2} + \frac{q_{i,j,k+1}}{T} \Delta y^2$$

Escrevendo-se a Equação (2.8) para todos os nós teremos m equações para cada valor de i no eixo x (ou seja, elas pertencem a uma linha vertical na grade). Resolvendo-se (m-2) equações para os nós interiores, uma linha de cada vez pode ser avaliada. Para um ciclo completo, cobrindo as equações (2.2) a (2.8), dois níveis de tempo avançados são necessários para problemas bidimensionais e três níveis avançados são necessários para problemas tridimensionais.

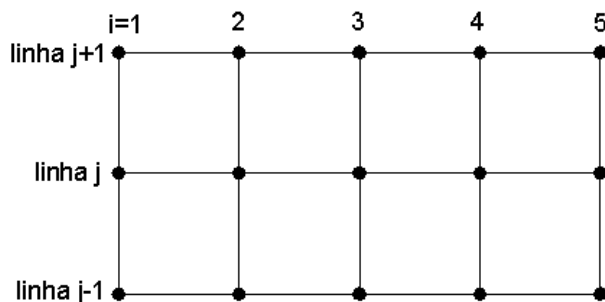


Figura 2.3 – Grade com cinco nós de linha e três nós de coluna. Fonte: GUPTA, 1989.

Para demonstrar a aplicação, consideremos uma pequena grade de uma fila com cinco nós (Figura 2.3). As cargas nos pontos $i=1$ e $i=5$ são conhecidas das condições de contorno. Escrevendo-se a Equação (2.6) para o nó 2, temos:

$$h_{i,j} + B_2 h_{2,j} + h_{3,j} = D_2 \quad (a)$$

De forma similar, para os nós 3 e 4, respectivamente:

$$h_{2,j} + B_3 h_{3,j} + h_{4,j} = D_3 \quad (b)$$

$$h_{3,j} + B_4 h_{4,j} + h_{5,j} = D_4 \quad (c)$$

Na forma de matriz, as equações anteriores podem ser escritas como:

$$\begin{bmatrix} B_2 & 1 & 0 \\ 1 & B_3 & 1 \\ 0 & 1 & B_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_{2,j} \\ h_{3,j} \\ h_{4,j} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_2 \\ D_3 \\ D_4 \end{bmatrix} \quad (d)$$

A Equação (d) é uma matriz tri-diagonal de coeficientes com valores diferentes de zero apenas nas diagonais principal e adjacentes. Isto pode ser convenientemente convertido a uma matriz triangular superior para se resolver as cagas. As cargas podem ser resolvidas para vários valores de j, tomando-se uma fila de cada vez. Para o próximo passo de tempo, as equações podem ser formadas de modo similar para qualquer coluna.

No método conhecido como “*Iterative Alternate Direction Implicit*” (IADI), tanto as derivadas espaciais quanto as derivadas do tempo são substituídas por aproximações avançadas de níveis de tempo como no método implícito. No entanto, durante a resolução destas equações, uma derivada do espaço (na verdade, a sua aproximação) é resolvida em um nível de iteração abaixo, comparado como o outro, em uma base alternativa.

No modelo bidimensional e tridimensional da USGS (TRESCOTT, 1976; TRESCOTT *et al.*, 1976), uma técnica relativamente nova desenvolvida por STONE (1968) tem sido usado, nas quais aproximações de espaço e tempo são feitas em um nível de tempo avançado. Conhecido como “*Strongly Implicit Procedure*” (SIP) ou “*Approximate Factorization Technique*”, este procedimento é muito mais rápido do que o método ADI. No SIP, as equações aproximadas não estão na forma tri-diagonal, mas são reduzidas para tal forma através do procedimento de modificação de matrizes (GUPTA, 1989).

Para que o sistema do aquífero seja avaliado, a condição existente no começo de sua operação (condição de contorno), com relação a uma determinada característica dinâmica, precisa ser definida. Geralmente, a distribuição de cargas piezométricas ou lençol d’água são dadas no tempo inicial (t=0). As condições de contorno representam um meio de descrever o sistema real apropriadamente. Elas são incorporadas às formulações de diferenças finitas através do controle adequado dos parâmetros.

Rios e lagos são condições de contorno de recarga que possuem cargas constantes. Nestes nós, a carga pode ser mantida constante nos níveis iniciais. Alguns modelos computacionais determinam um valor muito alto para os coeficientes de armazenamento nesses nós.

Rochas impermeáveis formam limites onde o fluxo é zero e podem ser tratadas sem se considerar o gradiente hidráulico ou considerando-se a mesma carga do nó precedente para todos os nós ao longo do limite. Alguns modelos determinam transmissividade zero fora do contorno.

Se somente uma parte da região de fluxo for considerada, pode ser importante considerar um determinado fluxo na região. O limite de fluxo pode ser tratado atribuindo-se poços de descarga ou recarga aos nós apropriados.

Os métodos mencionados anteriormente produzem uma aproximação da equação diferencial. Quando o espaçamento da grade e os passos de tempo não são escolhidos apropriadamente, a diferença entre a solução aproximada e exata aumenta à medida que o t aumenta. A solução aproximada é chamada de instável em tais casos. A solução é estável para casos unidimensionais quando:

$$t < \frac{1}{2} \frac{S(\Delta x^2)}{T} \quad [T] \quad (2.9)$$

2.1.2 Análise Matemática do Fluxo Subterrâneo

Aplicando-se o princípio da conservação de massa e a Lei de Darcy a um volume elementar representativo de um aquífero, podemos obter a seguinte equação diferencial parcial, transiente (de estado não estacionário), tridimensional, para a distribuição da carga num aquífero confinado, heterogêneo e anisotrópico, em que o sistema de coordenadas de eixos coincide com as direções principais do tensor de condutividade hidráulica:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (2.10)$$

onde K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} são valores da condutividade hidráulica ao longo das coordenadas x , y e z , que são assumidos para ser paralelos ao eixo maior da condutividade hidráulica (LT^{-1}); h é a carga hidráulica (L); W é o fluxo volumétrico por unidade de volume e representa fontes e/ou sumidouros de água (T^{-1}). O valor de W é positivo, se for uma fonte, e negativo se for um sumidouro. S_s é o armazenamento específico do material poroso (L^{-1}) e t é o tempo.

Como a solução analítica da equação acima não é simples, vários métodos numéricos podem ser aplicados na obtenção de uma solução aproximada. Um deles é o método das diferenças finitas, que substitui a equação diferencial por um conjunto de equações lineares algébricas que são resolvidas de forma aproximada (MCDONALD; HARBAUGH, 1998). Este método aproxima a região por uma malha uniformemente espaçada de nós, onde cada nó representa uma porção limitada do aquífero. Neste caso, os parâmetros atribuídos a um nó são considerados constantes para cada célula que ele representa. Em cada nó, cada derivada da expressão matemática do problema é aproximada por uma equação linear com referência aos nós adjacentes, formando um sistema de equações lineares, com uma equação para cada célula da malha, que é solucionado através de um método iterativo.

2.2 Estimativa de Parâmetros

A estimativa de parâmetros é uma etapa muito importante na modelagem de um sistema aquífero e consome o maior tempo no procedimento na simulação numérica. Refere-se à demonstração de que o modelo é capaz de reproduzir fluxos e cargas medidas no campo. A calibração é realizada quando encontramos um ajuste de parâmetros, condições de contorno e estresses que produzem cargas simuladas e fluxos que partidos de valores medidos em campo estejam dentro de um erro preestabelecido (ANDERSON e WOESNER, 1992).

Vários códigos de computador para calibração automática estão disponíveis atualmente, entre eles MODINV (DOHERTY, 1990), MODFLOWP (HILL, 1992), PEST (DOHERTY, 1994), e UCODE (POETER e HILL, 1998), estes dois últimos contidos no PMWIN (Processing Modflow Pro), onde a

técnica de calibração deles é baseada na aproximação não linear de regressão dos mínimos quadrados. Este é um problema típico de otimização multidimensional. Estes programas são baseados na minimização da seguinte equação por meio da técnica dos mínimos quadrados.

$$OBJ = \sum_{i=1}^N (h^{obs} - h^{calc})_i^2 \quad (2.11)$$

onde OBJ é a função objetiva e N é o numero total de cargas hidráulicas observadas, h^{obs} são as cargas observadas e h^{calc} são as cargas calculadas.

Outro método de calibração menos utilizado, baseado diretamente na lei de Darcy e considerando o balanço de massa, é a análise da rede de fluxo ou do tubo de corrente. Este método é considerado como sendo método inverso direto, aproximações gráficas inversas, ou preliminarmente ferramentas para estimação de parâmetros, pois não utiliza o princípio da minimização. Uma série de estudos usando o método da análise de redes de fluxo foi publicada, entre eles Emsellem e Marsily (1971), Hunt e Wilson (1974), Day e Hunt (1977), Robertson (1982), Hawkins e Stephens (1983), Ricee e Gorelick (1985), Scott e Thorpe (1986), Fenemor (1988), Tonder (1989), e Scott (1992).

Guo e Zhang (2000) publicaram um método de estimativa dos parâmetros hidrodinâmicos que é formulado como uma minimização de uma função objetiva das diferenças dos gradientes hidráulicos observados (interpolados) e calculados (simulados) através de um processo iterativo. O método é semelhante aos métodos de análise de rede de fluxo e tubo de corrente, diferindo apenas em dois aspectos: é derivado seguindo técnicas de otimização matemática e é um método inverso indireto. Neste método, chamado Método Integrado do Gradiente Hidráulico (MIGH), o critério de otimização é a minimização de uma função objetiva:

$$F_{OBJ} = \int_R (\nabla h^{calc} - \nabla h^{obs})^2 dx dy \quad (2.12)$$

onde ∇h^{calc} gradiente hidráulico calculado, ∇h^{obs} gradiente hidráulico observado e R o domínio de fluxo.

Schuster (2004) publicou um trabalho em que tentou abandonar a calibração tradicional dos mínimos quadrados que fornecia resultados insatisfatórios quando o zoneamento do campo de distribuição da condutividade hidráulica não era conhecido. O método (MIGHA – Método Integrado do Gradiente Hidráulico Alternativo) foi desenvolvido para um projeto de consultoria (SCHUSTER, 2002) sem ter tido conhecimento da publicação de Guo e Zhang (2000). O MIGHA se difere do MIGH pela substituição da equação (2.4) pela equação (2.5):

$$T_j^{i+1} = T_j^i - \lambda \cdot \left(\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_j} \right)^i \quad (2.13)$$

onde λ é o fator de comprimento de passo, $\partial F/\partial T_i$ é a derivada parcial da função objetiva com relação à transmissividade da célula j ($j=1,2,\dots,N$) e i o índice da iteração.

$$T_j^{i+1} = T_j^i \cdot \frac{|\nabla h_j^{i\text{ calc}}|}{|\nabla h_j^{i\text{ obs}}|} \quad (2.14)$$

onde $|\nabla h^{i\text{ calc}}|$ é o modulo do gradiente hidráulico calculado e $|\nabla h^{i\text{ obs}}|$ é o modulo do gradiente hidráulico observado da célula j no ciclo i .

O gradiente hidráulico ∇h é calculado em cada ponto (i, j) :

na direção x :

$$\nabla h_x(x_i, y_i) = \frac{h(x_{i+1}, y_i) - h(x_{i-1}, y_i)}{x_{i+1} - x_{i-1}} \quad (2.15)$$

na direção y :

$$\nabla h_y(x_i, y_i) = \frac{h(x_i, y_{i+1}) - h(x_i, y_{i-1})}{y_{i+1} - y_{i-1}} \quad (2.16)$$

O módulo do gradiente hidráulico, $|\nabla h|$, obtém-se pela expressão:

$$|\nabla h| = \sqrt{\nabla h_x^2 + \nabla h_y^2} \quad (2.17)$$

O critério de convergência do procedimento de otimização do MIGHA é a minimização do somatório dos ângulos φ formados pelos vetores do gradiente hidráulico observado e calculado em cada célula j :

$$\varphi_j = \arccos \left(\frac{\nabla h_j^{obs} \cdot \nabla h_j^{calc}}{|\nabla h_j^{obs}| \cdot |\nabla h_j^{calc}|} \right) \quad (2.18)$$

A otimização em cada ciclo só é considerada quando os ângulos entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados e calculados não são muito grandes ($\varphi < 60^\circ$). Este critério é usado para verificar se o fluxo está convergindo.

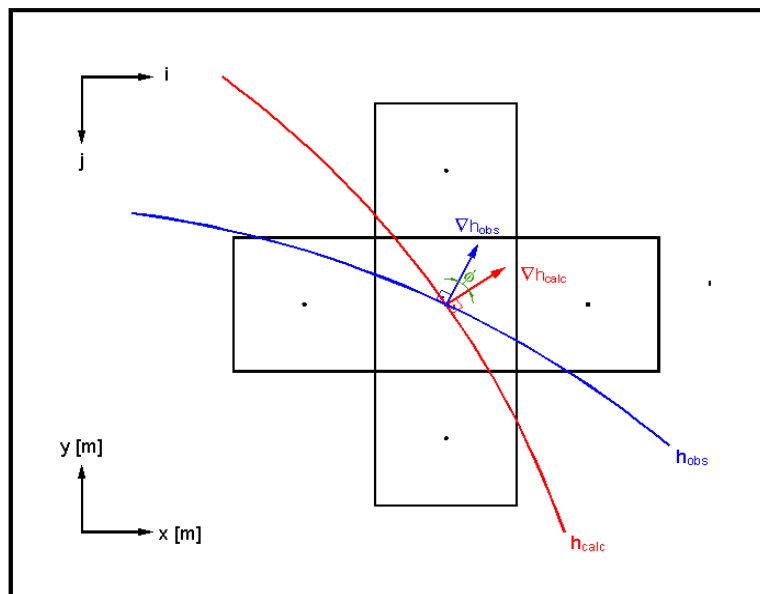


Figura 2.4 – Ângulo entre os vetores dos gradientes hidráulicos calculados e observados.

O critério para verificação da convergência das cargas hidráulicas é a avaliação do erro quadrado médio definido como:

$$RMSEH = \left[\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (h^{obs} - h^{calc})_i^2 \right]^{1/2} \quad (2.19)$$

onde M é o número de células ativas e h^{obs} é a carga hidráulica observada e h^{calc} carga hidráulica calculada na célula i no respectivo ciclo de iteração.

Abaixo o fluxograma do processo de calibração seguido pelo Método Integrado do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA).

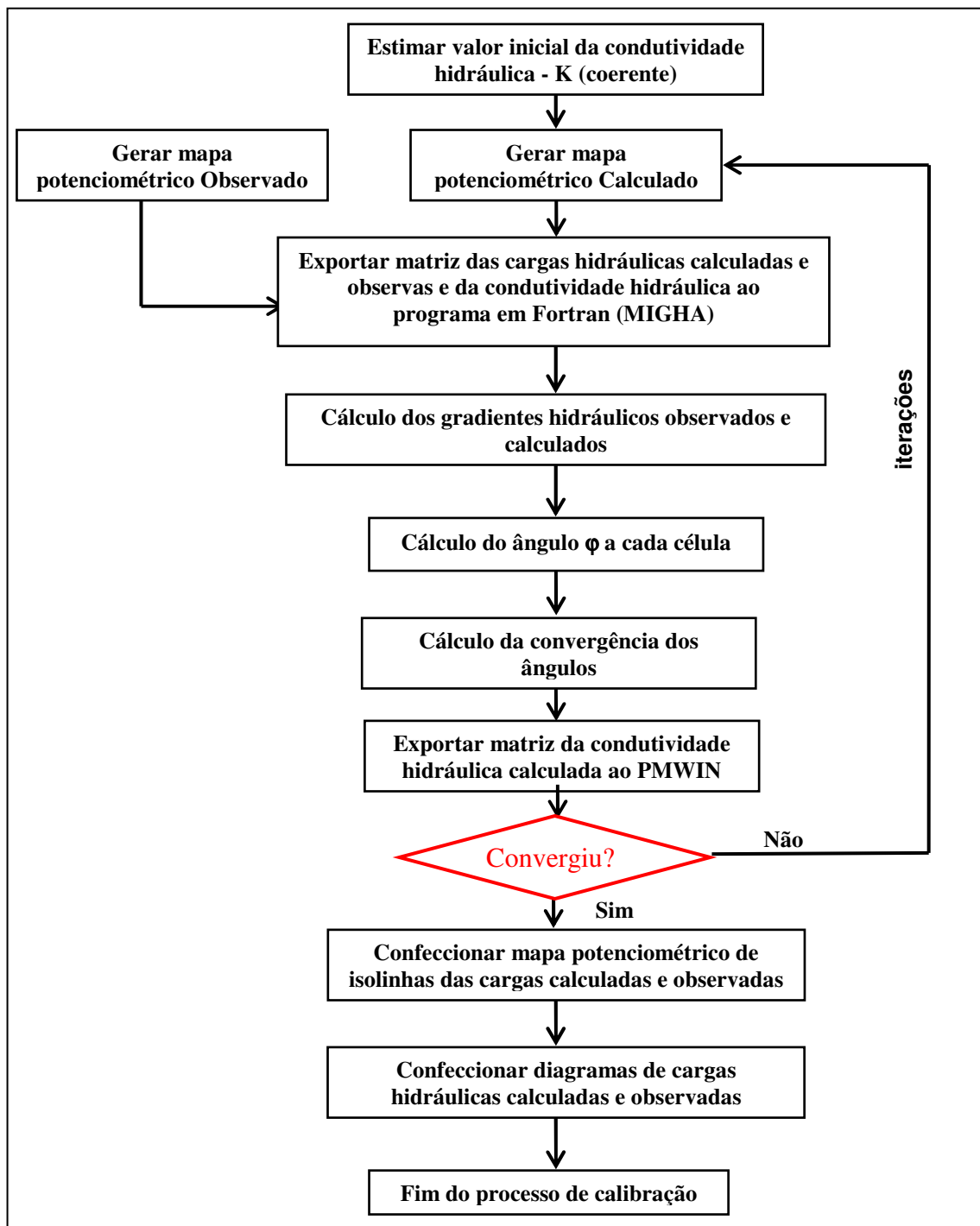


Figura 2.5 – Fluxograma do procedimento de calibração do MIGHA. Fonte: Modificado Schuster e Araújo (2004).

2.3 Água Subterrânea e Aquíferos

A água subterrânea é definida pelos hidrólogos como a água na zona de saturação (BEAR, 1972). As águas subterrâneas são realimentadas pelas infiltrações de águas de origem meteóricas. Essas águas fluem lentamente (mm/dia, cm/dia ou m/dia) pelos poros e ou fissuras/fraturas intercomunicantes das rochas, armazenando-se em reservatórios subterrâneos ou alimentando os rios (efluência), lagos e nascentes durante os períodos sem chuvas, ou ainda, vão desaguar diretamente nos oceanos e mares, de onde evaporam e sobem à atmosfera para dar origem a novas chuvas, representando parcela significativa do ciclo hidrológico.

Os recursos hídricos subterrâneos constituem a origem do escoamento básico dos rios, representam ricas reservas de água, geralmente de boa qualidade e são parte integrante do ciclo hidrológico, que representa a circulação da água no meio físico. Os processos que permitem esta circulação da água são: evaporação, transpiração, precipitação, escoamento superficial, infiltração e escoamento subterrâneo. A água retorna ao mar através do escoamento superficial pelos rios, do escoamento subterrâneo e, também, através da própria precipitação sobre a área dos oceanos. Para entender melhor este movimento da água, a Figura 2.6 apresenta o ciclo hidrológico.

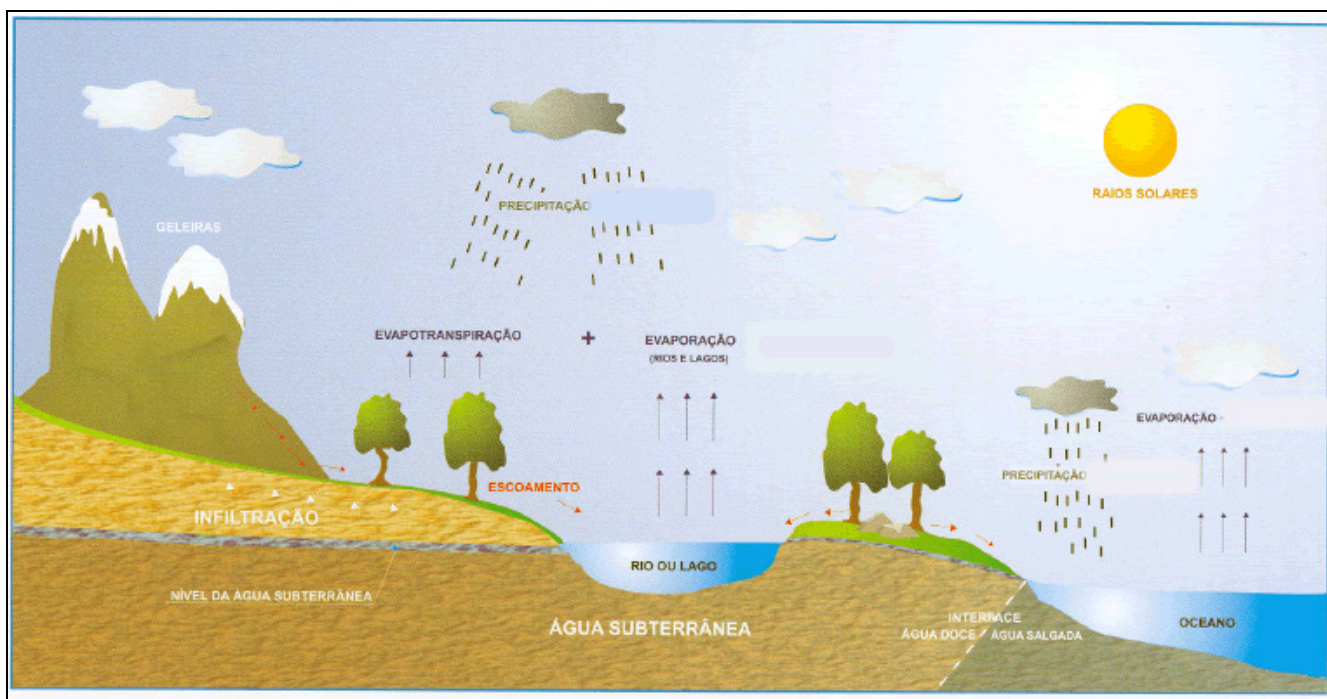


Figura 2.6 – Ciclo Hidrológico

Aqüífero 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.

Os aquíferos são caracterizados por parâmetros dimensionais como extensão, espessura e geometria os quais são condicionados pela geologia estrutural, estratigrafia e parâmetros hidrodinâmicos – transmissividade, armazenamento ou porosidade efetiva, condições de recarga e descarga além de variáveis de estado que descrevem a situação do reservatório subterrâneo em cada instante – superfície piezométrica, qualidade de água, condições de exploração etc.

Os aquíferos podem ser classificados de acordo pressão das águas nas suas superfícies limítrofes: superior, chamada topo, e inferior, chamada base, e também em função da capacidade de transmissão de água das respectivas camadas limítrofes: confinante superior e confinante inferior (MANOEL FILHO, 1997).

O aquífero confinado, também chamado de aquífero sob pressão, é um aquífero no qual a pressão da água no topo é maior do que a pressão atmosférica, com toda espessura saturada e pode ser drenante e não drenante. O não drenante é aquele cujas camadas limítrofes são formações geológicas impermeáveis (aquicludes) e o drenante é o aquífero no qual, pelo menos, uma das camadas limítrofes é semipermeável, permitindo a entrada e saída de fluxos.

No aquífero livre ou não confinado, não existe camada limitante na fase superior. Os aquíferos livres são aqueles onde o limite superior é a superfície freática, cuja posição é função do regime de fluxo subterrâneo e na qual todos os pontos da superfície se encontram a pressão atmosférica. Podem ser também drenantes ou de base semipermeável e não drenante de base impermeável. A forma da superfície superior do aquífero livre é denominada de superfície do lençol freático. Essa forma vai depender em parte da topografia do terreno, tendendo, em geral, a acompanhar a conformação da superfície do solo. O limite superior do aquífero livre é definido pela própria superfície freática.

Aqüífero suspenso é um caso especial de aquífero livre formado sobre uma camada impermeável ou semipermeável de extensão limitada e situada entre a superfície freática e o nível do terreno (MANOEL FILHO, 1997).

2.4 Lei de Darcy

A lei de Darcy foi formulada estudando a dinâmica da água em meios porosos em colunas de areia saturada, e verificou-se que a densidade de fluxo no meio poroso saturado é proporcional ao gradiente hidráulico; esse fator de proporcionalidade, denominado de condutividade hidráulica, caracteriza o meio quanto à capacidade de transmitir água. Assim, Darcy descreve a relação empírica entre a carga hidráulica e a taxa de vazão específica q [$(L^3T^{-1})L^{-2}$] que é o volume de água que flui através da área unitária de solo por unidade de tempo que é dada por:

$$q = -K \frac{dh}{dl} \quad (2.20)$$

onde q [L/T] é a velocidade fictícia ou velocidade de Darcy, K [L/T] é a condutividade hidráulica e dh/dl [L/L] o gradiente hidráulico. O sinal negativo indica que o fluxo de água acontece na direção do menor gradiente. A Lei de Darcy aparenta ser válida na maioria dos casos de fluxo através de solos, para fluxo laminar com número de Reynolds menor do que 1. O número de Reynolds é um parâmetro adimensional, usado para determinar se o escoamento é laminar ou turbulento, dado pela relação das forças de inércia com as forças de viscosidade.

2.5 Continuidade do fluxo

No regime de fluxo no estado permanente o princípio da continuidade ou balanço de massa do fluido mostra que a quantidade de água que entra num sistema é igual à quantidade de água que sai, ou seja, nenhuma massa é armazenada ou perdida. A equação da continuidade é dada por (STRACK, 1989):

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \quad (2.21)$$

onde q_x , q_y e q_z [L/T] são, respectivamente fluxo de Darcy nas direções x , y e z .

2.6 Propriedades Físicas e Hidráulicas dos Aqüíferos

2.6.1 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).

$$n = \frac{V_v}{V} = 1 - \frac{\rho_g}{\rho_d}, \quad (2.22)$$

onde ρ_g [M/L³] é a massa específica das partículas e ρ_d [M/L³] é a massa específica total.

O termo porosidade efetiva (n_e) refere-se à quantidade de água disponível nos poros para o fluxo do fluido (Todd, 1980), já que parte do líquido é retido pelas forças moleculares e pela tensão superficial. É a razão entre o volume de água efetivamente liberado de uma amostra de rocha porosa saturada e o volume total (MANUEL FILHO, 1997).

$$n_e = \frac{V_D}{V} \quad (2.23)$$

onde V_D [L³] volume de água drenada por gravidade e V [L³] volume total.

2.6.2 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica K , que aparece como coeficiente de proporcionalidade na lei de Darcy, depende de uma variedade de fatores físicos, como porosidade, distribuição e tamanho das partículas, forma das partículas, arranjo das partículas e outros (TODD, 1980). Como 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 (ν), a qual é a medida da resistência ao cisalhamento.

A condutividade hidráulica é a medida da habilidade do aquífero em transportar um fluido. É um parâmetro que expressa a facilidade com que um fluido é transportado através do meio poroso.

A condutividade pode ser expressa em função dos parâmetros do meio e do fluido da seguinte forma (MANOEL FILHO, 1997):

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} = \frac{kg}{\nu} \quad (2.24)$$

onde K [L/T] é a condutividade hidráulica, k [L^2] permeabilidade intrínseca do meio poroso, ρ [M/L^3] massa específica, μ [M/TL] viscosidade absoluta, ν [L^2/T] viscosidade cinemática e g aceleração da gravidade [L/T^2].

Métodos de campo e de laboratório são utilizados na determinação da condutividade hidráulica do solo saturado. 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.

São mostrados na tabela 2.1 alguns exemplos de condutividade hidráulica para alguns tipos de sedimentos não consolidados.

Tabela 2.1 – Faixa de valores de condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados. (TUCCI, 1993)

Material	Condutividade Hidráulica (cm/s)
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	$10^{-2} - 10^{-0}$

2.6.3 Transmissividade

A transmissividade corresponde à quantidade de água que pode ser transmitida horizontalmente por toda a espessura saturada do aquífero. Pode-se conceituá-la como a taxa de escoamento através de uma faixa vertical do aquífero com largura unitária submetida a um gradiente hidráulico unitário (CABRAL, 1997).

O conceito de transmissividade é utilizado em estudos bidimensionais. Para aquíferos confinados a transmissividade é dada pela expressão:

$$T = Kb \quad (2.25)$$

onde T [L^2T^{-1}] transmissividade, K [LT^{-1}] condutividade hidráulica e b [L] espessura saturada do aquífero livre.

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

2.6.4 Gradiente Hidráulico

O gradiente hidráulico $\partial h/\partial x_i$, onde h é a altura e x o comprimento na direção i , representa a inclinação da superfície potenciométrica ou, em aquíferos não confinados, é o equivalente a inclinação do lençol freático. Os valores típicos variam de 0,0001 a 0,05 m/m (NEWELL et al, 1996).

2.6.5 Coeficiente de Armazenamento (Produção específica)

O coeficiente de armazenamento de um aquífero é definido como o volume de água que um aquífero desprende ou armazena por unidade de área superficial do aquífero por variação unitária da componente de carga normal àquela superfície (TODD, 1980).

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).

2.6.6 Armazenamento Específico

Segundo Manoel Filho (1997), 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.

O mecanismo de liberação de água nos aquíferos confinados é bem diferente dos casos de aquíferos livres. Nos aquíferos livres a água é liberada para poços ou fontes, principalmente em função da drenagem dos poros. Os vazios passam a ser ocupados pelo ar e nível freático fica mais baixo (MANOEL FILHO, 1997).

O armazenamento específico pode ser calculado pela seguinte expressão:

$$S_s = \frac{S}{b} \quad (2.26)$$

onde S_s [L^{-1}] armazenamento específico, S coeficiente de armazenamento e b [L] espessura saturada do aquífero livre.

Capítulo

3

METODOLOGIA

3. Metodologia

3.1 Descrição da Área de Estudo

3.1.1 Localização

Geograficamente a área de pesquisa situa-se entre os paralelos 449000 e 481000, de longitude leste, e os meridianos 9185000 e 9216000, de latitude norte, na região sul do estado do Ceará, Região Nordeste do Brasil.

A área engloba, em termos geopolíticos, os municípios Barbalha, Crato e Juazeiro do Norte. E compreende uma superfície e um perímetro, respectivamente, de aproximadamente 493 km² e 131 km.

A Figura 3.1 ilustra o posicionamento da área de pesquisa e sua situação em relação aos municípios integrantes.

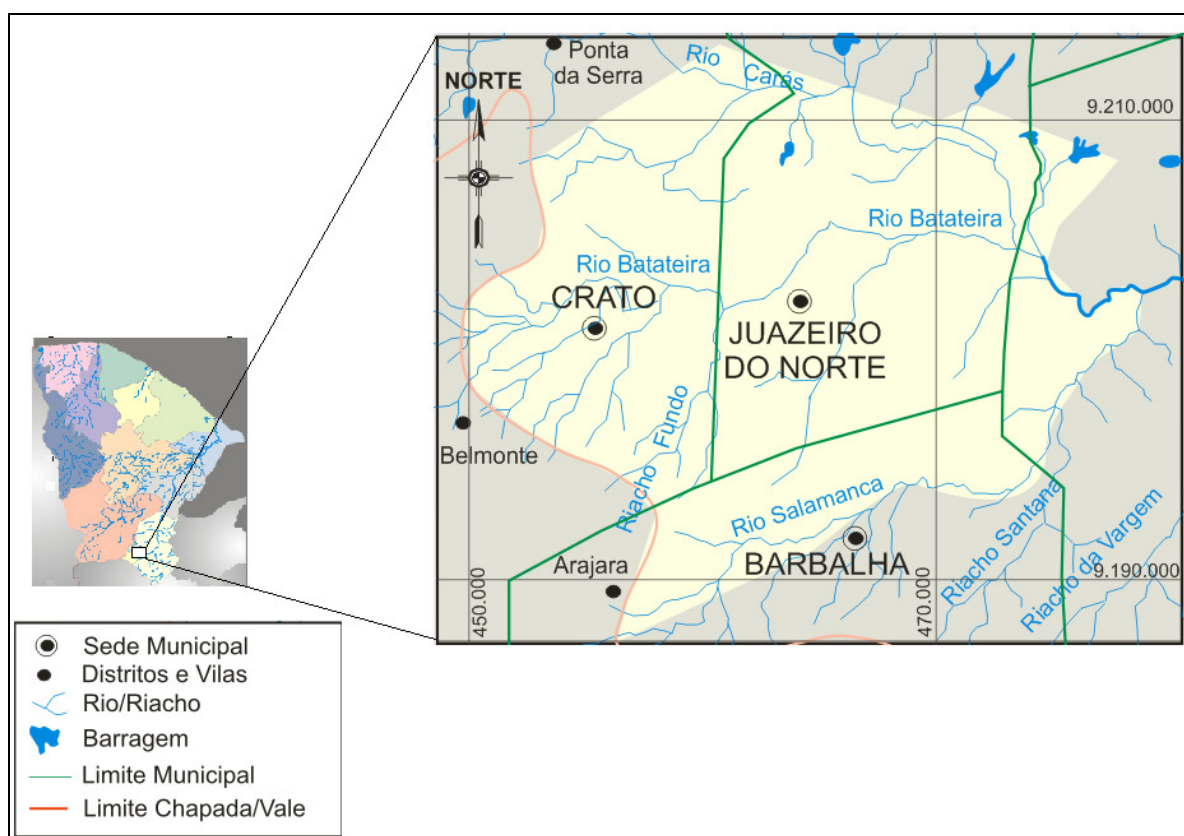


Figura 3.1 – Localização da área de estudo com o contorno destacado em amarelo.

3.1.2 Clima

O clima na região é o semi-árido, com chuvas concentradas no período de janeiro a abril. A seca estacional ocorre todos os anos, no segundo

semestre, aproximadamente de maio a dezembro e faz parte do regime hidrológico da região, e a seca periódica que ocorre de tempos em tempos, impedindo a produção agrícola e prejudicando a pecuária. A precipitação nos municípios de Crato e Barbalha registram uma média anual da ordem de 1032,7 mm. No município de Juazeiro do Norte a precipitação média é mais elevada (1189 mm). No entanto ao considerar toda Região do Cariri a precipitação média é menor, com um valor da ordem de 920 mm/ano (COSTA et al. 1998; IPLANCE, 1997).

Devido à baixa latitude e conseqüente proximidade com a linha do equador, o território cearense apresenta regime térmico bastante uniforme. As baixas amplitudes térmicas ocorrem em função da incidência praticamente vertical dos raios solares durante o ano, o que estabiliza a temperatura e impede a diferenciação das estações. As temperaturas médias anuais na região de estudo são muito pouco variáveis (entre 24 °C e 26 °C). Juazeiro do Norte, com média anual de 25,4 °C tem o mês de julho como o mais frio (23,5 °C) e o mês de novembro como o mais quente (27,4 °C) (IPLANCE, 1997). Em Barbalha, verifica-se uma média anual de 25,8 °C, tendo em junho o mês mais frio com 23 °C e novembro o mês mais quente com 27,7 °C (COSTA et al. 1998; IPLANCE, 1997).

Nesta região, a evapotranspiração potencial apresenta valores elevados, sendo o município de Barbalha o detentor dos maiores índices (1566 mm/ano). No município de Juazeiro do Norte a evapotranspiração potencial é da ordem de 1450 mm/ano. Com valores inferiores, a evapotranspiração real em Barbalha situa-se na faixa de 600 a 950 mm/ano. Em Juazeiro do Norte registra-se o índice médio mais elevado (946 mm/ano). De uma maneira geral, observou-se que no período de setembro a dezembro registram-se os maiores valores mensais de evapotranspiração potencial, ao passo que, no período de fevereiro a maio ocorrem os maiores valores mensais de evapotranspiração real (e.g. IPLANCE, 1997; COSTA et al. 1998).

3.1.3 Geomorfologia / Geologia

Neste trabalho, seguindo a descrição contida em DNPM (1996, in GOLDBERGER/PIVOT, 2005b), optou-se por dividir a Bacia do Araripe em três

domínios geomorfológicos distintos: a Zona de Chapada, a Zona de Talude e a Zona de Pediplano, sendo que a nossa área de estudo só engloba os dois últimos domínios geomorfológicos. Seguiu-se essa divisão, pois é mais condizente com os objetivos deste estudo, já que dividimos a área em dois sistemas de aquífero: inferior e médio. Tendo como limite o sistema de aquífero médio na Zona de Talude.

A zona de talude representa uma unidade de grande importância sob o ponto de vista hidrogeológico: nela ocorrem as principais surgências de água na região (fontes), responsáveis pelo funcionamento da rede de drenagens superficiais que atravessam o Vale do Cariri. A Tabela 3.1 apresentada dá uma descrição geral das unidades geomorfológicas citadas.

Tabela 3.1 – Unidades geomorfológicas reconhecidas na área de trabalho. Fonte: Golder/Pivot (2005b)

Unidade	Caracterização geral
Zona de Chapada Ou Chapada do Araripe	Apresenta relevo tipicamente tabular, com elevações em torno de 900 metros e sustentado pelos arenitos da Formação Exu. Constitui-se na porção topográfica mais elevada da região. A ausência quase total de drenagem no topo da chapada está diretamente associada ao solo arenoso que a recobre. A vegetação na chapada é constituída por zonas de mata úmida, próximo aos seus limites, e zonas de cerrado, cerradão e carrasco na sua porção mais central. É limitada em quase toda sua extensão por escarpas abruptas, de contornos irregulares que chegam a ultrapassar 300 metros e expõem rochas da Formação Santana.
Zona de Talude	Esta unidade inclui a zona de encosta e pé-de-serra, onde afloram as unidades litológicas das formações Arajara e Santana. O solo derivado dessa associação litológica é de baixa acidez, espesso, pouco permeável e muito fértil, permitindo o desenvolvimento de uma drenagem relativamente densa e ramificada. No contato entre as formações Exu e Arajara e ainda nesta última formação existem exutórios naturais de água (fontes), que associadas à fertilidade do solo, possibilitam o crescimento da vegetação exuberante presente nesta zona. A disposição das camadas orientadas para leste favorece a ocorrência de surgências, sobretudo nas encostas do Estado do Ceará, responsáveis pela perenidade dos rios na depressão sertaneja.
Zona de Pediplano ou Depressão Sertaneja	Corresponde a porção de relevos suaves e pouco dissecados, caracterizada por morros alongados entremeados por vales amplos de fundo plano, com cotas médias de aproximadamente 400 metros. Neste domínio geomorfológico ocorrem exposições de rochas das demais formações da Bacia do Araripe: Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha, Brejo Santo e Mauriti. A vegetação nativa, onde preservada, é tipicamente de caatinga. Devido às características do solo e aos mananciais de água subterrânea, a agricultura aqui é bem desenvolvida, havendo extensas áreas cultivadas com cana-de-açúcar, feijão, milho, arroz e etc. As surgências de águas subterrâneas na base da Formação Exu são em grande parte responsáveis pela rede de drenagens que atravessa a Depressão Sertaneja.

A bacia sedimentar do Araripe está implantada na região fronteira dos estados do Ceará, Pernambuco, Piauí e Paraíba e estabelecida sobre os terrenos pré-cambrianos da Província Borborema (embasamento cristalino), lateralmente ao Lineamento da Paraíba (PONTE & PONTE FILHO, 1996, in GOLDER/PIVOT, 2005b), importante cinturão de cisalhamento do Nordeste. Abaixo o mapa geológico da área de trabalho.

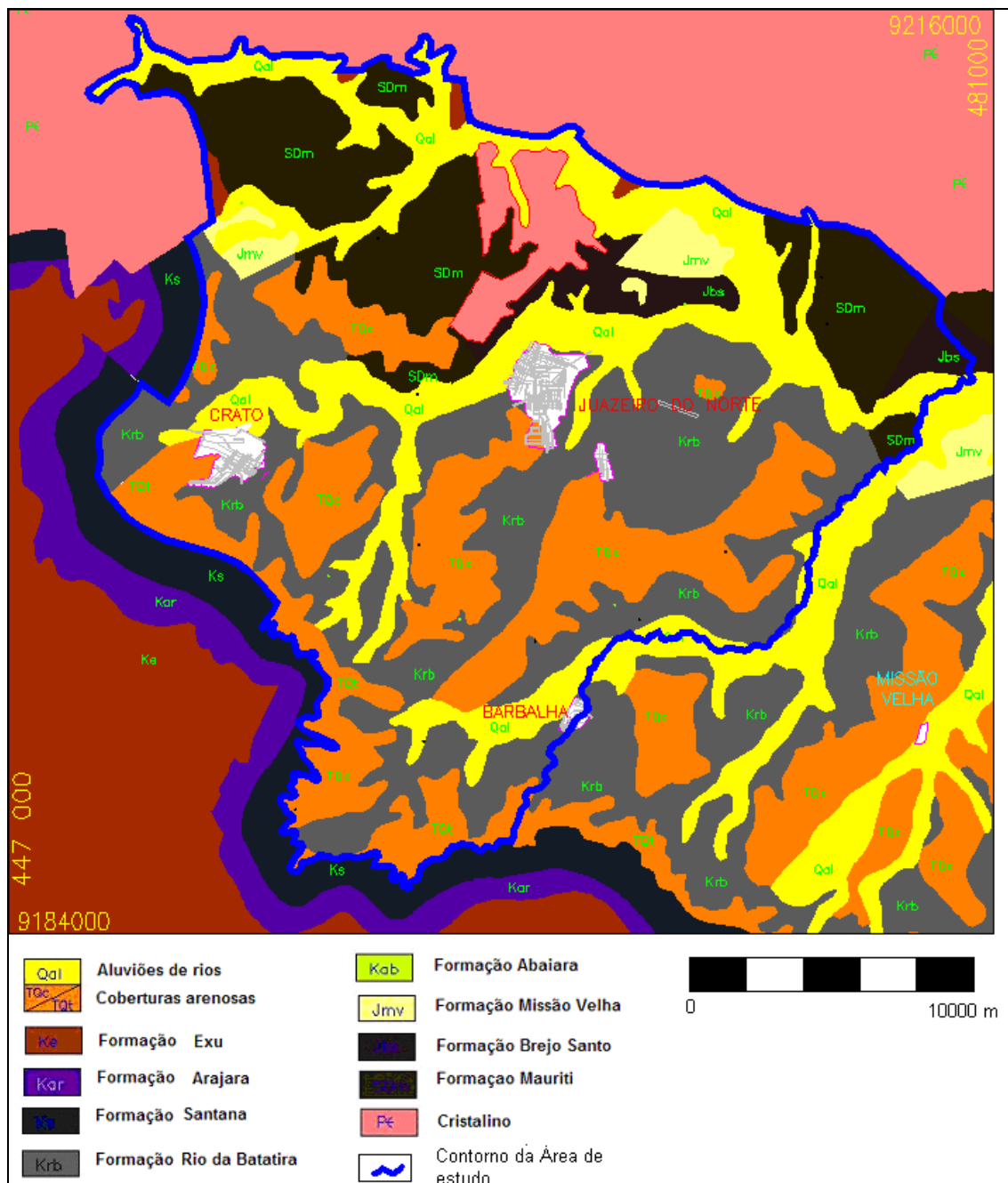


Figura 3.2 – Mapa geológico da área de estudo. Fonte: Modificado GOLDER/PIVOT, 2005b.

3.2 Modelo Conceitual e Domínio de Interesse

O modelo hidrogeológico conceitual consiste no resgate de informações pertinentes (e.g. geologia, hidrografia, climatologia, hidrogeologia), que servirão como parâmetros de entrada para a implementação do modelo hidrogeológico computacional. Em linhas gerais, esta descrição define o domínio de interesse para o modelamento computacional e apresenta os elementos condicionantes para a implementação deste modelo (condições de contorno, unidades hidroestratigráficas e parâmetros hidrodinâmicos).

A área de interesse para a avaliação hidrogeológica em questão consiste uma área que engloba os municípios de Crato e Juazeiro e uma parte de Barbalha. A referida área constitui-se em uma unidade morfotectônica, limitada por falhas de grande expressão, sendo que, em sua porção inferior, ocorrem falhas menores que compartimentam todo o seu domínio.

Para uma avaliação hidrogeológica é preciso definir fronteiras mais representativas, embasadas nos contornos hidrográficos da região ou em outras estruturas reconhecidas, que permitam definir todo domínio de contribuição hidrogeológica. Assim, este domínio é definido pelos seguintes contornos (FIGURA 3.3): a norte pelas rochas cristalinas aflorantes; a leste pelo rio Salamanca; a sul pela falha de Jardim, e a oeste pela projeção da área de contribuição hídrica da Chapada do Araripe para a área de estudo, materializada nas nascentes aflorantes no pé da chapada.

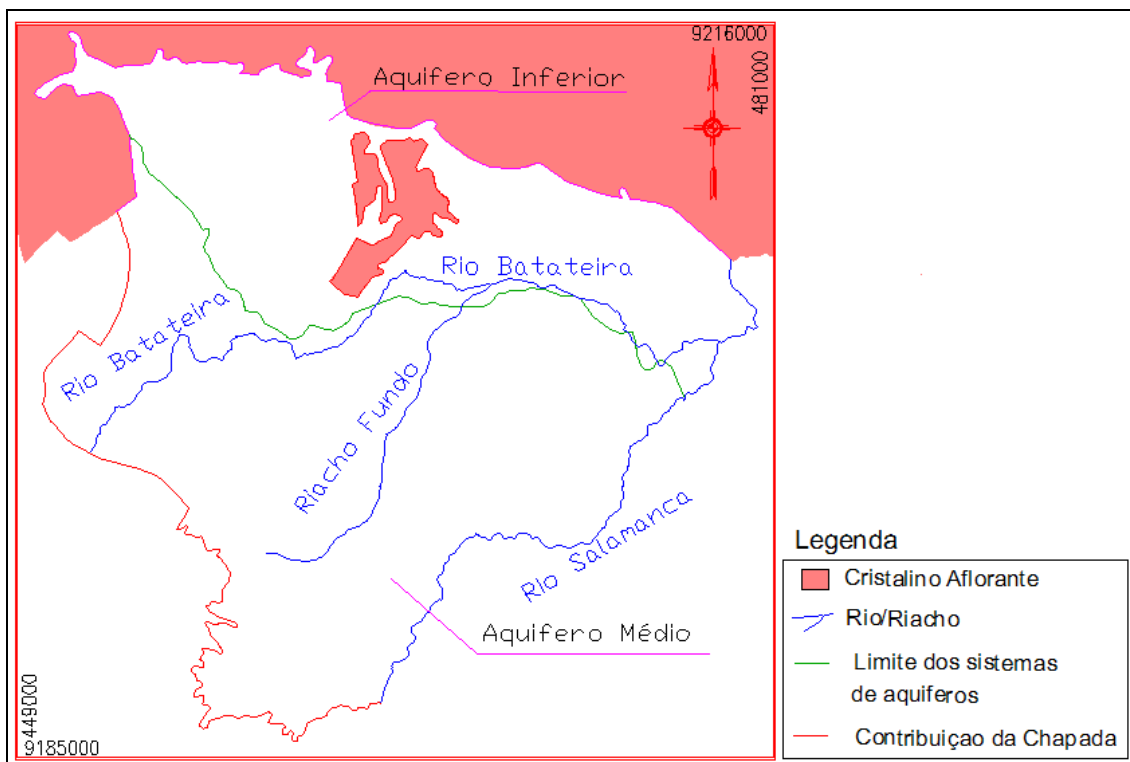


Figura 3.3 – Área de estudo delimitada pelos contornos utilizados no modelo conceitual.

3.3 O Sistema Aquífero

3.3.1 Geometria

A área de estudo é dividida em dois sistemas de aquífero, Médio e Inferior, constituída por cinco camadas e o embasamento cristalino no sistema Aquífero Médio e uma camada no sistema e o embasamento cristalino no sistema Aquífero Inferior. A sua geometria perfaz uma área de 992 km², com altitudes que variam de 399 acima do nível médio do mar a 1299 metros abaixo do nível médio do mar. É mostrado na Figura 3.3 a área com os sistemas de aquíferos divididos pela linha em verde.

3.3.2 Características Hidráulicas e Físicas do Aquífero

Em termos hidrogeológicos, para os sistemas de aquífero Médio e Inferior, as formações Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha, e Mauriti comportam-se, de modo geral, como unidades aquíferas (DNPM, 1996), enquanto a formação Brejo Santo se comporta predominantemente como

aqüitardo (e.g. KIMURA, 2003). Assim a divisão hidrogeológica da bacia é feita da seguinte maneira:

- Sistema de Aquífero Médio (formações Rio da Batateira, Abaiara, Missão Velha) - ± 500 m de espessura.
- Aquífero Brejo Santo - ± 400 m de espessura; e,
- Sistema de Aquífero Inferior (formação Mauriti e parte basal da formação Brejo Santo) - ± 60 a 100 m de espessura.

Nesta região do Vale ocorrem também os depósitos aluvionares, localizados ao longo da bacia do Rio Salgado, mas não foram discretizados no modelo, devido sua pequena espessura comparada com a dimensão do modelo, ficando apenas representadas as formações acima citadas.

Na tabela 3.2 são mostradas as características dos sistemas aquíferos médio e inferior da área de estudo. E na tabela 3.3 é mostrado os parâmetros hidrogeológicos adotados na literatura para as formações da área de estudo na bacia do Araripe.

Tabela 3.2 – Sistemas aquíferos na área de trabalho. Fonte: DNPM (1996)

Parâmetro	Sistema aquífero médio	Sistema aquífero Inferior
Espessura média total (m)	500	100
Espessura saturada (m)	480	85
Coeficiente de transmissividade (m^2/s)	5×10^{-3}	3×10^{-3}
Coeficiente de permeabilidade (m/s)	5×10^{-3}	4×10^{-3}
Coeficiente de armazenamento	2×10^{-4}	5×10^{-5}
Área de recarga (km^2)	305,59	187,43
Precipitação pluvial (mm/ano)	970	900

Tabela 3.3 – Parâmetros Hidrogeológicos para as unidades hidroestratigráficas que compõem os sistemas aquíferos da área de trabalho. Fonte: ⁽¹⁾SUDENE (1967); ⁽²⁾DNPM (1996); ⁽³⁾IPLANCE (1997); ⁽⁴⁾DOMENICO & SCHWARTZ (1997); ⁽⁵⁾ANJOS (2000); ⁽⁶⁾MENDONÇA (2001); ⁽⁷⁾KIMURA (2003)

Unidade	Condutividade e Hidráulica K (m/s)	Armazen. específico- S_s (1/m)	Coef. armazen. efetivo S_y	Porosidade efetiva	Porosidade total
Rio da Batateira	$4,17 \times 10^{-6}$ a $6,90 \times 10^{-6}$ ⁽⁶⁾	$1,0 \times 10^{-7}$ ⁽⁶⁾	$2,0 \times 10^{-4}$ ⁽²⁾ a $8,0 \times 10^{-3}$ ⁽³⁾	0,1 ⁽²⁾	0,32 a 0,48 ⁽⁷⁾
Abaiara	$1,6 \times 10^{-5}$ a $5,0 \times 10^{-5}$ ⁽²⁾	$1,0 \times 10^{-7}$ ⁽⁶⁾	$2,0 \times 10^{-4}$ ⁽²⁾ a $8,0 \times 10^{-3}$ ⁽³⁾	0,1 ⁽²⁾	0,32 a 0,48 ⁽⁷⁾
Missão Velha	$1,6 \times 10^{-5}$ a $5,0 \times 10^{-5}$ ⁽²⁾	$1,0 \times 10^{-7}$ ⁽⁶⁾	$2,0 \times 10^{-4}$ ⁽²⁾ a $8,0 \times 10^{-3}$ ⁽³⁾	0,1 ⁽²⁾	0,32 a 0,48 ⁽⁷⁾
Brejo Santo	$1,0 \times 10^{-11}$ a $4,7 \times 10^{-9}$ ⁽⁷⁾	$1,3 \times 10^{-3}$ ⁽⁷⁾	0,01 a 0,18 ⁽⁷⁾	0,005 a 0,05 ⁽⁴⁾	0,45 a 0,55 ⁽⁷⁾
Mauriti	$4,0 \times 10^{-6}$ ⁽²⁾	-	$1,0 \times 10^{-4}$ ⁽²⁾	0,02 ⁽²⁾	0,1 a 0,2 ⁽⁷⁾

A recarga dos sistemas de aquífero Médio e Inferior, na zona de Vale, ocorre através da infiltração direta da água das chuvas e infiltração de parte

das águas das fontes provenientes das formações do sistema aquífero Superior (Exu, Arajara e Santana). A descarga natural do sistema aquífero Médio ocorre através do escoamento de base para o rio Salgado e seus afluentes e a descarga artificial ocorre principalmente através de poços tubulares, que fornecem a quase totalidade de água para consumo da região.

Na porção norte da área, onde o sistema Aquífero Inferior é aflorante, sua recarga é realizada pela infiltração direta das águas pluviais. A descarga natural ocorre através do rio Carás e a descarga artificial através do bombeamento de poços tubulares (FERNANDES, 2005).

3.4 Entrada de Dados do Modelo

O modelo utilizado para simulação do fluxo subterrâneo é o MODFLOW, pacote contido no programa Processing Modflow Pro uma versão avançada do Processing Modflow para Windows. O Processing Modflow Pro suporta não somente MODFLOW-2000, mas os seguintes pacotes MODFLOW-88/96/2000, MT3D, MT3DMS, MT3D99, RT3D, MOC3D, PMPATH, UCODE, E PEST-ASP. Os pacotes de estimação de parâmetros estão contidos em MODFLOW-2000, PEST-ASP e UCODE.

3.4.1 Malha do Modelo

A discretização do modelo é feita em um *grid* em três dimensões onde admitimos as camadas com seus respectivos litotipos. A área do modelo possui dimensões de 32000 x 31000 metros perfazendo uma área de 992 km², sendo 493 km² de área ativa. A distribuição horizontal da malha foi discretizada em células retangulares de 320 x 310 devido a dimensão da área de estudo, pois se essas dimensões fossem diminuídas o modelo ficaria muito carregado.

Em profundidade o modelo foi dividido em cinco camadas. Por questões didáticas e de simplificação dividimos o sistema aquífero em dois: aquífero inferior e médio. Na parte norte, onde se encontra o sistema aquífero inferior, formação Mauriti e parte basal da Formação Brejo Santo, apenas uma camada foi considerada com as características da formação Mauriti. Na parte sul, onde temos o sistema aquífero médio, a formação Mauriti fica na base do sistema

aquífero. Na ordem de baixo para cima, no sistema aquífero médio, as formações são: Mauriti, Brejo Santo, Missão Velha, Abaiara e Rio da Batateira. O nível altimétrico da superfície varia de 399 a 716 metros e da base da última camada de -1299 a -800 metros.

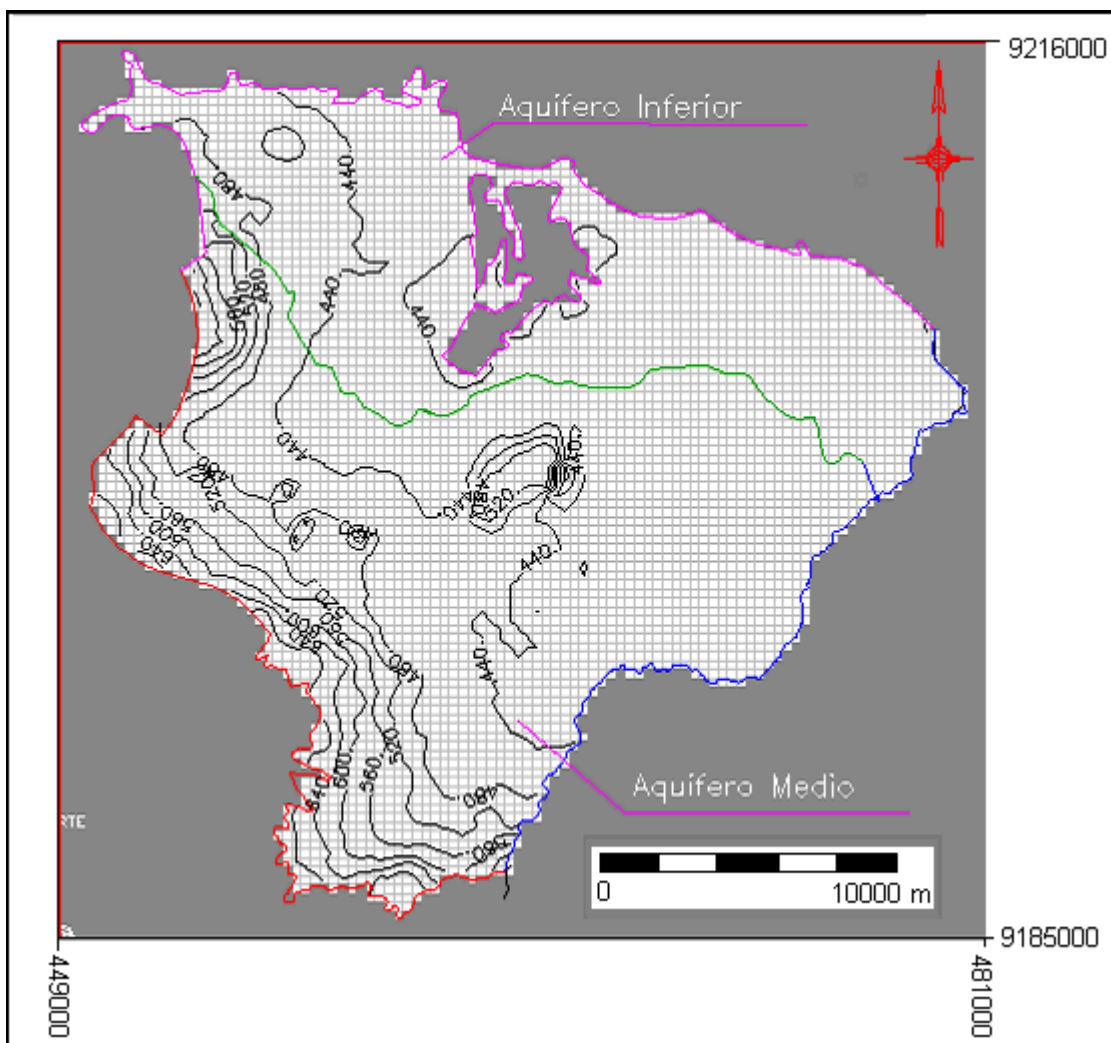


Figura 3.4 – Curvas de nível na área do modelo de 40 e m 40 metros.

Os dados para formação da superfície do modelo e das camadas foram coletados de três seções geológicas na área de estudo fornecidos pela COGERH, que foram retirados do projeto: Implantação do Sistema De Monitoramento/Gestão de uma Área Piloto do Aquífero Missão Velha, na Bacia Sedimentar do Cariri onde fizeram uma revisão bibliográfica da geofísica em trabalhos anteriores na área de estudo, não só os relacionados diretamente ao tema (geofísica), mas também outros, principalmente os de cunho estratigráfico, inclusive os perfis litológicos dos poços, de forma a auxiliar a interpretação das sondagens elétricas (SEV's). O embasamento cristalino foi

retirado de um trabalho realizado pelo laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR/UFC) em parceria com a Divisão de Geociências do IBGE, realizado no Vale do Cariri, intitulado: Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D.

Para a topografia da superfície da área de estudo geramos um arquivo .xyz, a partir das curvas de nível do arquivo no formato .dwg, através de uma rotina feita em autolisp, onde coletamos 2000 pontos aleatórios e regularmente espaçados e em seguida esses pontos foram interpolados para o restante da área de pesquisa. Na geração da topografia das camadas utilizamos três seções geológicas que foram espaçadas de 50 em 50 metros. E coletamos a altimetria de cada camada gerando assim um arquivo .xyz para as respectivas camadas e em seguida interpolando para a área restante. Abaixo a disposição das seções geológicas na área de estudo e as três seções utilizadas para a formação das camadas.

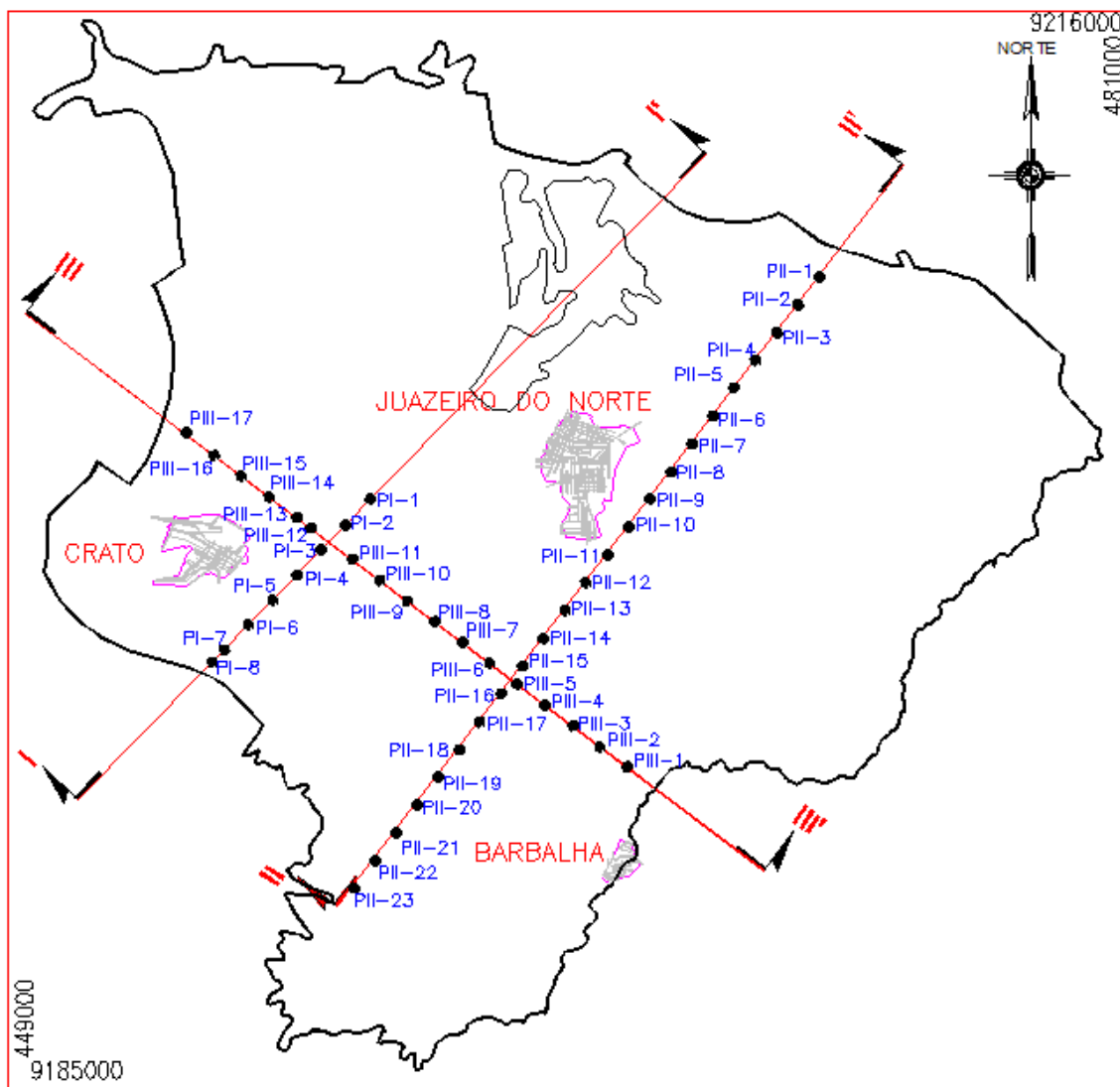


FIGURA 3.5 – Área de estudo com o posicionamento das seções geológicas e os pontos onde foram retirados a altimetria das camadas para formação das camadas do modelo.

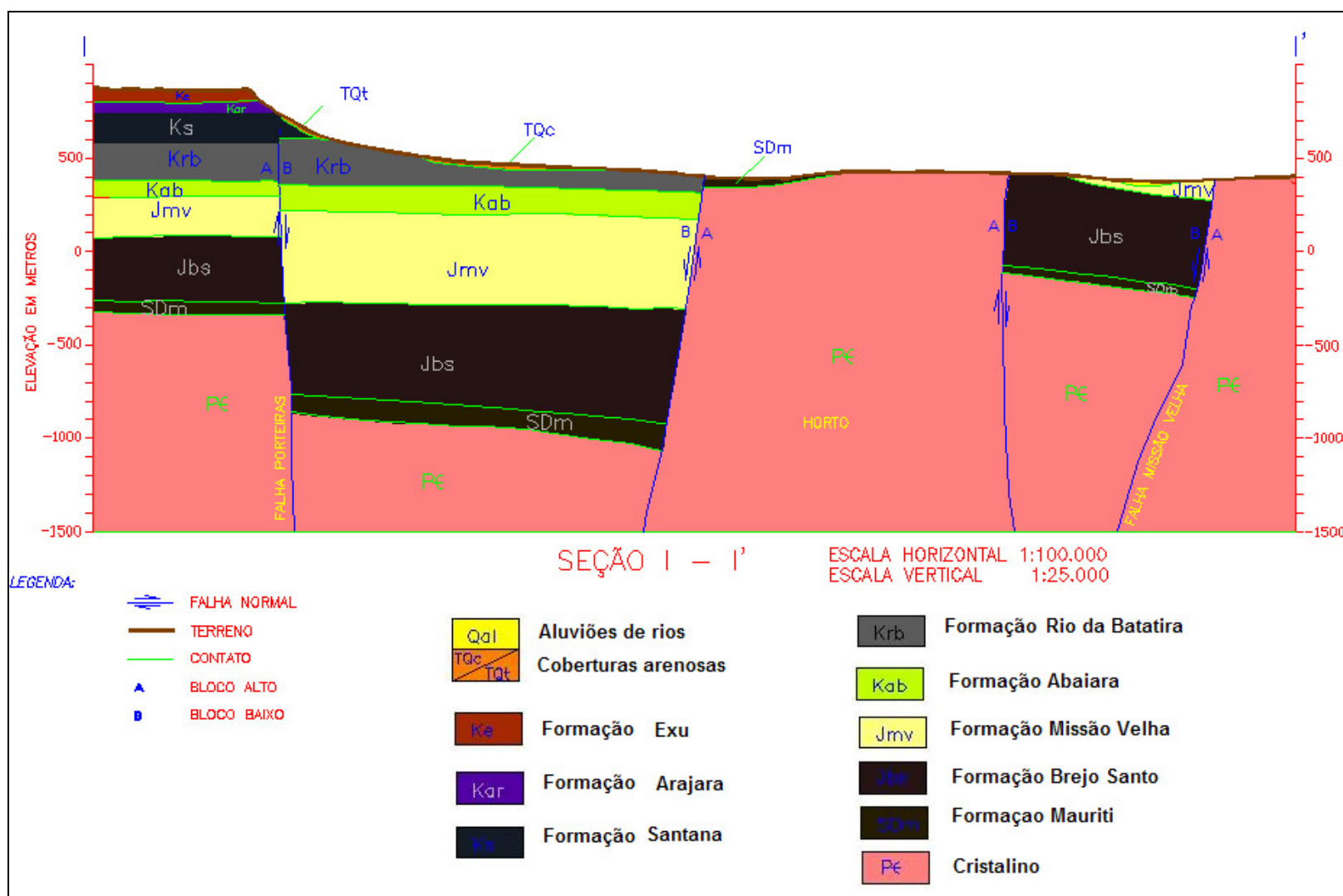


Figura 3.6 – Seção geológica I com as formações da área de estudo. Fonte: Modificado GOLDER/PIVOT, 2005b

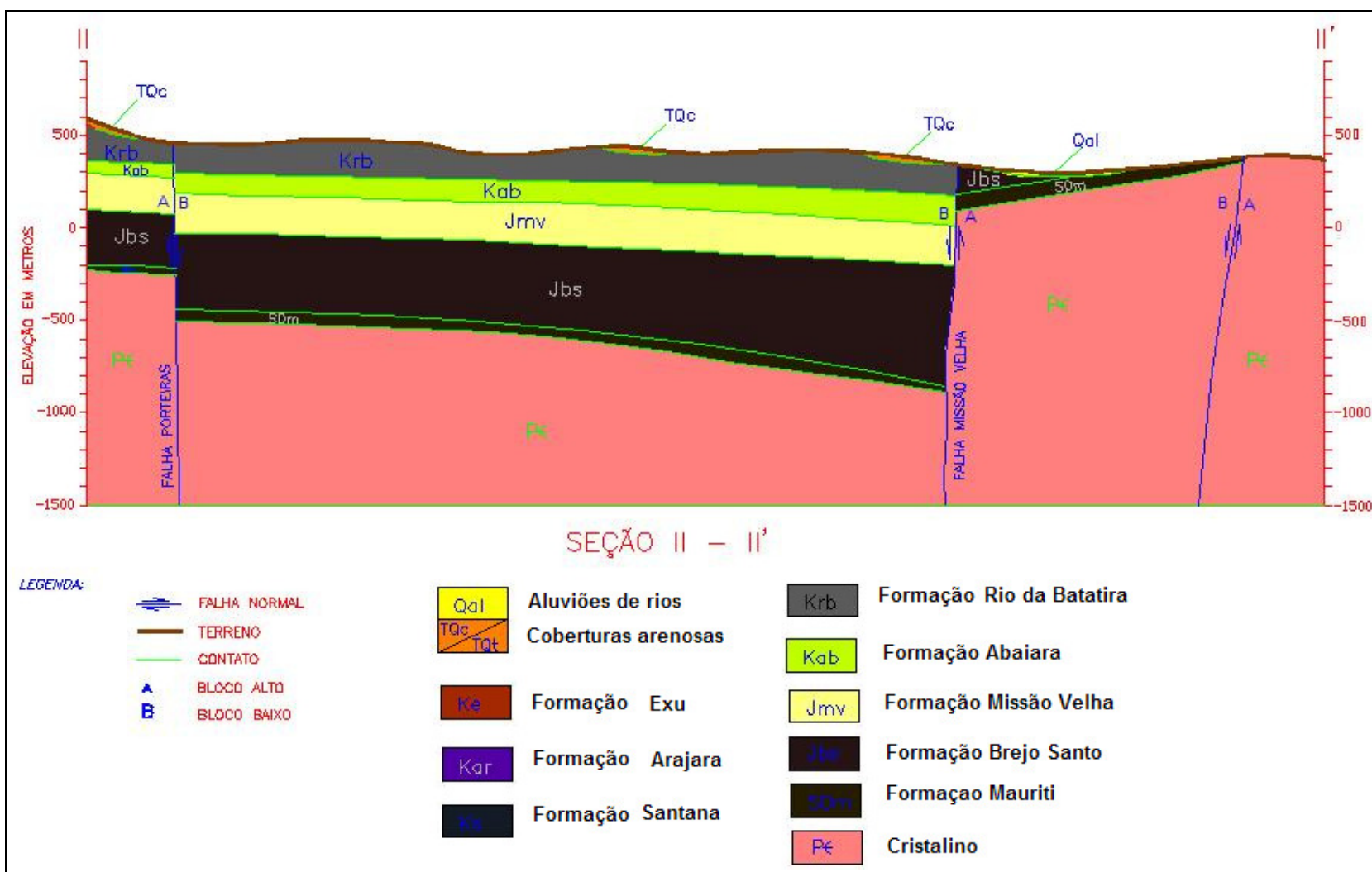


FIGURA 3.7 – Seção geológica II com as formações da área de estudo. Fonte: Modificado GOLDER/PIVOT, 2005b

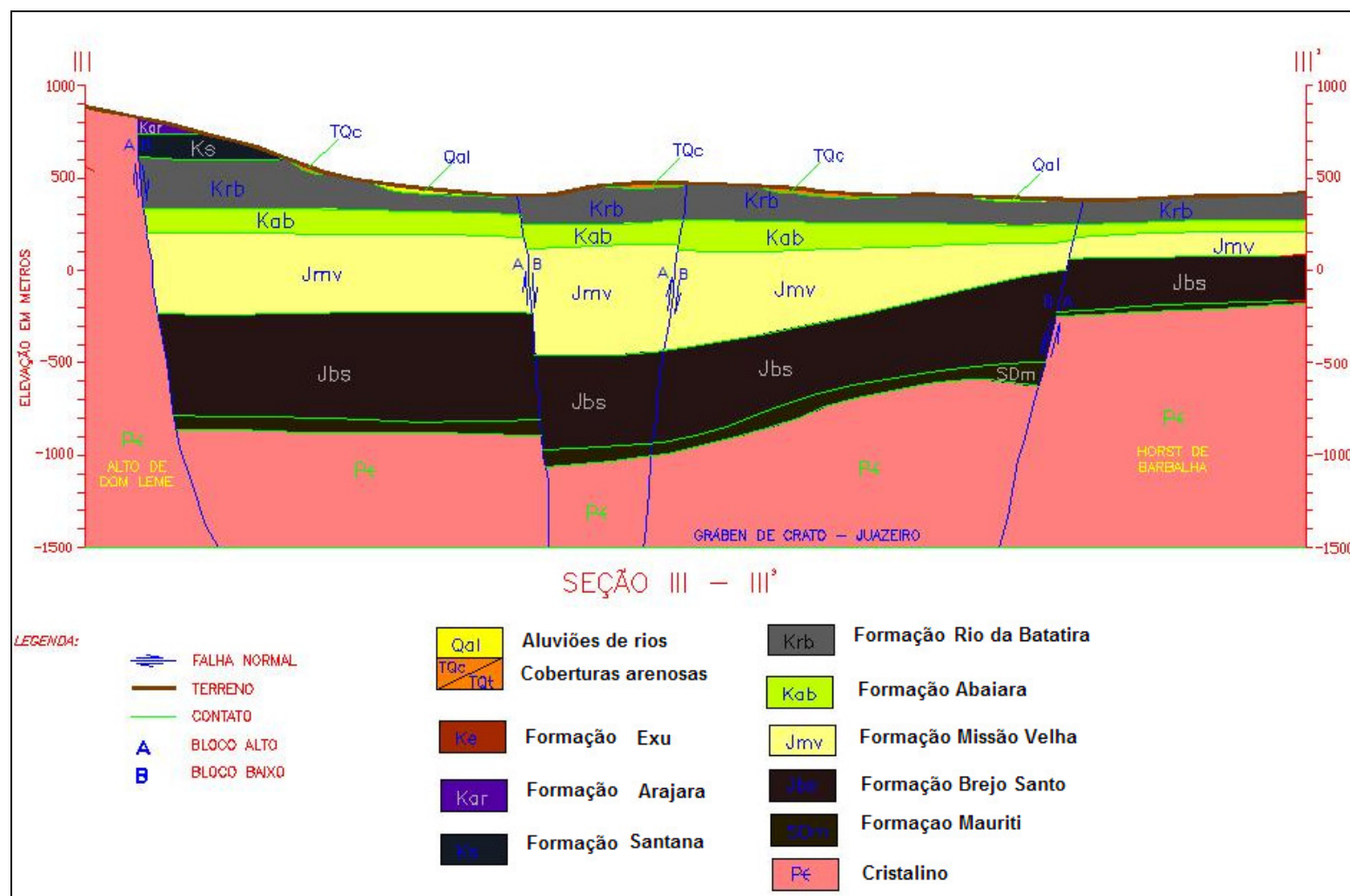


FIGURA 3.8 – Seção geológica III com as formações da área de estudo. Fonte: Modificado GOLDBER/PIVOT, 2005b

3.4.2 Poços de Bombeamento

Os poços de bombeamento da região foram fornecidos pela Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Ceará (COGERH), como mostrado no Anexo III, com as principais características. Foi considerada uma média de 16 horas de bombeamento para os poços públicos e 8 horas de bombeamento para os poços privados.

Na região de talude, entre o vale e a chapada, considerou-se como condição de contorno as nascentes que afloram no pé da chapada, e como não existe um pacote de fluxo específico pra este caso utilizamos o pacote well para simular água injetada no sistema Aqüífero Médio. Este valor de drenança é de $2,0 \times 10^6$ m³/ano para o sistema Aqüífero Médio (Kimura, 2003).

3.4.3 Rio Salamanca e Rio Batateira

O rio Salamanca é uma das condições de contorno, limitando toda a área estudada na porção leste. Já o rio Batateira está inserido dentro da área de estudo sendo então necessário conhecer as características hidráulicas destes rios. Os dados utilizados neste trabalho foram utilizados baseados na observação dos rios da região e em trabalhos anteriores. Os valores do nível de água no leito dos rios, em relação ao fundo, variam de 2 a 3 metros. A condutividade hidráulica do leito do rio foi de 10^{-5} m/s, valor compatível com outros estudos efetuados em regiões semi-áridas, segundo relatório final do “*Modelamento Matemático da Área de Recarga do Aqüífero Açú, Rio Grande do Norte*”, desenvolvido através do Programa de Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (PROASNE)

3.4.4 Recarga

No caso da simulação desse modelo foi determinada a recarga através do balanço hídrico da região a partir dos dados pluviométricos dos postos Crato e Juazeiro do Norte, nas respectivas cidades. Neste balanço tem-se como resultado uma infiltração efetiva de aproximadamente 108.7 mm/ano em Juazeiro do Norte e 281.3 mm/ano em Crato.

A Evapotranspiração Potencial foi determinada segundo o método de Thornthwaite. A retenção de água no solo, que define a quantidade máxima de água que o solo pode reter, foi estabelecida em 100 mm e no início do ano hidrológico (janeiro) $C=0$.

Os dados resultantes do balanço hídrico executado, a partir dos dados de precipitação de 23 anos situados no período entre 1962 e 1987 eliminando as falhas, constam nas Tabelas 3.4 e 3.5.

O resumo dos principais parâmetros apresentados abaixo, como médias anuais:

- Juazeiro do Norte

Precipitação = 918.60 mm

Evapotranspiração potencial = 1524.30 mm

Evapotranspiração Real = 709.90 mm

Infiltração Efetiva = 108.70 mm

- Crato

Precipitação = 1155.60 mm

Evapotranspiração potencial = 1444.30 mm

Evapotranspiração Real = 755.70 mm

Infiltração Efetiva = 281.30 mm

Tabela 3.4 – Balanço hídrico do Posto Crato em Crato, Latitude 07° 13' S, Longitude 39° 23' W, altitude 421 m.

Mês	T (oC)	Im (mm)	K	ETP (mm)	PPT (mm)	PPT-ETP (mm)	C (mm)	ETR (mm)	le (mm)
JAN	26.1	11.93	1.08	139.2	163.6	24.4	24.4	139.2	0.0
FEV	25.0	11.18	0.97	108.8	236.2	127.4	100	108.8	33.2
MAR	24.8	11.05	1.05	114.8	280.5	165.7	100	114.8	165.7
ABR	24.6	10.91	0.99	105.4	187.8	82.4	100	105.4	82.4
MAI	24.2	10.65	1.01	102.0	63.7	-38.3	61.7	63.7	0.0
JUN	23.8	10.39	0.96	91.9	25.7	-66.2	0.0	25.7	0.0
JUL	23.9	10.45	1.00	97.1	9.8	-87.3	0.0	9.8	0.0
AGO	24.6	10.91	1.01	107.6	5.5	-102.1	0.0	5.5	0.0
SET	26.1	11.93	1.00	128.9	10.7	-118.2	0.0	10.7	0.0
OUT	26.8	12.41	1.06	148.8	28.8	-120.0	0.0	28.8	0.0
NOV	26.9	12.48	1.05	149.1	53.4	-95.7	0.0	53.4	0.0
DEZ	26.6	12.27	1.10	150.7	89.9	-60.8	0.0	89.9	0.0
Anual		136.55		1444.3	1155.6			755.7	281.3

T = Temperatura média mensal

Im = Índice térmico anual

K = Fator de correção dependente da latitude

C = Retenção de água no solo

PPT = precipitação média

ETP = Evapotranspiração Potencial

ETR = Evapotranspiração Real

le = Infiltração efetiva

Tabela 3.5 – Balanço hídrico do Posto Juazeiro do Norte em Juazeiro do Norte, Latitude 07° 23' S, Longitude 39° 23' W, altitude 650 m.

Mês	T (oC)	Im (mm)	K	ETP (mm)	PPT (mm)	PPT-ETP (mm)	C (mm)	ETR (mm)	le (mm)
JAN	26.5	12.20	1.08	145.7	134.3	-11.4	0.0	134.3	0.0
FEV	25.4	11.45	0.97	113.5	175.3	61.8	61.8	113.5	0.0
MAR	25.1	11.25	1.05	118.1	241.0	122.9	100.0	118.1	84.7
ABR	25.0	11.18	0.99	109.9	133.9	24.0	100.0	109.9	24.0
MAI	24.7	10.98	1.01	107.6	48.3	-59.3	40.7	48.3	0.0
JUN	24.3	10.71	0.96	96.8	18.8	-78.0	0.0	18.8	0.0
JUL	24.4	10.78	1.00	102.3	14.1	-88.2	0.0	14.1	0.0
AGO	25.2	11.31	1.01	115.1	7.4	-107.7	0.0	7.4	0.0
SET	26.6	12.27	1.00	136.7	8.2	-128.5	0.0	8.2	0.0
OUT	27.4	12.83	1.06	160.0	23.2	-136.8	0.0	23.2	0.0
NOV	27.4	12.83	1.05	158.5	34.6	-123.9	0.0	34.6	0.0
DEZ	27.1	12.62	1.10	160.0	79.5	-80.5	0.0	79.5	0.0
Anual		140.41		1524.3	918.6			709.9	108.7

T = Temperatura média mensal

Im = Índice térmico anual

K = Fator de correção dependente da latitude

C = Retenção de água no solo

PPT = precipitação média

ETP = Evapotranspiração Potencial

ETR = Evapotranspiração Real

le = Infiltração efetiva

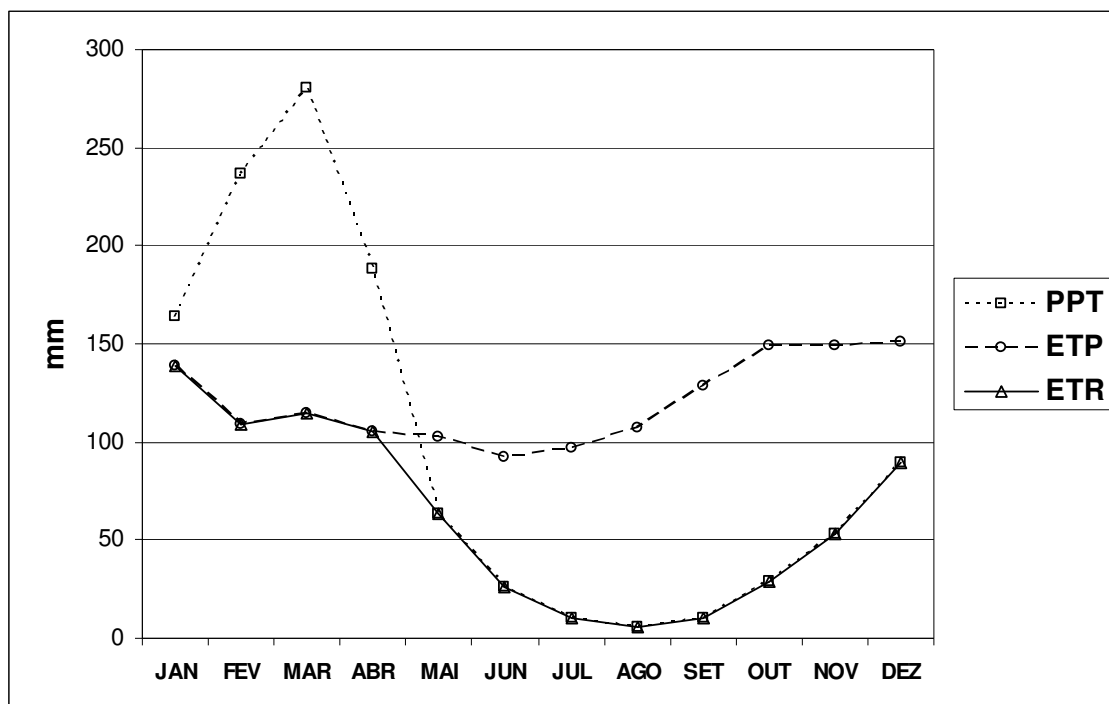


Figura 3.8 – Balanço hídrico do posto pluviométrico de Crato.

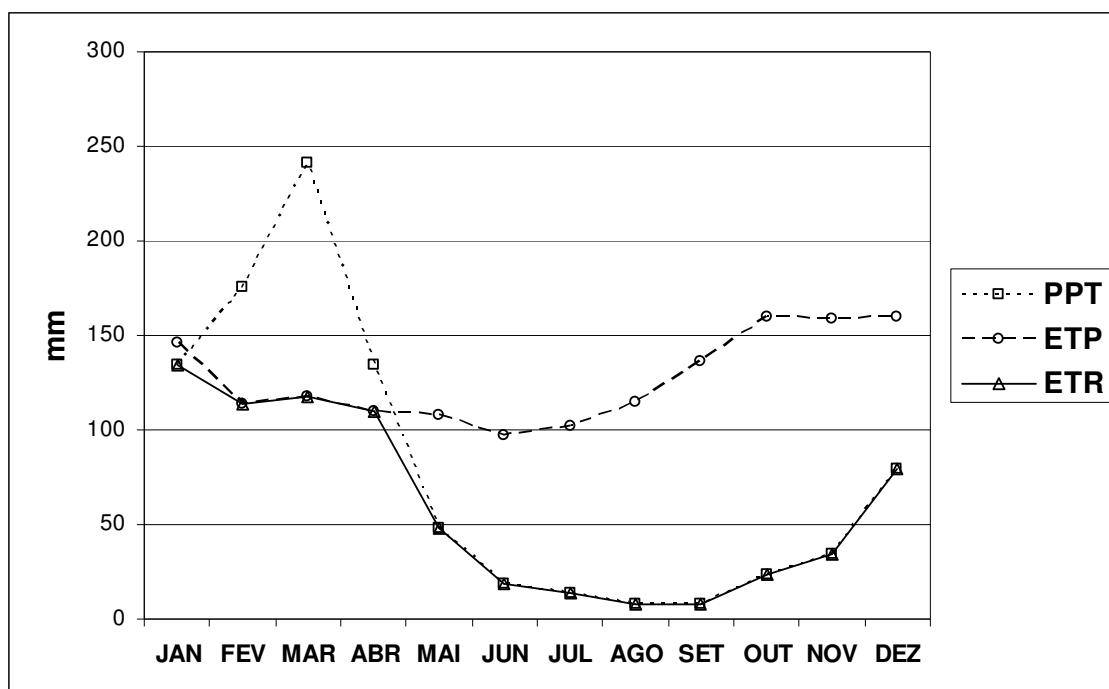


Figura 3.9 – Balanço hídrico do posto pluviométrico de Juazeiro do Norte.

3.4.5 Calibração

Apesar de termos as cinco camadas bem definidas da área de trabalho não possuíamos dados de poços completamente penetrantes por isso faremos a calibração apenas da primeira camada. Para o valor do armazenamento específico utilizamos valores da literatura da área de trabalho. Para a calibração ser feita pelo pacote PEST contido no PMWIN é necessário o conhecimento prévio do zoneamento das condutividades hidráulicas, e não dispomos desta informação, por isso foi desenvolvido um programa em linguagem FORTRAN (Fortran 90 – Compaq Visual Fortran Versão 6.5) pelo método do gradiente hidráulico alternativo (MIGHA) para se fazer a calibração a partir dos dados observados de carga hidráulica. Este método foi desenvolvido por Schuster (2002) para um projeto de consultoria. Os exemplos de validação do método encontram-se no Anexo I.

3.5 Cenários Simulados

Neste trabalho foram simulados 3 cenários visando a caracterização do fluxo da água subterrânea no período chuvoso e no período seco. Uma simulação em regime permanente no período chuvoso e duas simulações em regime transiente nos períodos chuvoso e seco.

A primeira simulação foi feita em regime estacionário considerando a evapotranspiração, ou seja, recarga pela infiltração efetiva no período chuvoso. A segunda simulação em regime transiente foi feita no período chuvoso considerando os dados pluviométricos de dezembro a maio e a terceira simulação no período seco com os dados pluviométricos de junho a novembro.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4. Resultados e Discussão

Para as simulações utilizamos os valores estimados de infiltração efetiva de 283 mm, a partir do balanço hídrico de dois postos pluviométricos da área de estudo, no período chuvoso. No período seco um valor de infiltração efetiva apenas de 11 mm.

Foram consideradas 16 horas de bombeamento para os poços públicos e 8 horas de bombeamento para os poços privados, representando um bombeamento de 41649,99 m³/dia.

Nas FIGURAS 4.1 a 4.3 são mostradas a organização das camadas no modelo da área de estudo.

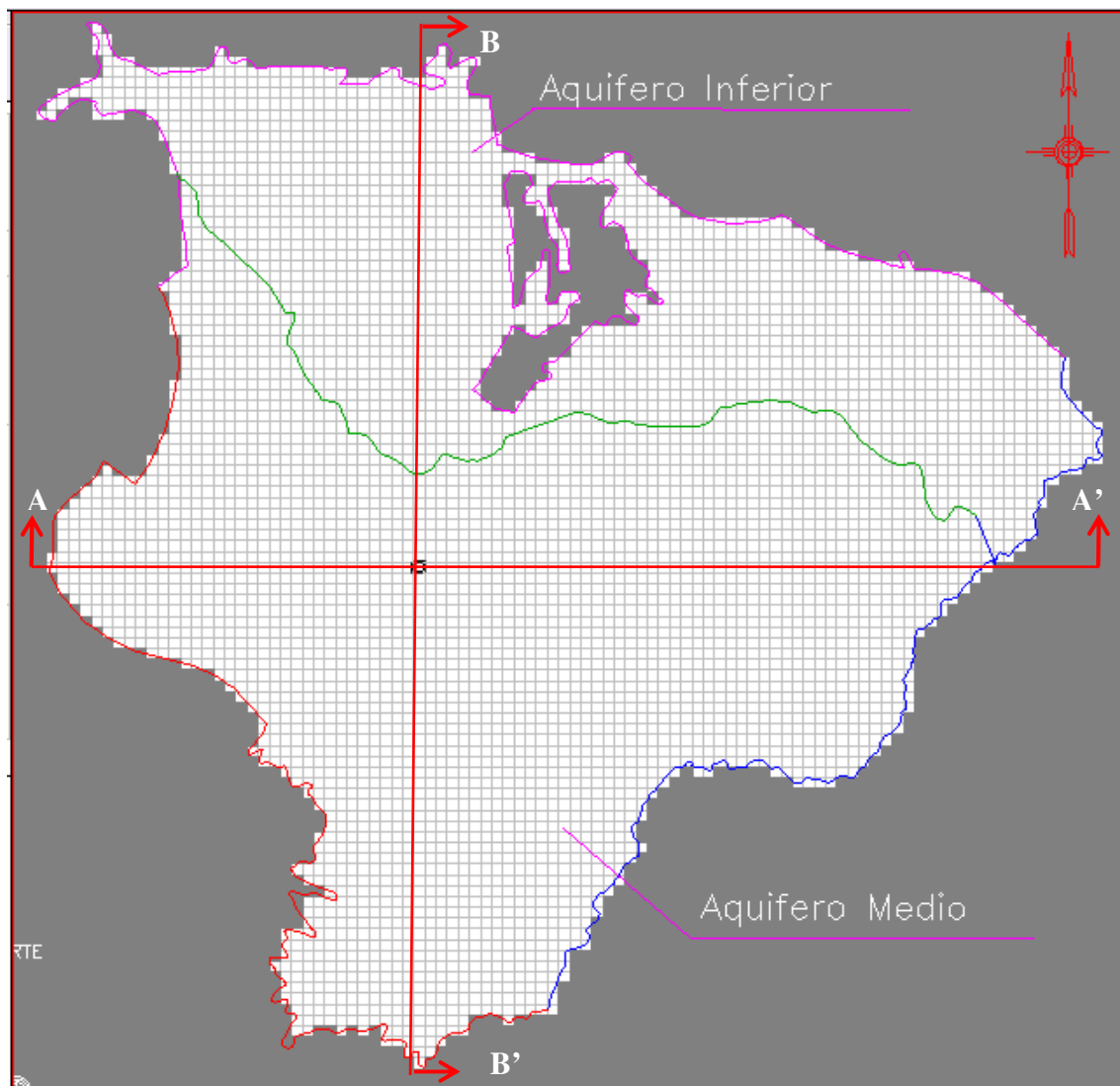


FIGURA 4.1 – Posicionamento das seções que mostram a organização das camadas do modelo.

Simbologia: ~~~~ Divisão dos sistemas aquíferos; ~~~~ Contorno do cristalino aflorante; ~~~~ Contribuição da chapada; ~~~~ Contorno do rio Salamanca.

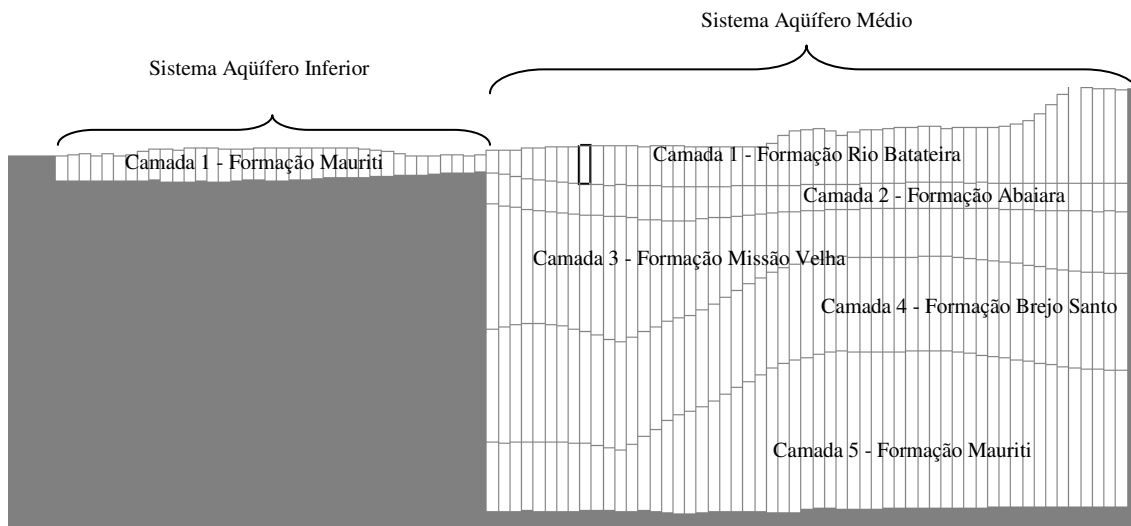


FIGURA 4.2 – Seção BB' com as formações geológicas discretizadas no modelo.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo.

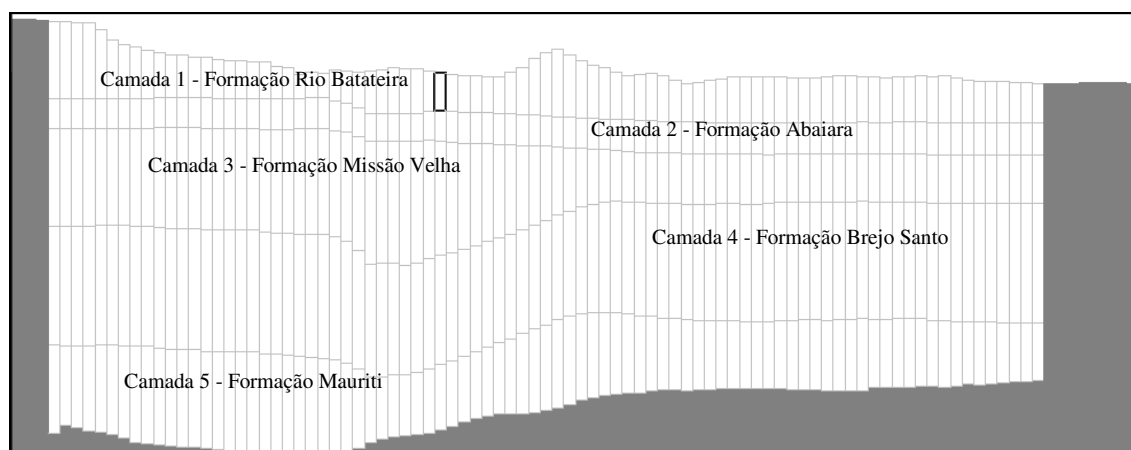


FIGURA 4.3 – Seção AA' com as formações geológicas discretizadas no modelo.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo.

A aplicação do módulo Water Budget, que integra o aplicativo PMWIN Pro, foi utilizado para estimar o balanço hídrico do modelo.

4.1 Simulação 1 – Fluxo da água subterrânea em regime permanente no período chuvoso.

A Simulação 1 foi realizada em regime permanente e suas características estão na tabela abaixo:

Tabela 4.1 – Características da Simulação 1

Parâmetros	Valores	
Condutividade Hidráulica (K)	Camada 1	Aqüífero inferior – 9×10^{-6} m/s Aqüífero médio – 5×10^{-6} m/s
	Camada 2	1×10^{-5} m/s
	Camada 3	1×10^{-5} m/s
	Camada 4	1×10^{-10} m/s
	Camada 5	4×10^{-6} m/s
Porosidade Efetiva	Camada 1	Aqüífero inferior – 0.02 Aqüífero médio – 0.1
	Camada 2	0.1
	Camada 3	0.1
	Camada 4	0.03
	Camada 5	0.02
Infiltração Efetiva	283 mm	
Regime de Escoamento	Permanente	

Esta simulação apresentou linhas equipotenciais variando de 337,32 m a 453,44 m ao longo do aquífero, como mostrado na FIGURA 4.5, com um gradiente médio de $4,71 \times 10^{-3}$ m/m e uma velocidade média no fluxo para as camadas 1, 2 e 3, com valores médios de 6,28 cm/dia, 3,69 cm/dia e 3,16 cm/dia, respectivamente. Já para as camadas 4 e 5 as velocidades médias do fluxo foram bem menores, em média de 0,0407 cm/ano e 1,08 cm/ano, respectivamente.

O modelo mostra coerência nas linhas de fluxo que se direcionam para o exultório dos rios. A entrada de água pelos poços, como mostrado na FIGURA 4.4, representa a contribuição da chapada para a área de trabalho.

Abaixo a FIGURA 4.4 e a Tabela 4.2 mostram o balanço hídrico do cenário da Simulação 1. Podemos observar a importância do rio no balanço hídrico do modelo.

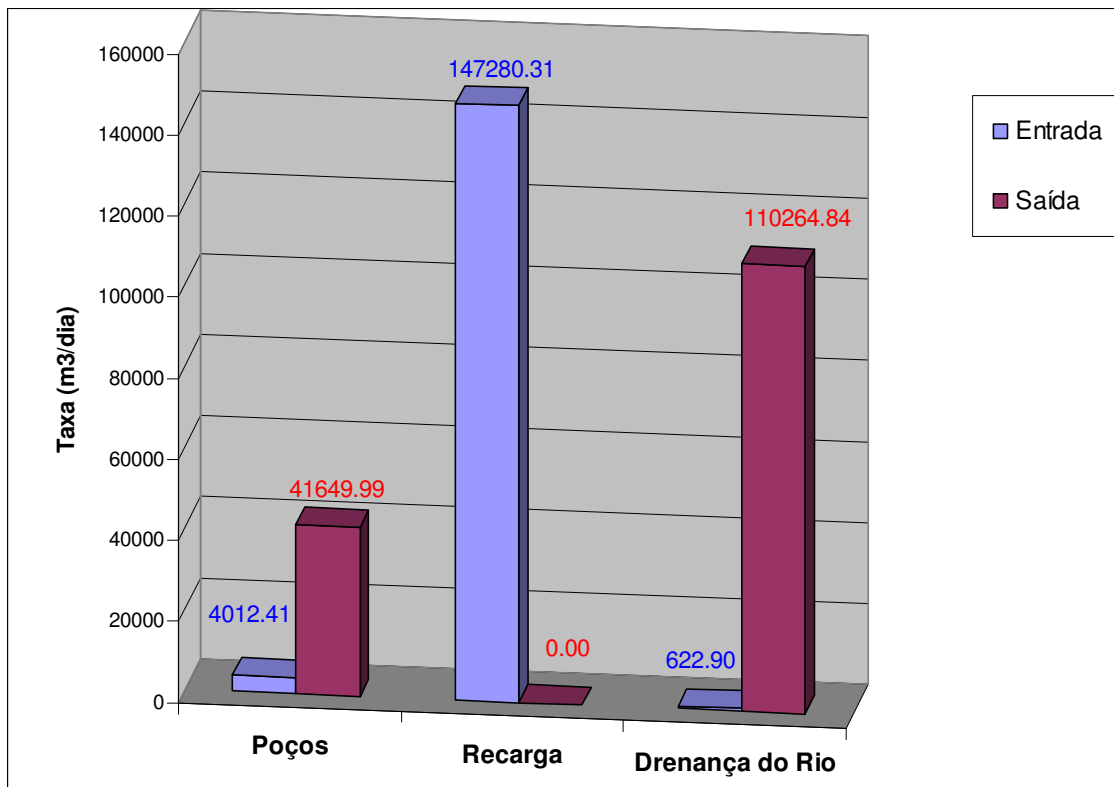


FIGURA 4.4 – Balanço hídrico do modelo no cenário para a Simulação 1 em regime permanente.

Tabela 4.2 – Balanço hídrico calculado pelo modelo, Simulação 1 em regime permanente

Parâmetros	Entrada (m³/dia)	Saída (m³/dia)
Poços	4012,41	41649,99
Recarga	147280,31	0,00
Drenança do Rio	622,90	110264,84
Total	151915,62	151914,82
Diferença		0,79

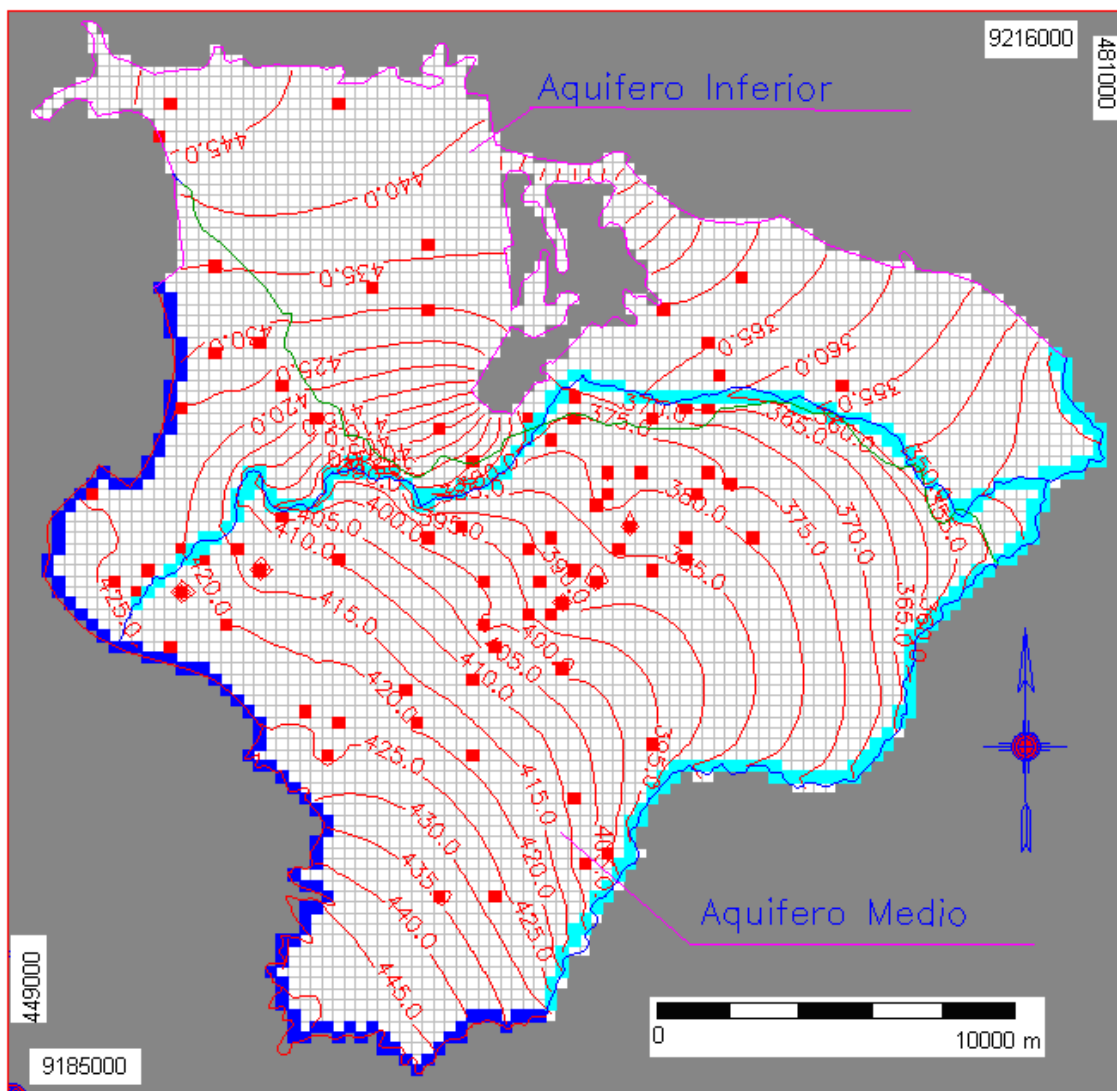


FIGURA 4.5 – Variação das linhas equipotenciais, de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1. Simbologia: ■ Cursos d'água; ■ Poços em uso; ■ Contribuição da Chapada; Células inativas do modelo; ~ Divisão dos sistemas aquíferos.

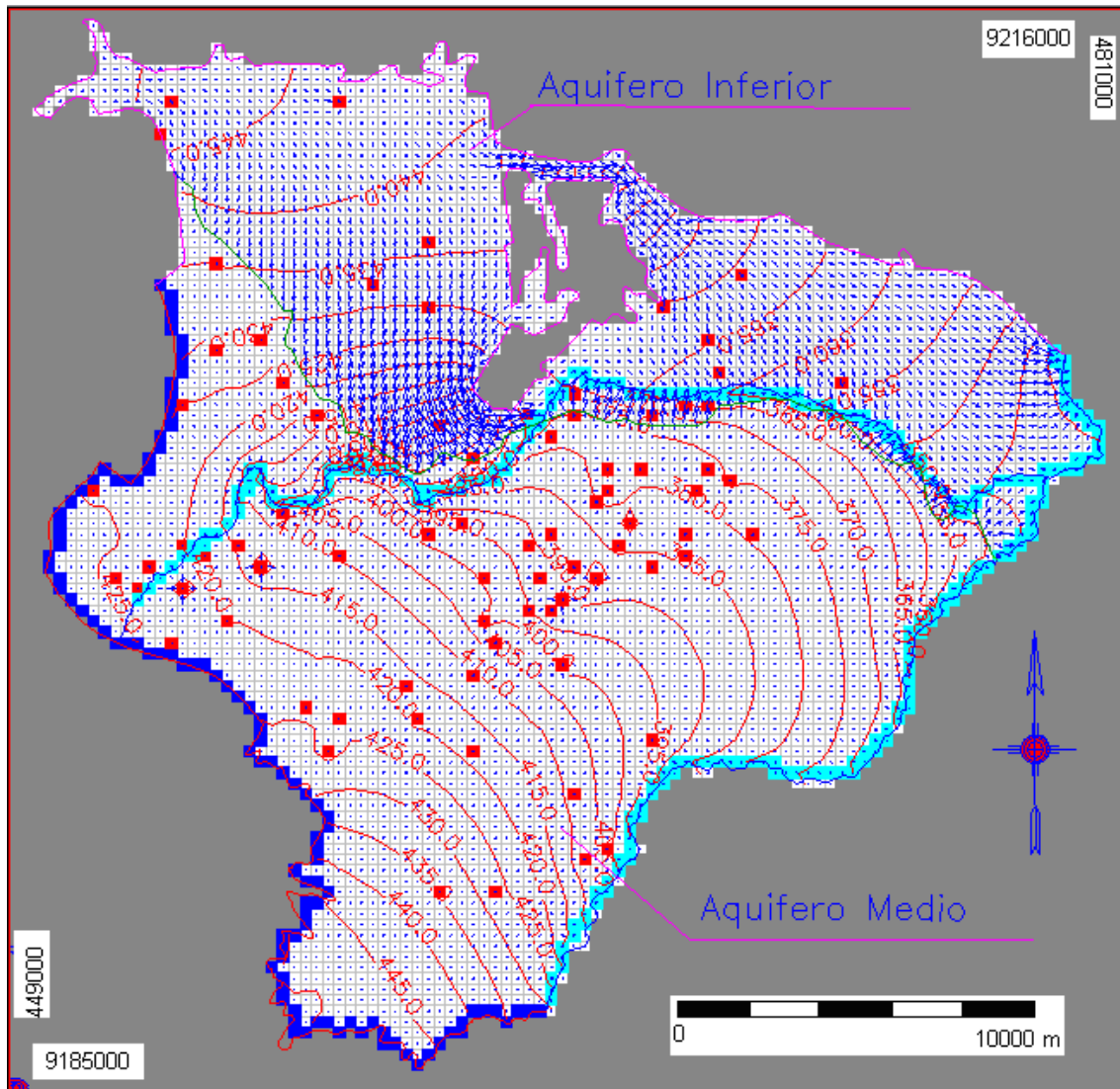


FIGURA 4.6 – Fluxo na camada superior para a Simulação 1.
Simbologia: Cursos d'água; Poços em uso; Contribuição da Chapada; Células inativas do modelo; Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

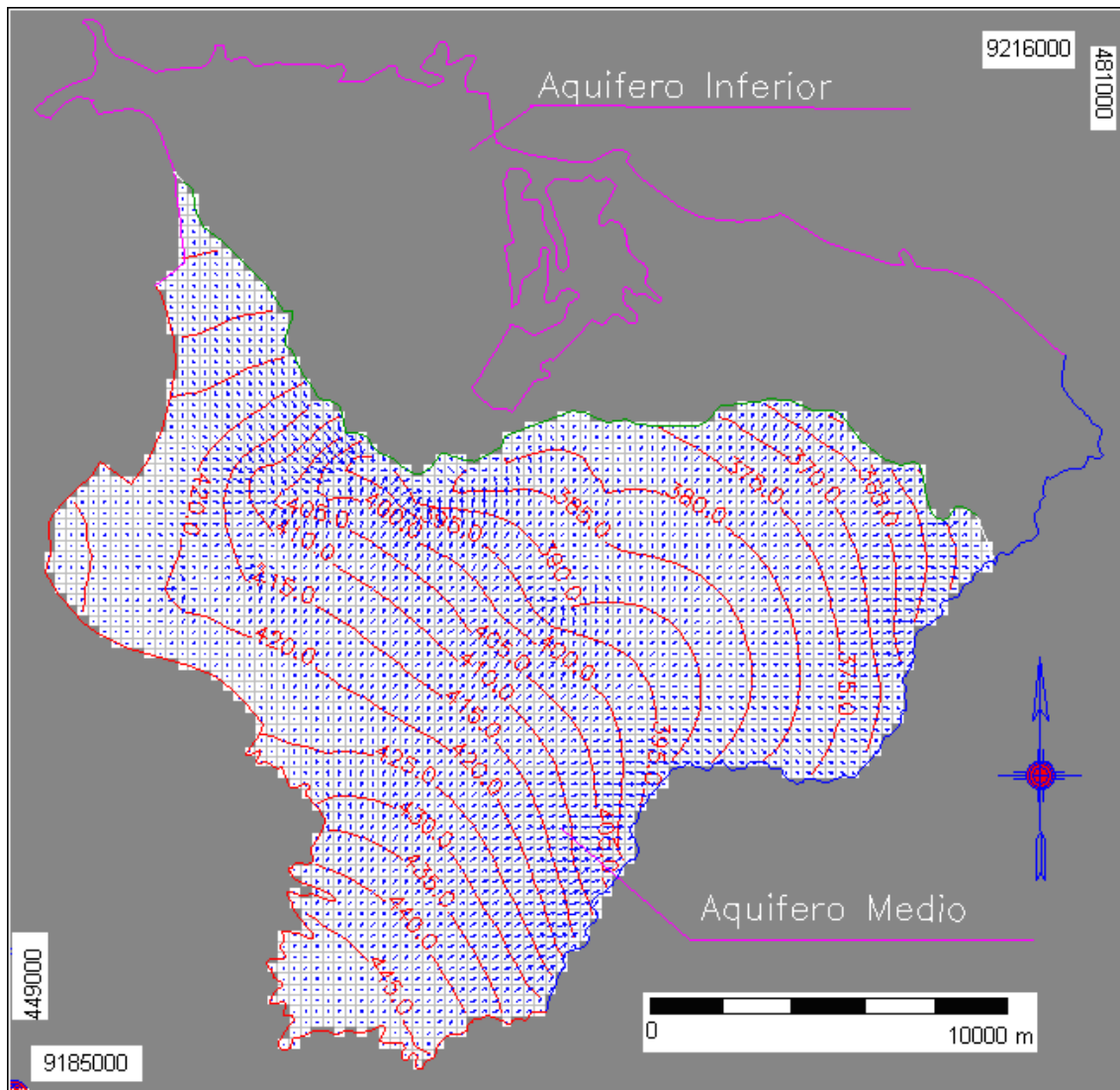


FIGURA 4.7 – Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

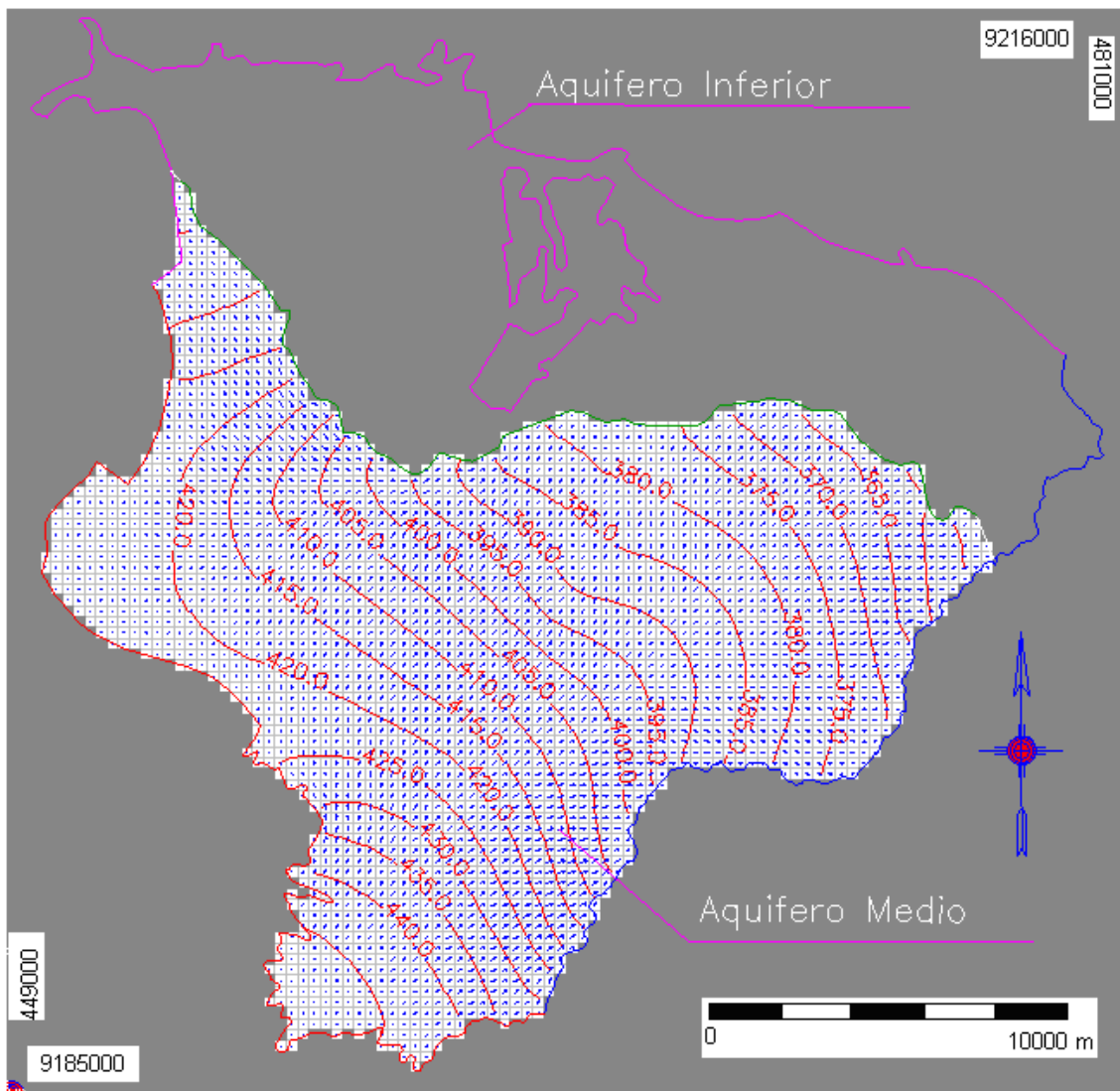


FIGURA 4.8 – Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

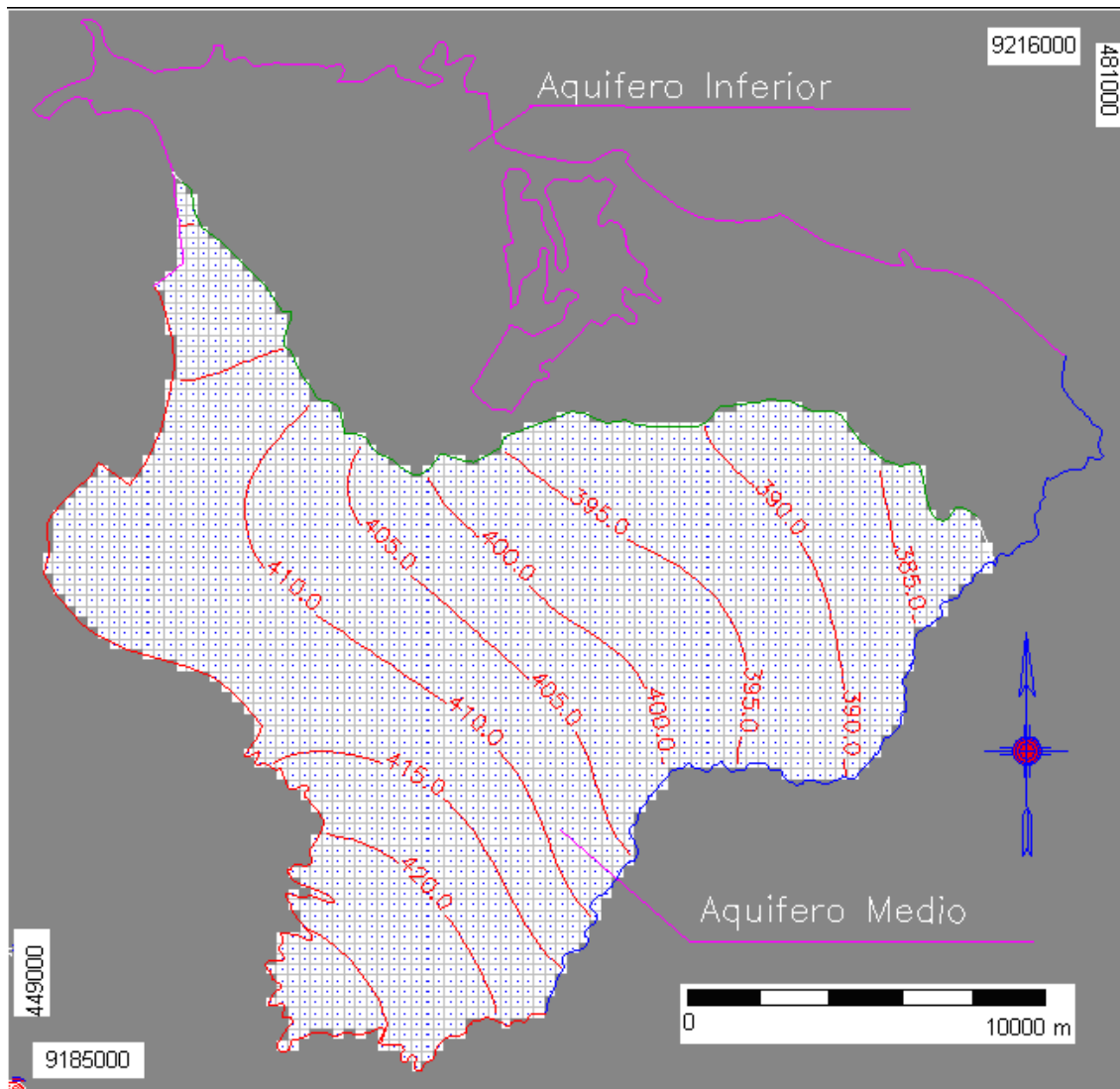


FIGURA 4.9 – Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 1.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

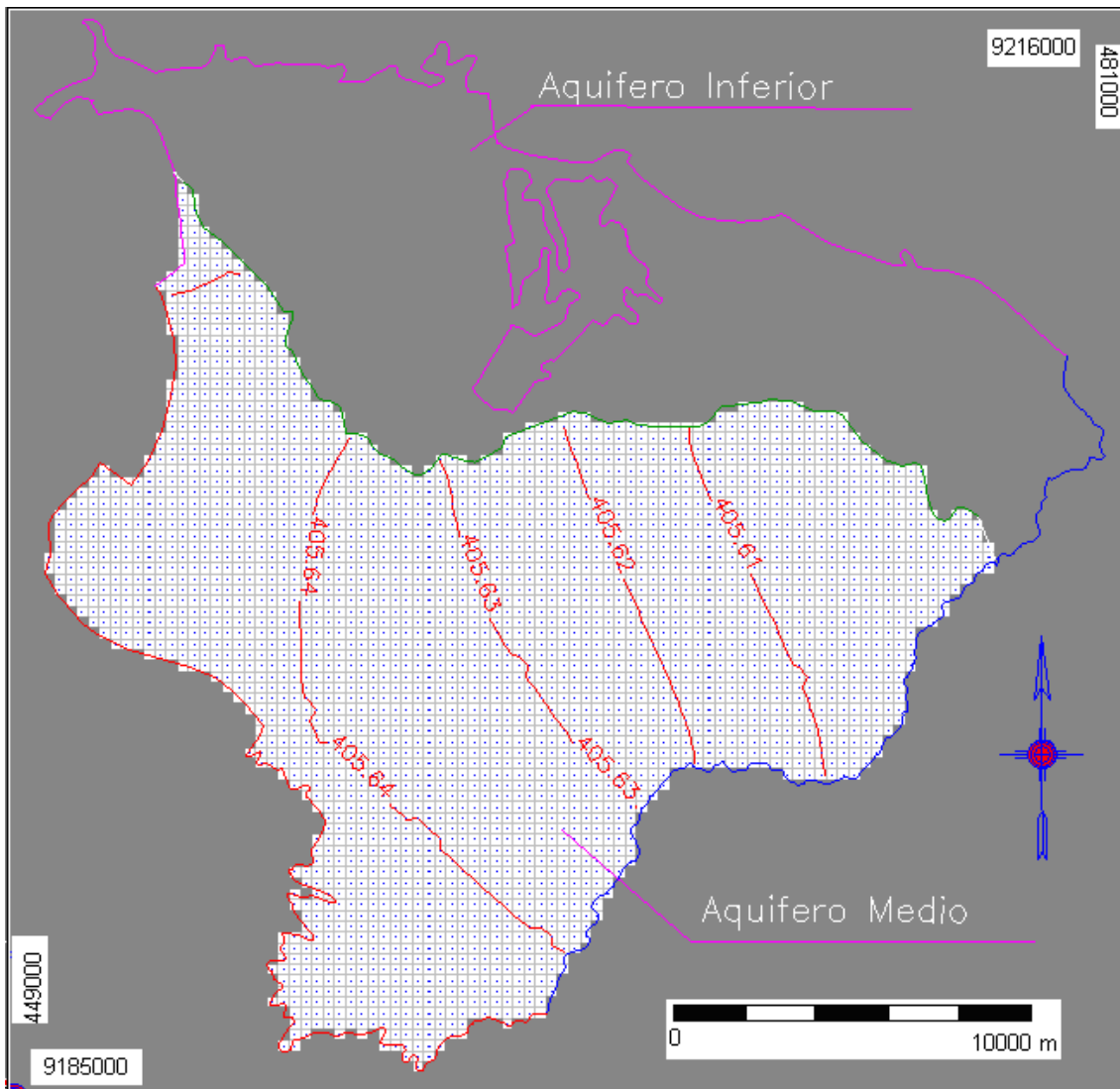


FIGURA 4.10 – Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 0,01 em 0,01 metros, para a Simulação 1.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

4.2 Simulação 2 – Fluxo da Água Subterrânea em Regime Transiente no Período Chuvoso.

A Simulação 2 foi realizada em regime transiente para avaliar o comportamento do aquífero durante o período chuvoso, e suas características estão na tabela abaixo:

Tabela 4.3 – Características da Simulação 2

Parâmetros	Valores	
Condutividade Hidráulica (K)	Camada 1	Aquífero inferior – 9×10^{-6} m/s Aquífero médio – 5×10^{-6} m/s
	Camada 2	1×10^{-5} m/s
	Camada 3	1×10^{-5} m/s
	Camada 4	1×10^{-10} m/s
	Camada 5	4×10^{-6} m/s
Porosidade Efetiva	Camada 1	Aquífero inferior – 0.02 Aquífero médio – 0.1
	Camada 2	0.1
	Camada 3	0.1
	Camada 4	0.03
	Camada 5	0.02
Armazenamento Específico	Camada 1	1×10^{-7} 1/m
	Camada 2	1×10^{-7} 1/m
	Camada 3	1×10^{-7} 1/m
	Camada 4	$1,3 \times 10^{-3}$ 1/m
	Camada 5	1×10^{-4} 1/m
Coeficiente de Armazenamento	Camada 1	Aquífero inferior – 1×10^{-4} Aquífero médio – 2×10^{-4}
	Camada 2	2×10^{-4}
	Camada 3	2×10^{-4}
	Camada 4	1×10^{-2}
	Camada 5	1×10^{-4}
Duração (tempo)	180 dias	
Infiltração Efetiva	283 mm	
Regime de Escoamento	Transiente	
Resultado	Após 180 dias	

Esta simulação apresentou linhas equipotenciais variando de 337,34 m a 461,84 m ao longo do aquífero, como mostrado na FIGURA 4.12, com um gradiente médio de $5,05 \times 10^{-3}$ m/m e uma velocidade média no fluxo para as camadas 1, 2 e 3 com valores médios de 6,47 cm/dia, 4,09 cm/dia e 3,48 cm/dia, respectivamente. Já para as camadas 4 e 5 a velocidade média do fluxo foi de 0,0672 cm/ano e 9,16 cm/dia, respectivamente.

Era esperado que os resultados da Simulação 1 e 2 fossem semelhantes, já que os dados de entrada foram os mesmos, mudando-se apenas o regime de escoamento. Comparando as duas simulações podemos perceber uma diferença entre as linhas potenciométricas e entre os gradientes de velocidades, isso pode ser explicado pelos valores de armazenamento específico, não muito confiáveis, utilizados na Simulação 2.

Abaixo a FIGURA 4.11 e a Tabela 4.4 mostram o balanço hídrico do cenário da Simulação 2.

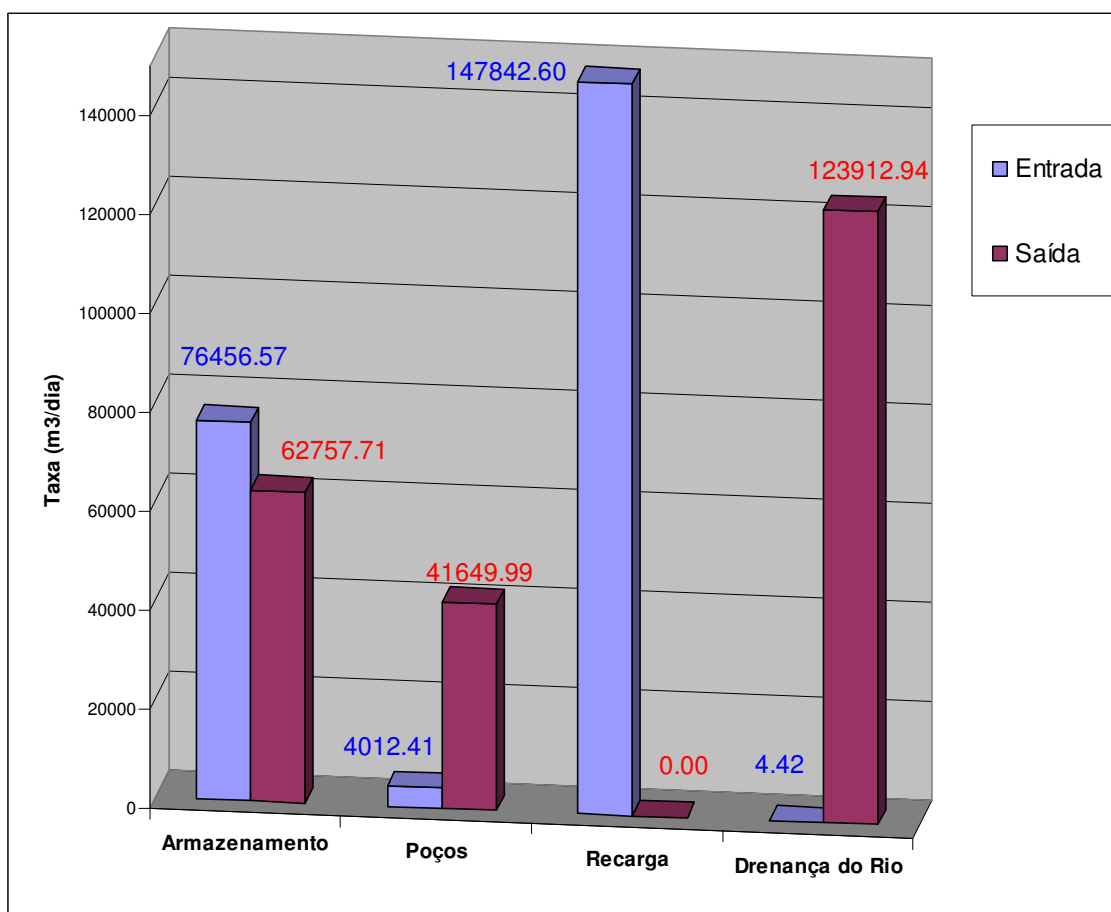


FIGURA 4.11 – Balanço hídrico do modelo no cenário para a Simulação 2, em regime transiente no período chuvoso.

Tabela 4.4 – Balanço hídrico calculado pelo modelo, Simulação 2 em regime transiente período chuvoso

Parâmetros	Entrada (m³/dia)	Saída (m³/dia)
Armazenamento	76456,57	62757,71
Poços	4012,41	41649,99
Recarga	147824,60	0,00
Drenança do Rio	4,42	123912,94
Total	228316,00	228320,63
Diferença		4,63

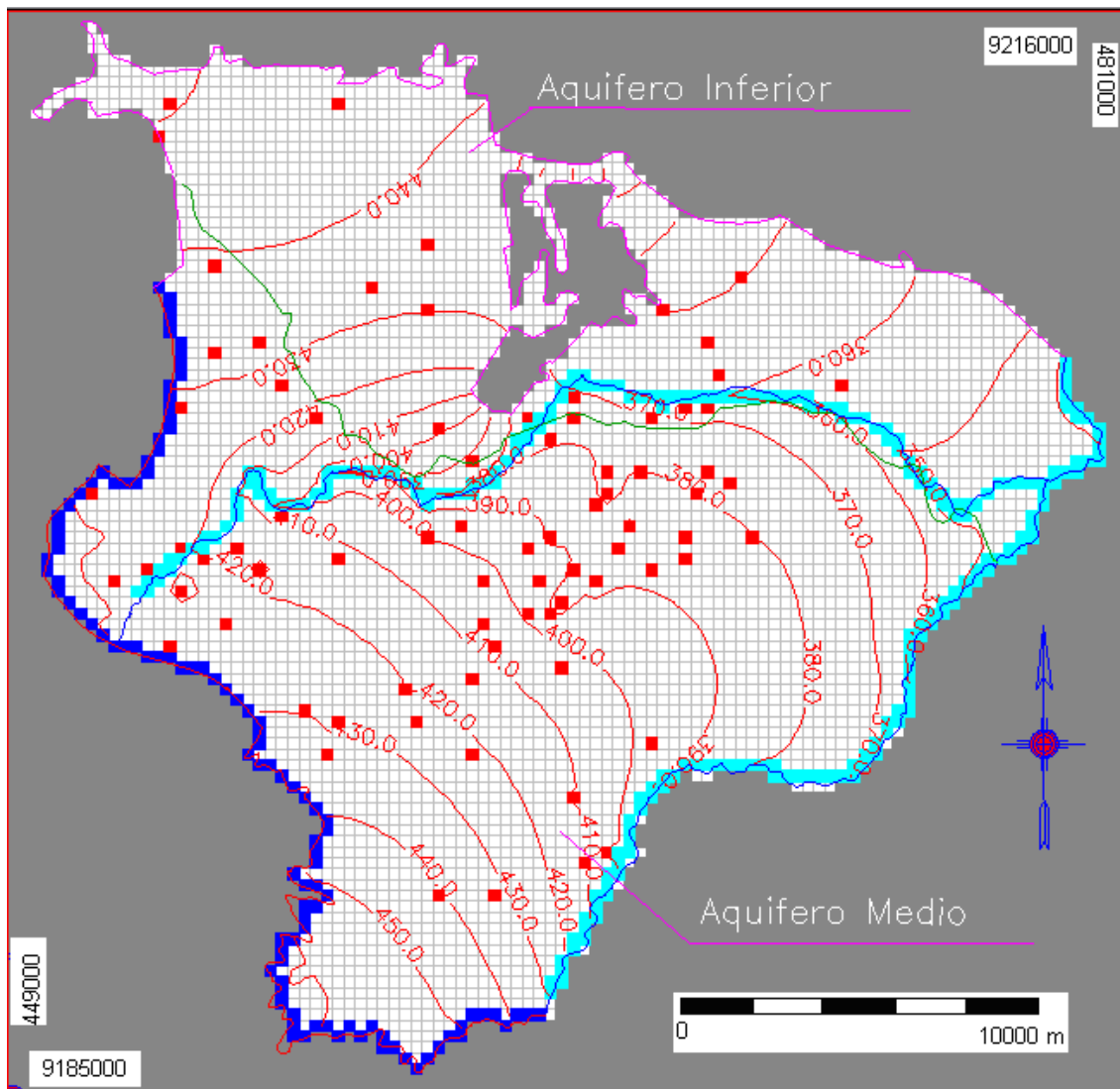


FIGURA 4.12 – Variação das linhas equipotenciais, de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.

Simbologia: ■ Cursos d'água; ■ Poços em uso; ■ Contribuição da Chapada; ■ Células inativas do modelo; ~ Divisão dos sistemas aquíferos.

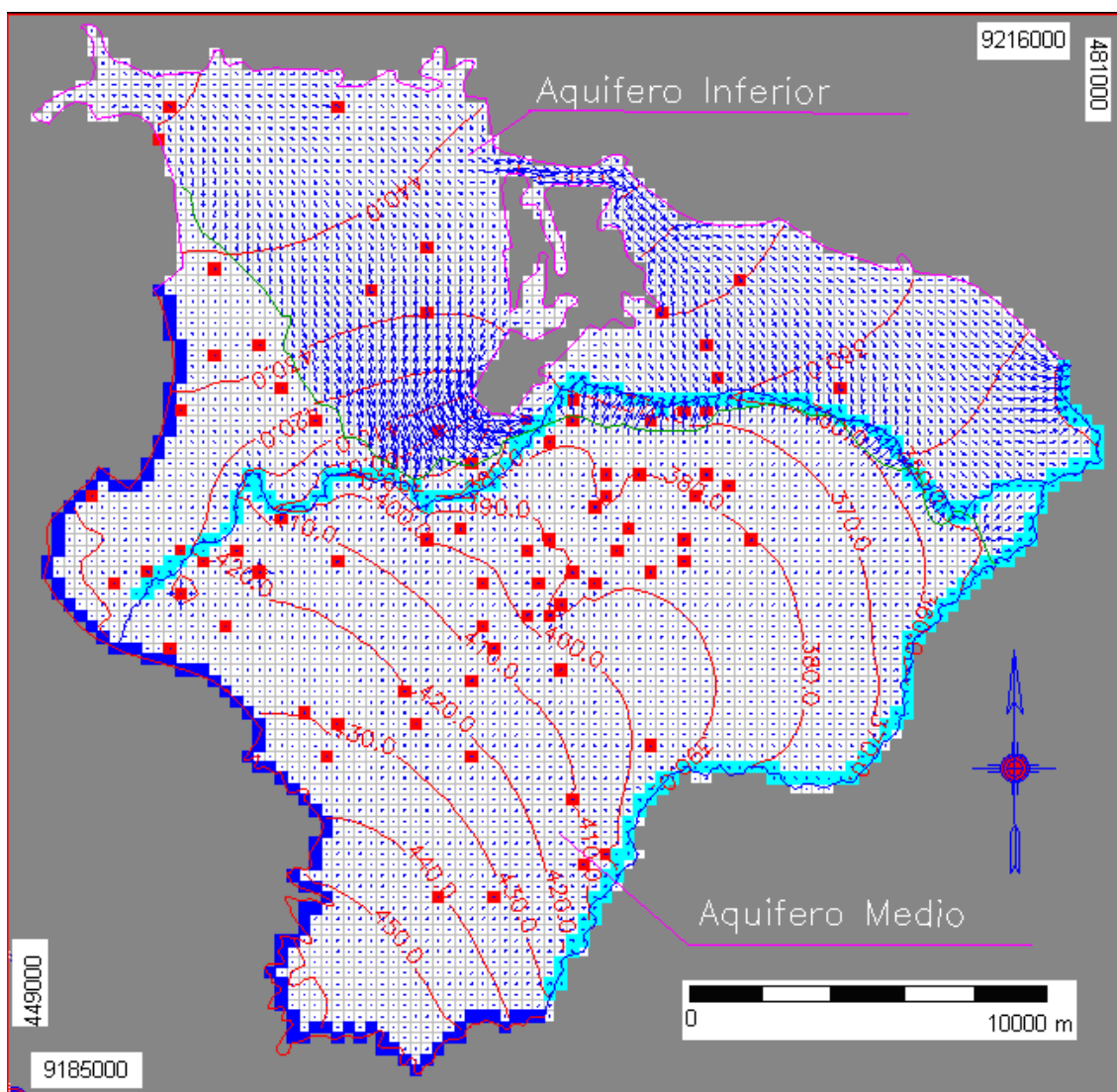


FIGURA 4.13 – Fluxo na camada 1, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.

Simbologia: ■ Cursos d'água; ■ Poços em uso; ■ Contribuição da Chapada; ■ Células inativas do modelo; --- Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

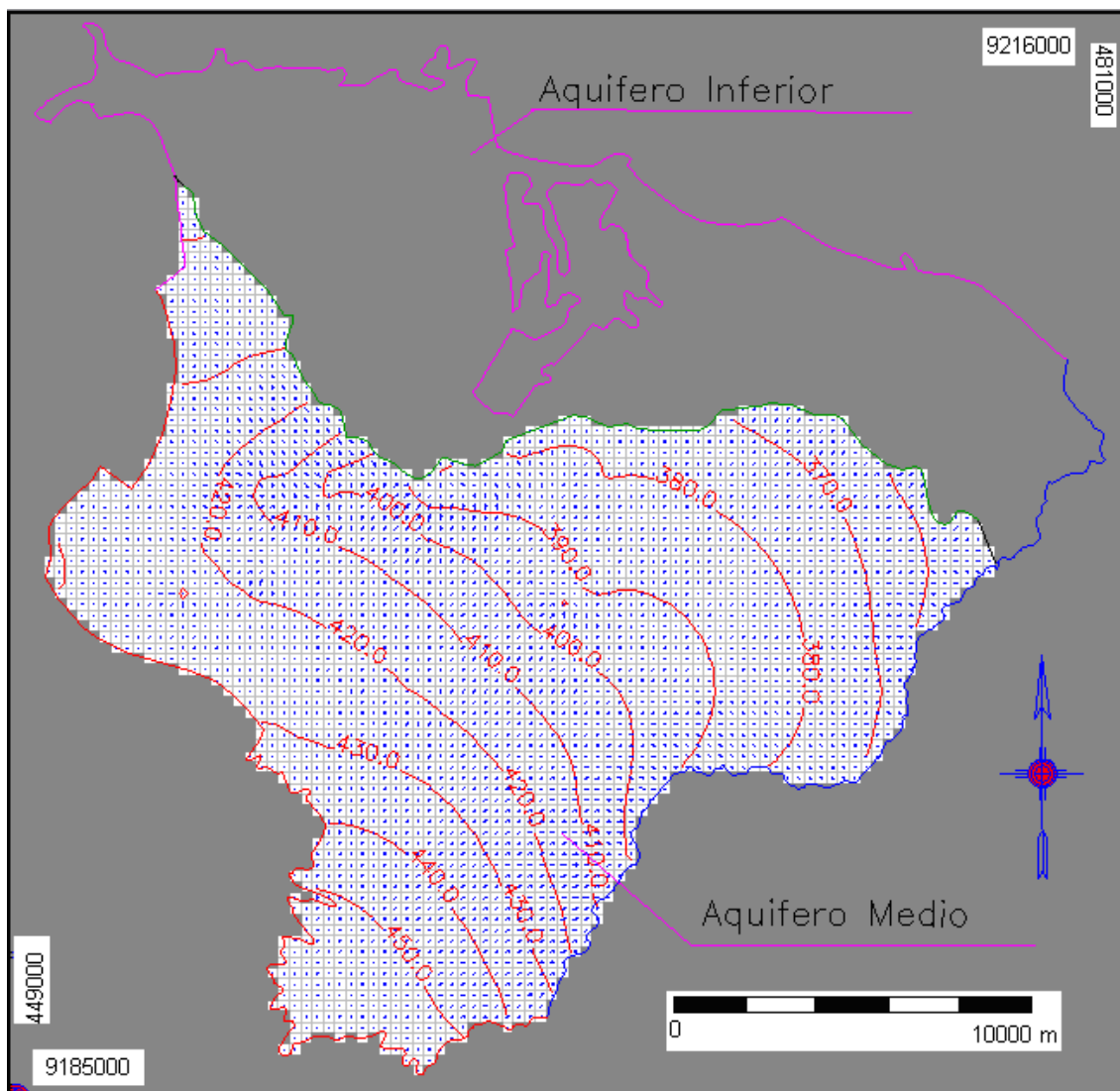


FIGURA 4.14 – Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

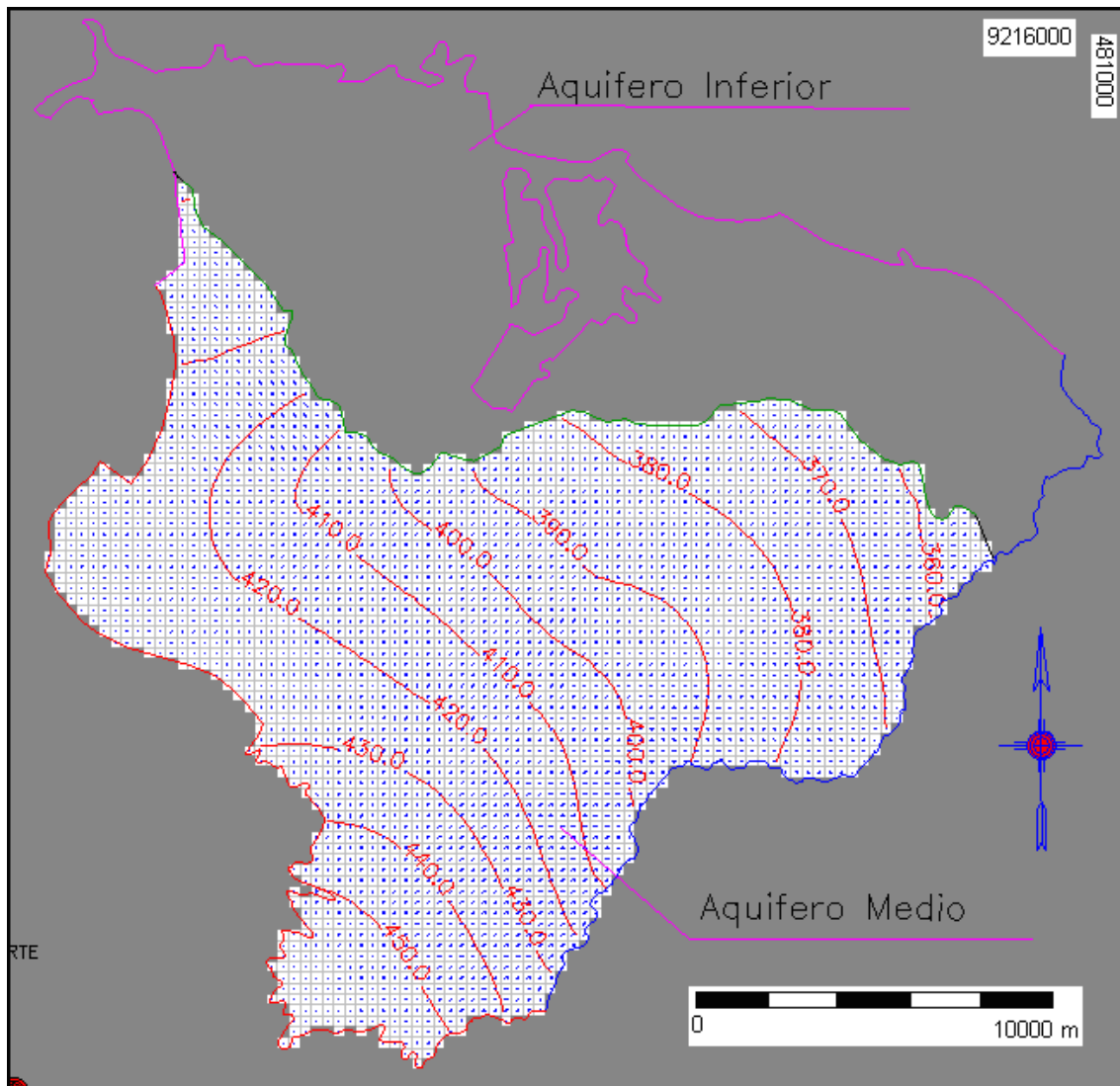


FIGURA 4.15 – Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

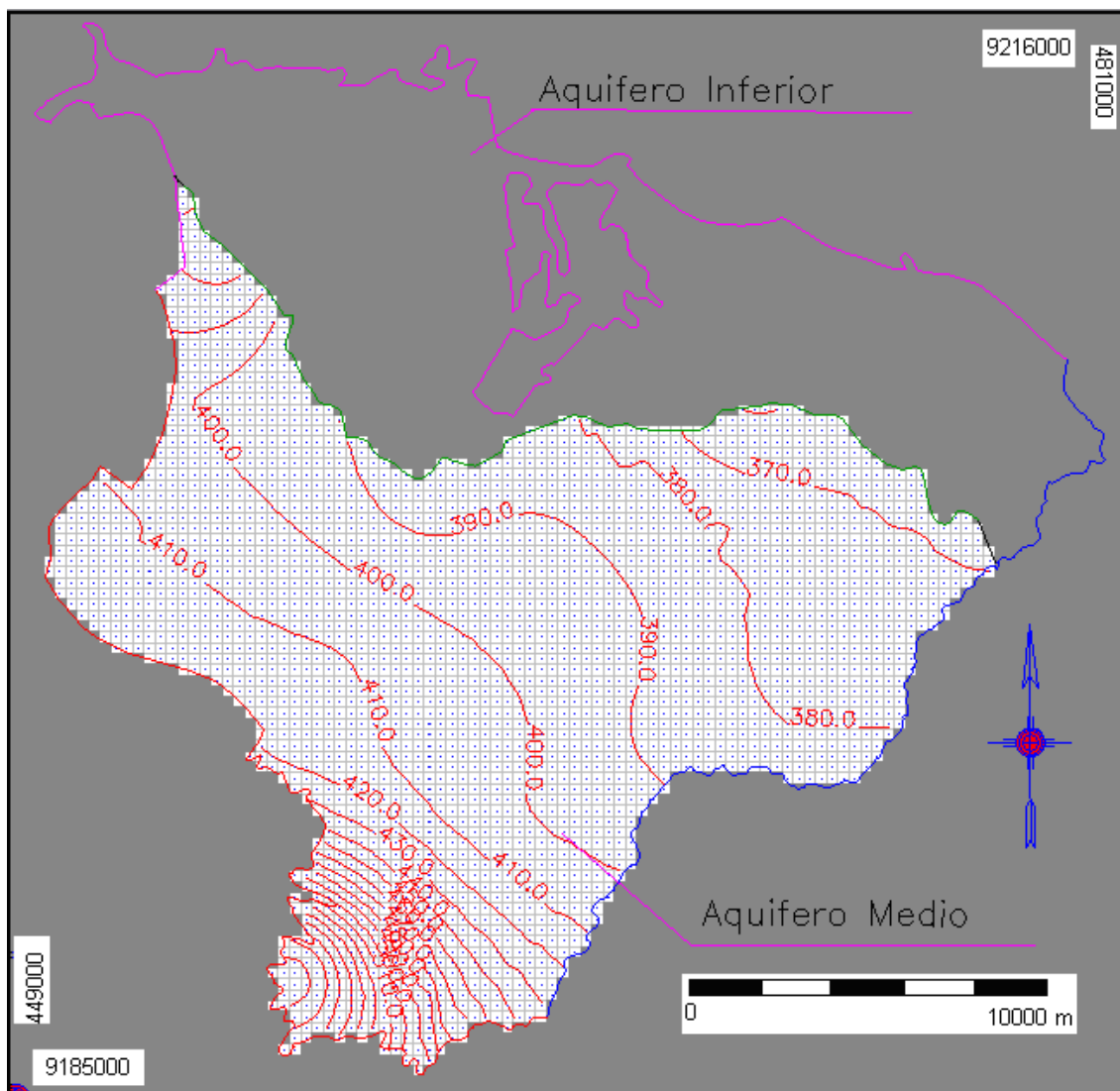


FIGURA 4.16 – Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

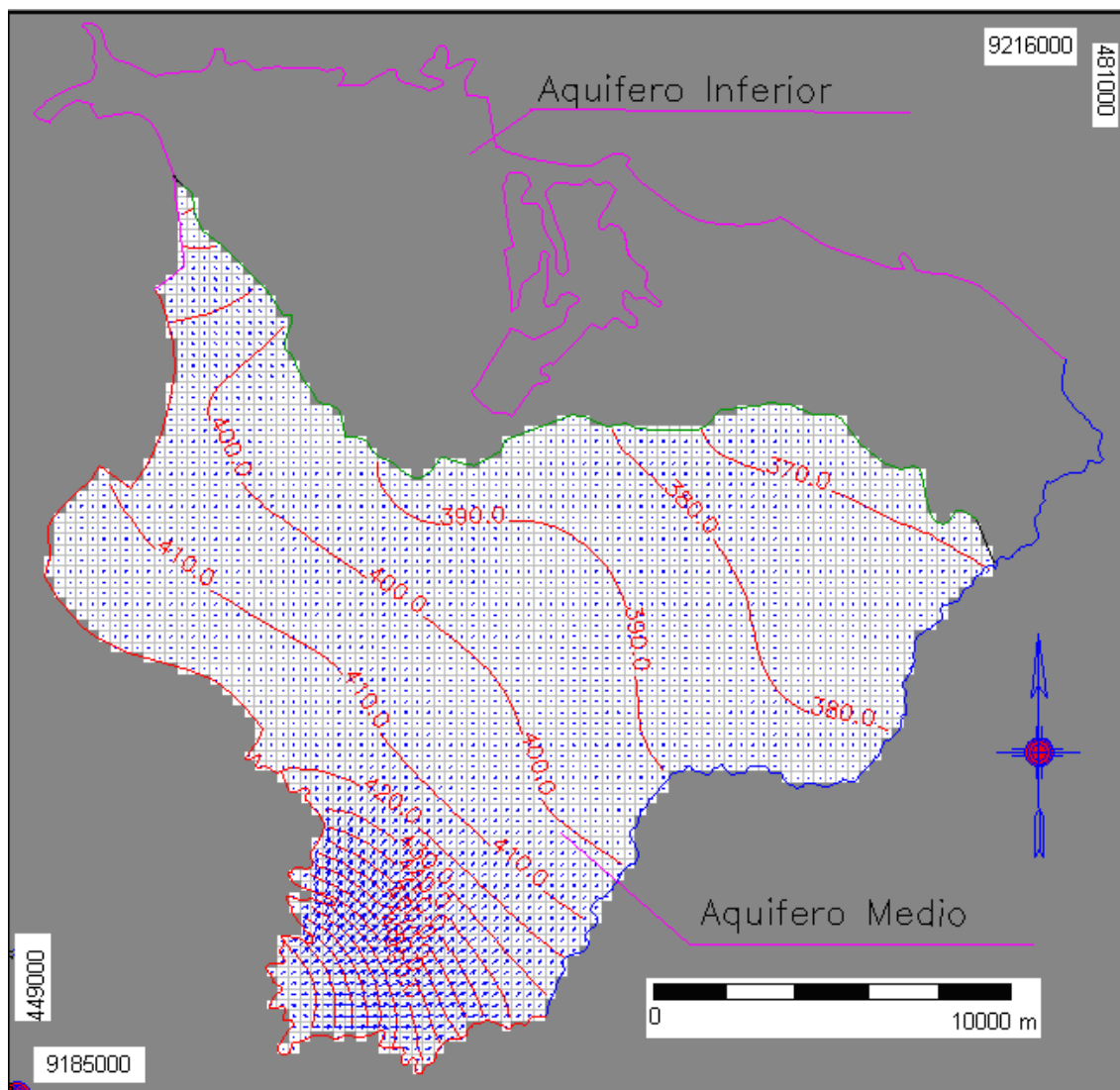


FIGURA 4.17 – Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 2.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

4.3 Simulação 3 – Fluxo da Água Subterrânea em Regime Transiente no Período Seco.

A Simulação 3 foi realizada em regime transiente e suas características estão na tabela abaixo:

Tabela 4.5 – Características da Simulação 3.

Parâmetros	Valores	
Condutividade Hidráulica (K)	Camada 1	Aqüífero inferior – 9×10^{-6} m/s Aqüífero médio – 5×10^{-6} m/s
	Camada 2	1×10^{-5} m/s
	Camada 3	1×10^{-5} m/s
	Camada 4	1×10^{-10} m/s
	Camada 5	4×10^{-6} m/s
Porosidade Efetiva	Camada 1	Aqüífero inferior – 0.02 Aqüífero médio – 0.1
	Camada 2	0.1
	Camada 3	0.1
	Camada 4	0.03
	Camada 5	0.02
Armazenamento Específico	Camada 1	1×10^{-7} 1/m
	Camada 2	1×10^{-7} 1/m
	Camada 3	1×10^{-7} 1/m
	Camada 4	$1,3 \times 10^{-3}$ 1/m
	Camada 5	1×10^{-4} 1/m
Coeficiente de Armazenamento	Camada 1	Aqüífero inferior – 1×10^{-4} Aqüífero médio – 2×10^{-4}
	Camada 2	2×10^{-4}
	Camada 3	2×10^{-4}
	Camada 4	1×10^{-2}
	Camada 5	1×10^{-4}
Duração (tempo)	180 dias	
Infiltração Efetiva	11 mm	
Regime de Escoamento	Transiente	
Resultado	Após 180 dias	

Esta simulação apresentou linhas equipotenciais variando de 337,33 m a 444,78 m ao longo do aquífero, como mostrado na FIGURA 4.19, com um gradiente médio de $3,69 \times 10^{-3}$ m/m e uma velocidade média no fluxo para as camadas 1, 2 e 3 com valores médios de 5,48 cm/dia, 4,09 cm/dia e 2,46 cm/dia, respectivamente. Já para as camadas 4 e 5 a velocidade média do fluxo foi de 0,0675 cm/ano e 9,16 cm/dia, respectivamente.

Abaixo a FIGURA 4.18 e a Tabela 4.6 mostram o balanço hídrico do cenário da Simulação 3.

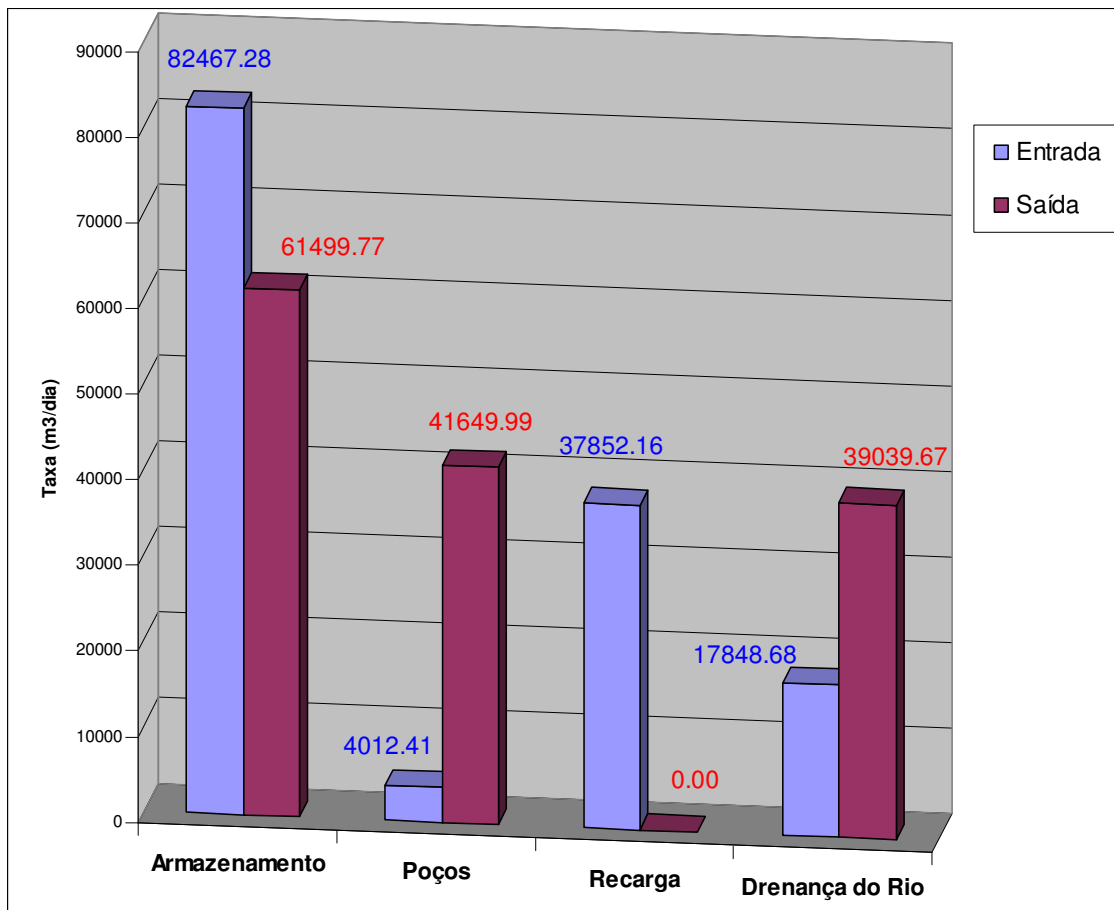


FIGURA 4.18 – Balanço hídrico do modelo no cenário para a Simulação 3, em regime transiente no período seco.

Tabela 4.6 – Balanço hídrico calculado pelo modelo, Simulação 3 em regime transiente período seco

Parâmetros	Entrada (m³/dia)	Saída (m³/dia)
Armazenamento	82467,28	61499,77
Poços	4012,41	41649,99
Recarga	37852,16	0,00
Drenança do Rio	17848,68	39039,67
Total	142180,52	142189,63
Diferença		8,91

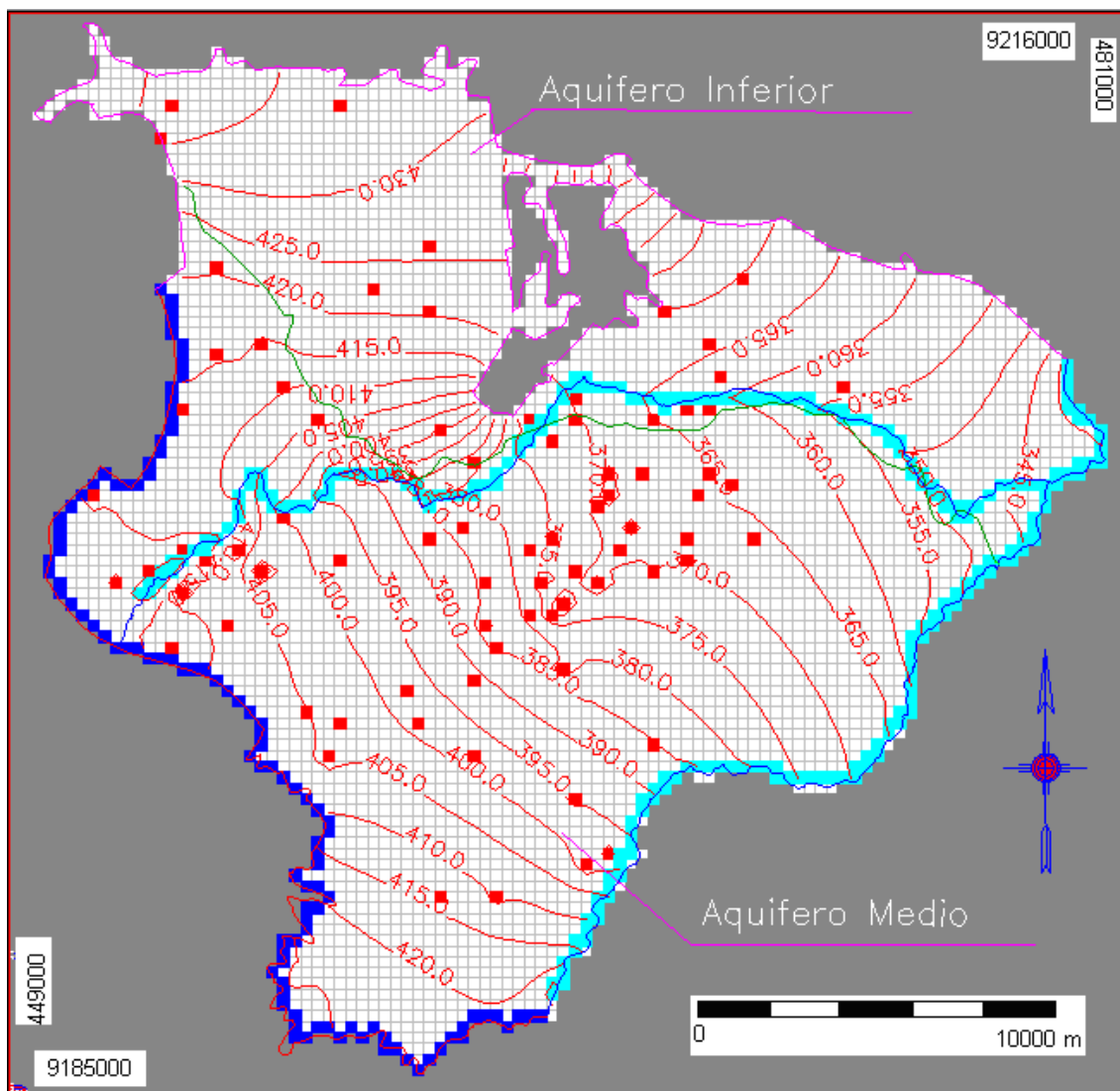


FIGURA 4.19 – Variação das linhas equipotenciais, de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.

Simbologia: Cursos d'água; Poços em uso; Contribuição da Chapada; Células inativas do modelo; ~~~~ Divisão dos sistemas aquíferos.

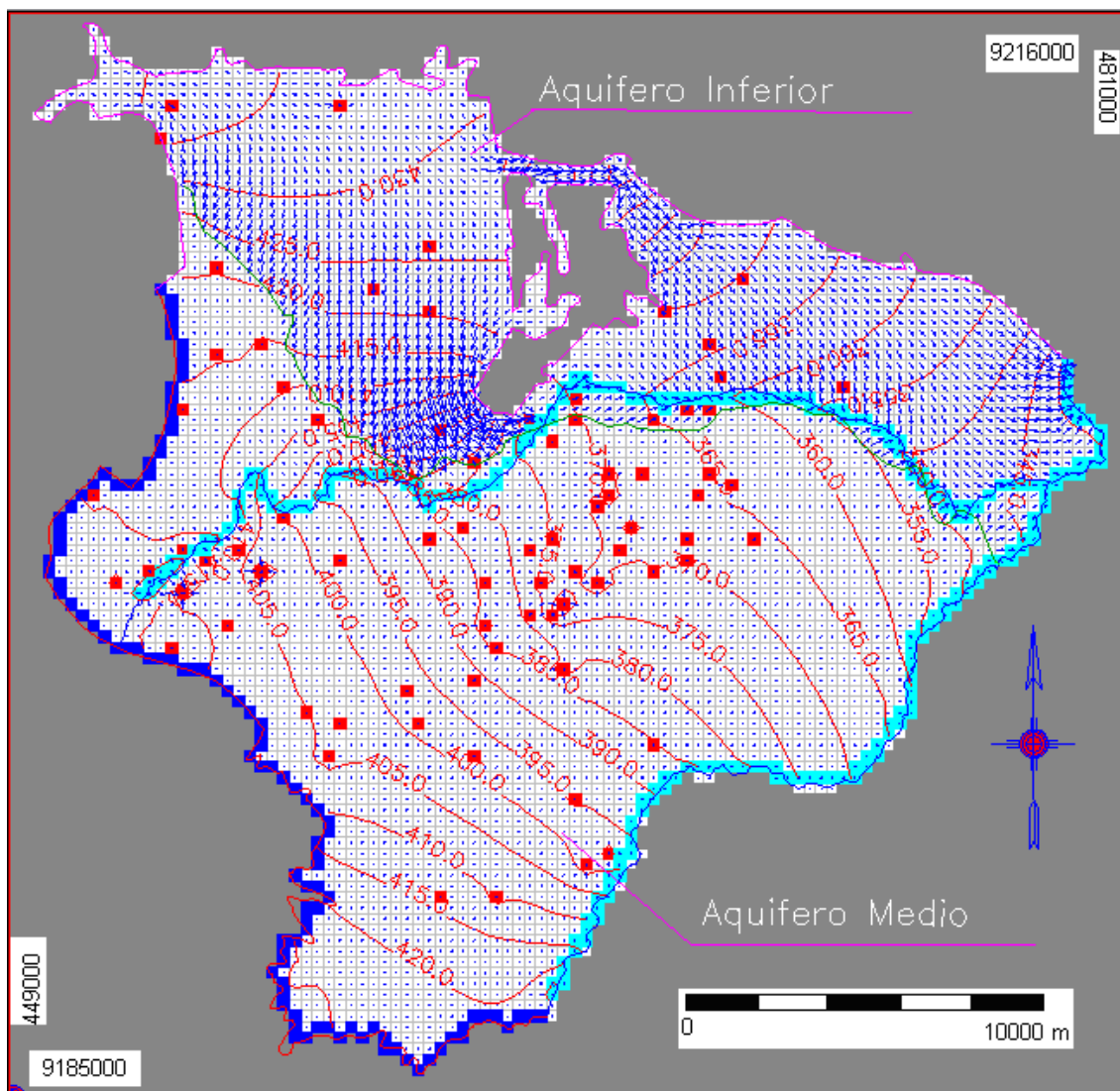


FIGURA 4.20 – Fluxo na camada 1, e curvas potenciométricas de 5,0 em 5,0 metros, para a Simulação 3.

Simbologia: ■ Cursos d'água; ■ Poços em uso; ■ Contribuição da Chapada; ■ Células inativas do modelo; ~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

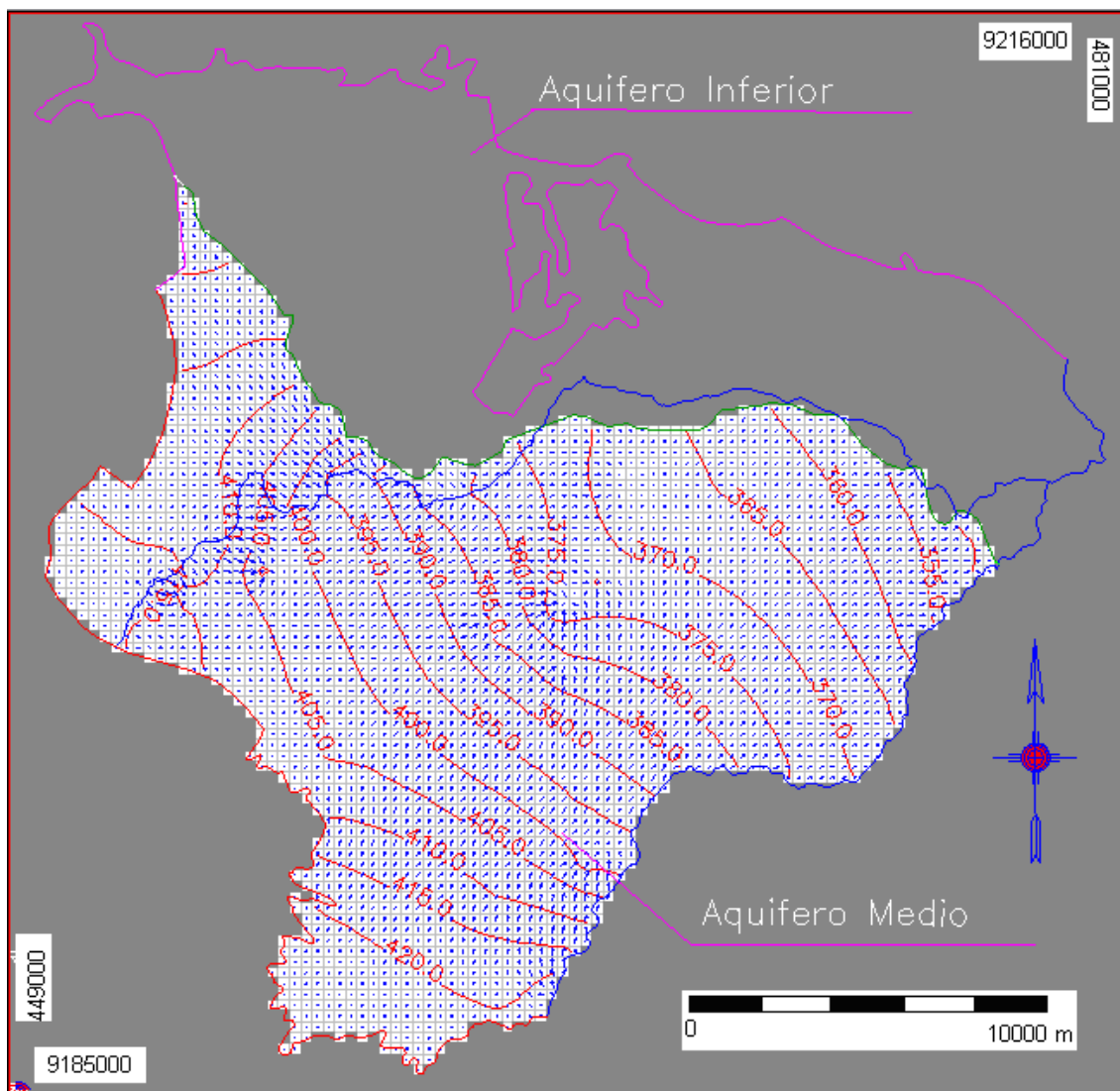


FIGURA 4.21 – Fluxo na camada 2, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

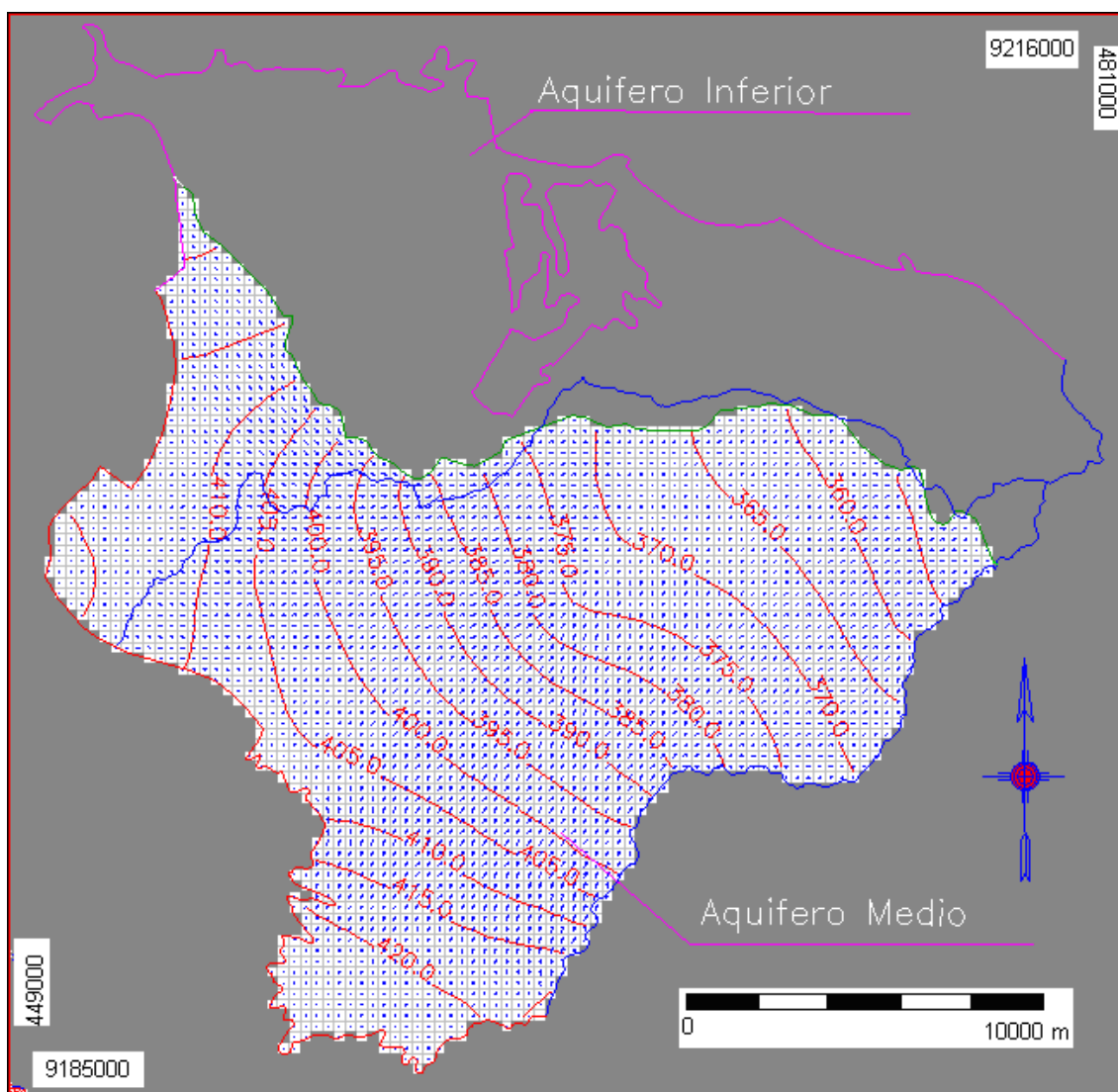


FIGURA 4.22 – Fluxo na camada 3, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

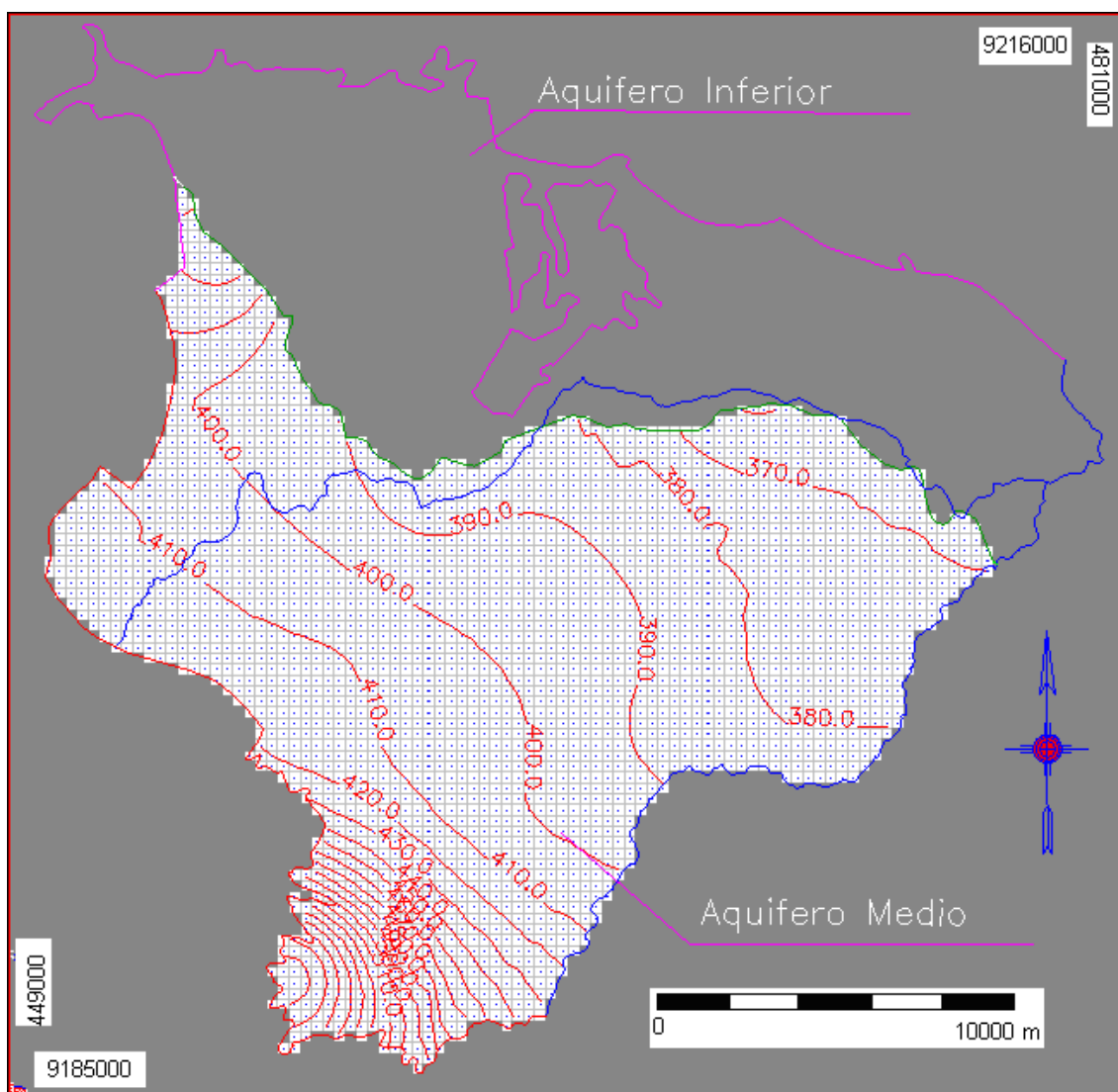


FIGURA 4.23 – Fluxo na camada 4, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~~~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

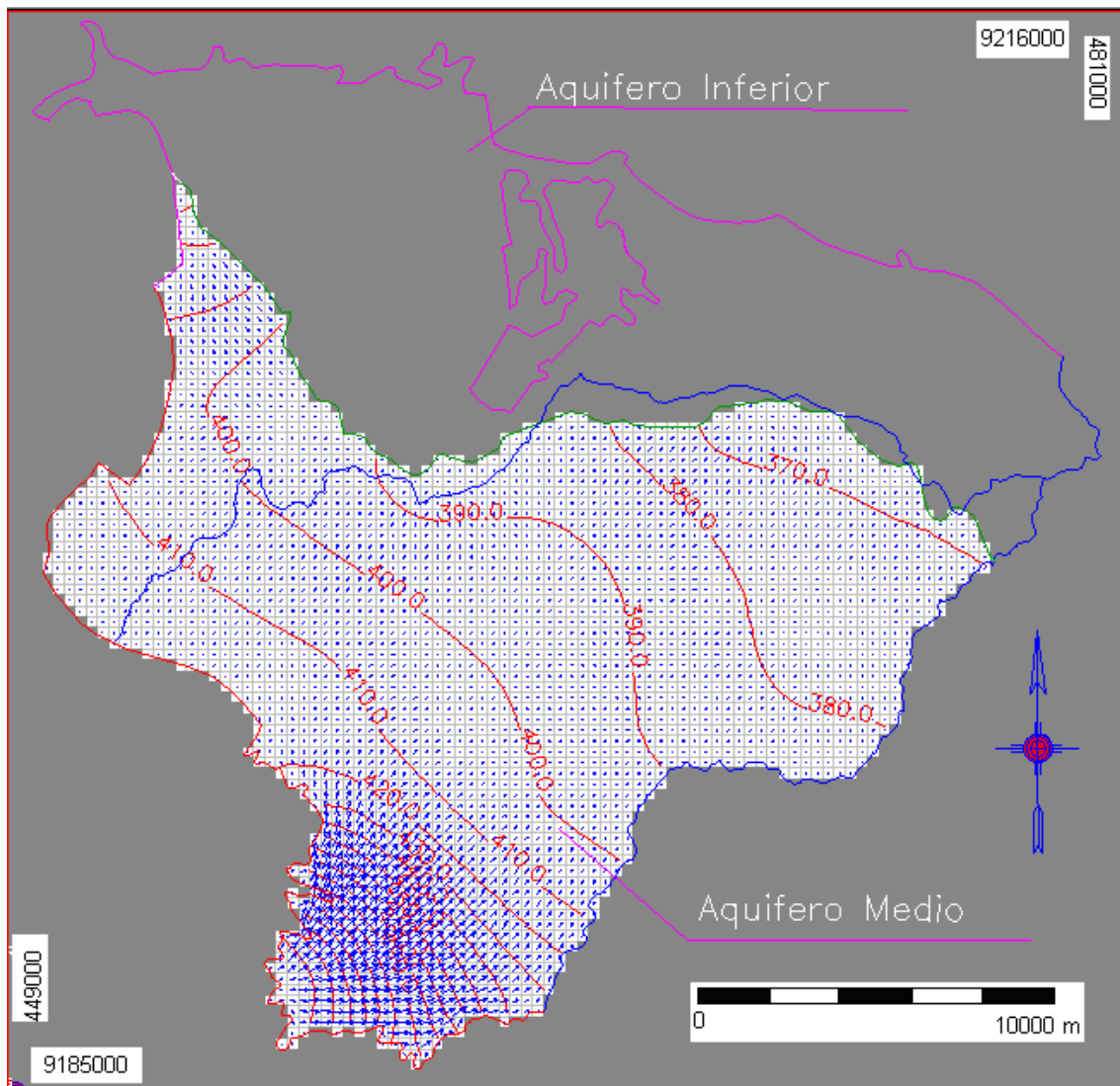


FIGURA 4.24 – Fluxo na camada 5, e curvas potenciométricas de 10,0 em 10,0 metros, para a Simulação 3.

Simbologia: ■ Células inativas do modelo; ~ Divisão dos sistemas aquíferos. ↓ Vetor de Fluxo.

4.4 Calibração do Modelo

Com os dados disponíveis de duas fontes diferentes (COGERH e CPRM) obtivemos as linhas potenciométricas observadas. Após se avaliar o comportamento do aquífero com os dados disponíveis da área fez-se uma tentativa de calibrar o modelo. Como tínhamos apenas as cargas observadas e não dispúnhamos de testes de bombeamento na área de estudo, que nos desse os contornos da condutividade hidráulica, mas apenas valores médios de toda a área. Então partindo dessas cargas potenciométricas observadas que resolvemos utilizar um método de calibração que leva em conta o gradiente hidráulico.

Com os dados disponíveis foram geradas as linhas potenciométricas observadas a partir da distribuição dos níveis estáticos observados. Com os dados fornecidos pela COGERH conseguimos um total de 76 poços com nível estático e da CPRM apenas 12 poços na área de estudo. Abaixo as curvas potenciométricas observadas geradas a partir das duas fontes de dados.

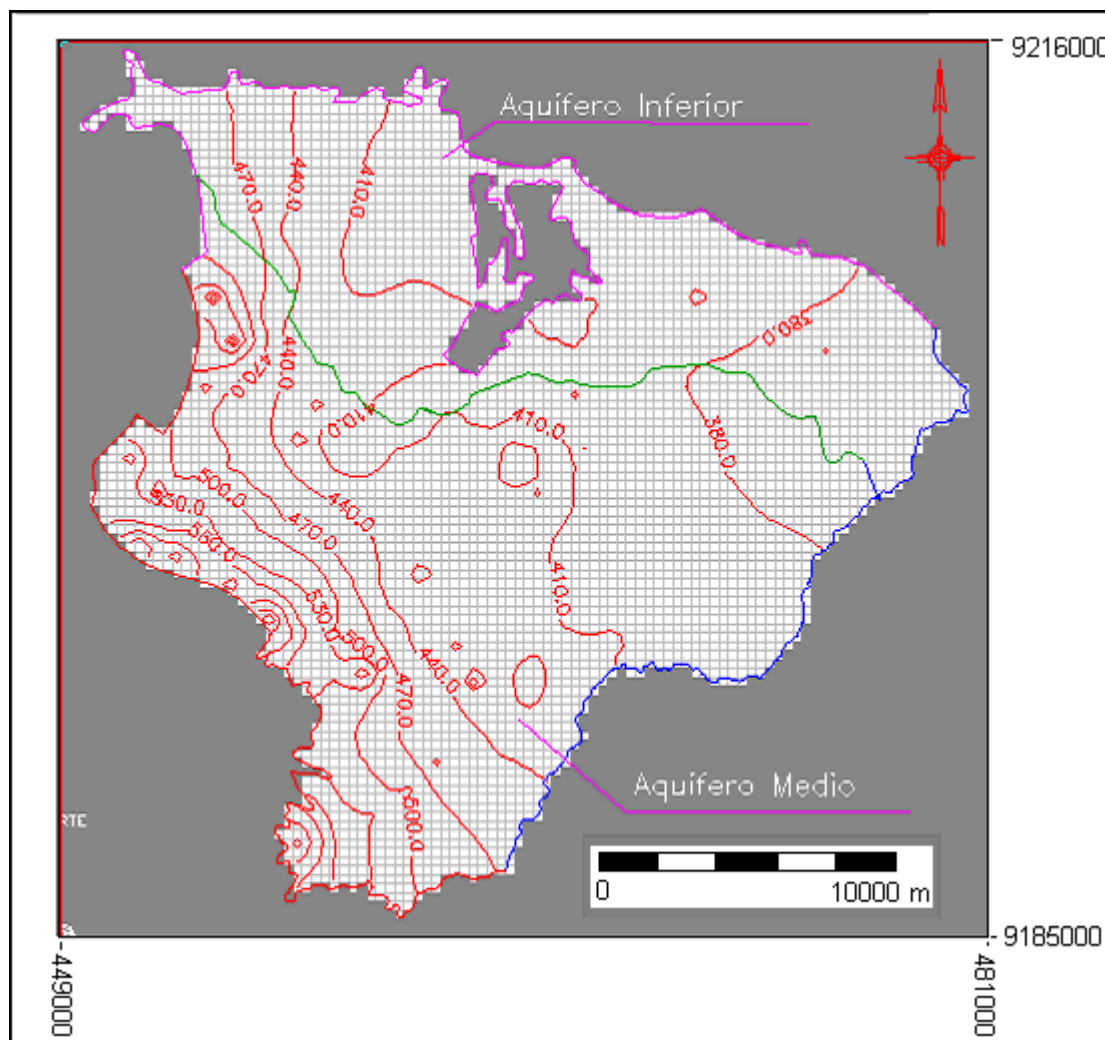


FIGURA 4.25 – Linhas potenciométricas de 20 em 20 m, geradas a partir do nível estático de 76 poços com dados fornecidos pela COGERH.

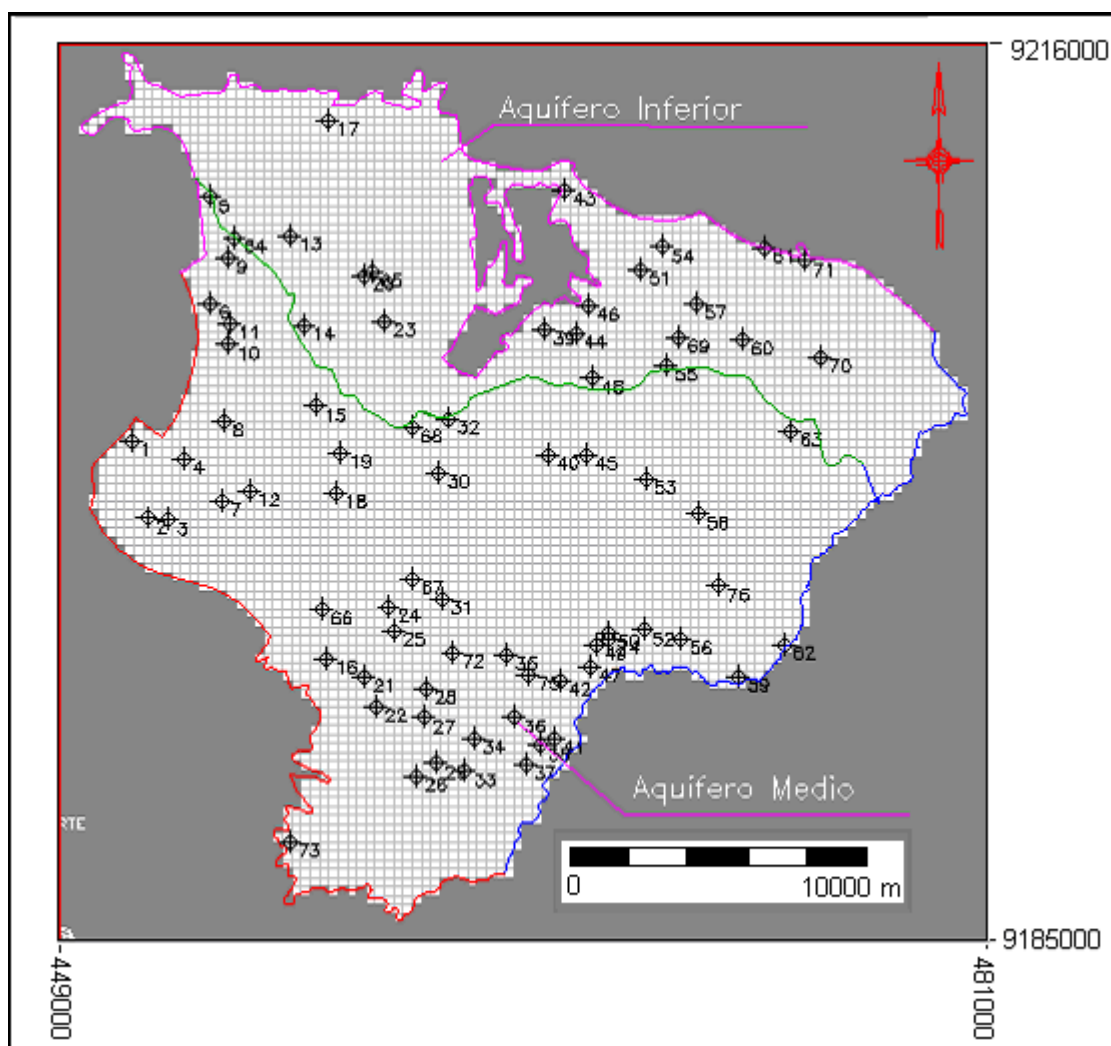


FIGURA 4.26 – Distribuição dos 76 poços, com nível estático medido, fornecidos pela COGERH.

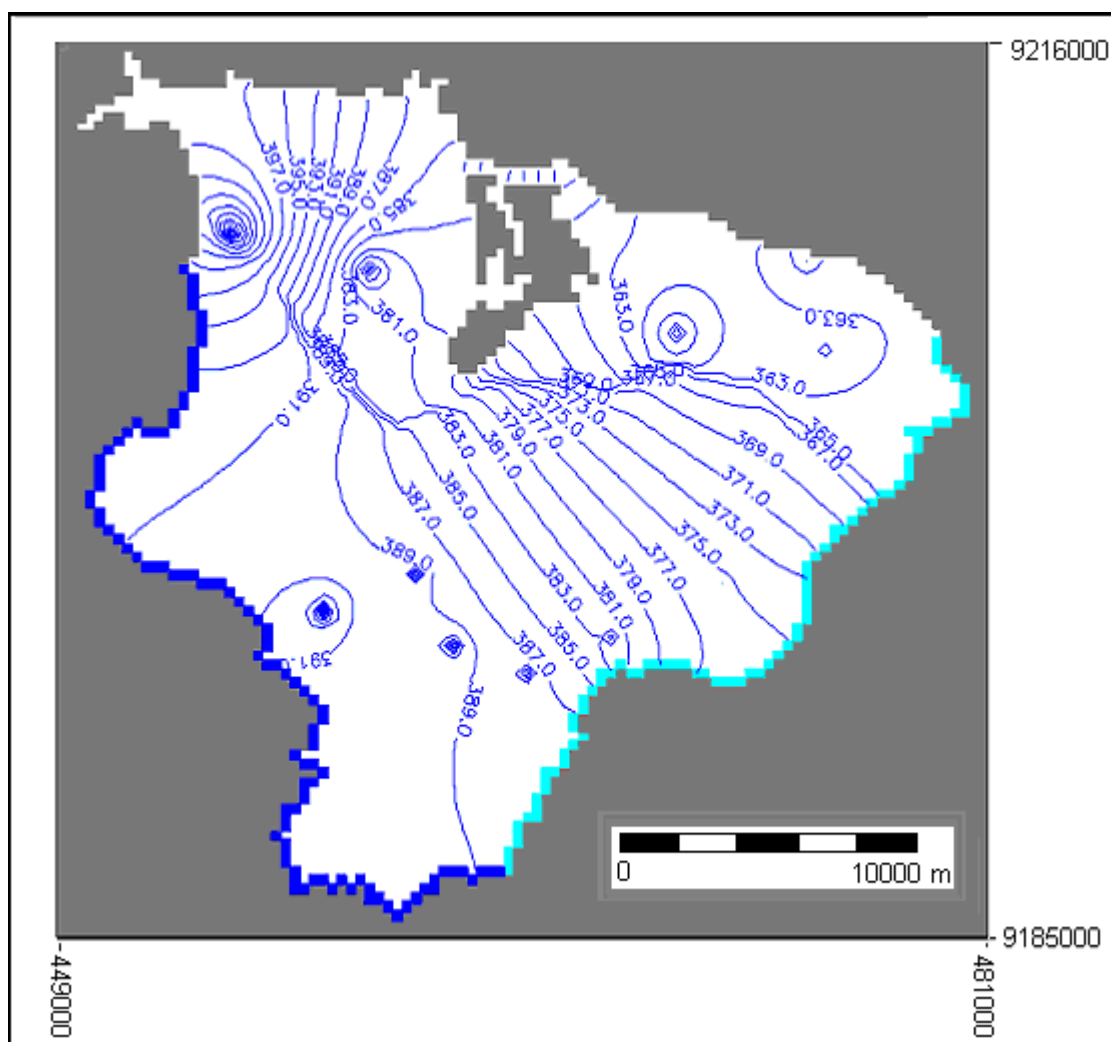


FIGURA 4.27 – Linhas potenciométricas de 2 em 2 m, geradas a partir do nível estático de 12 poços com dados fornecidos pela CPRM.

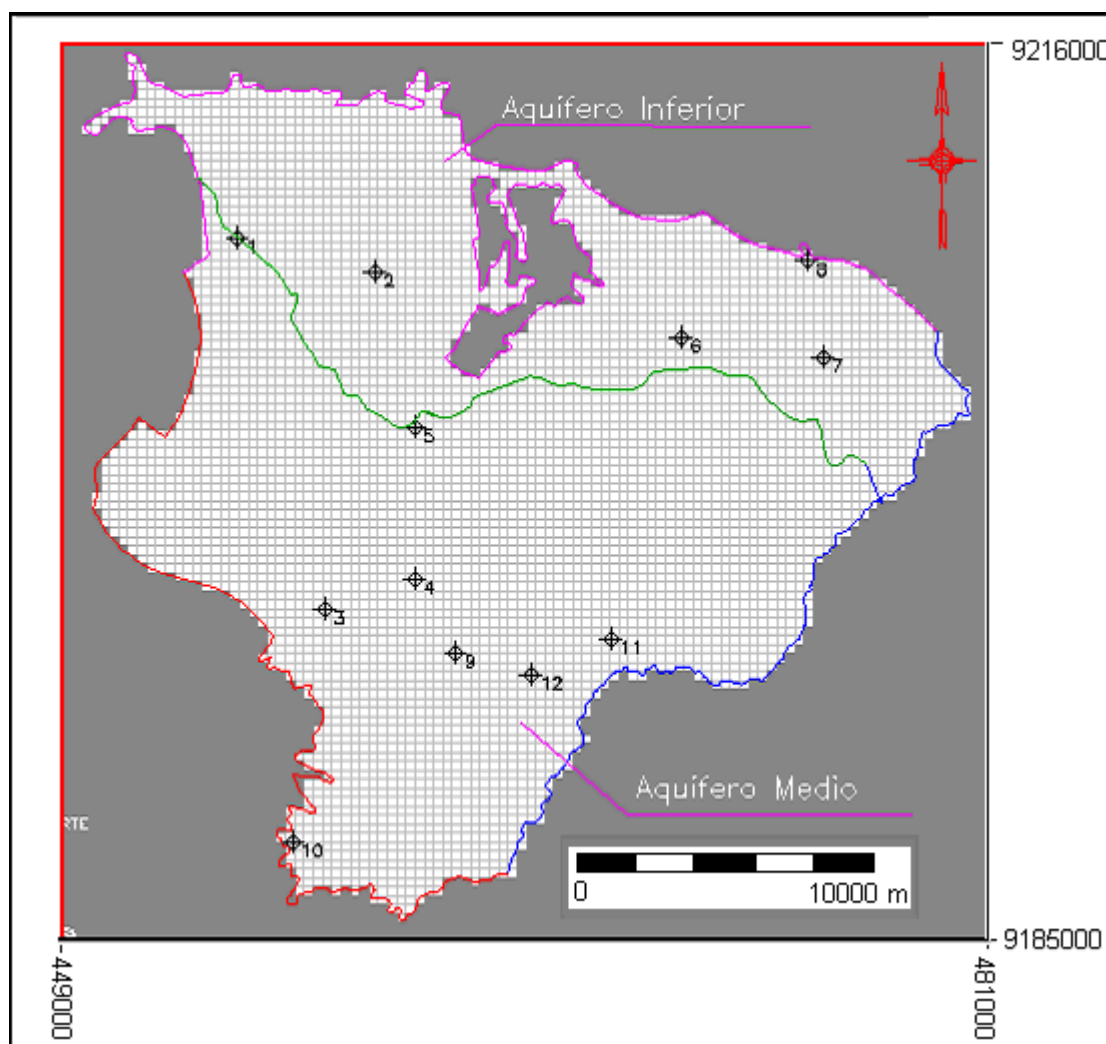


FIGURA 4.28 – Distribuição dos 12 poços, com nível estático medido, fornecidos pela CPRM.

Uma maior quantidade e distribuição pode ser percebida nos dados da COGERH e isso explica a variação entre as linhas equipotenciais observadas que ficaram entre 454,4 m e 678,9 m. Enquanto nos dados de monitoramento fornecidos pela CPRM a variação das linhas potenciométricas ficou entre 353 e 424 m. Isso pode ser explicado pela diferença de quantidade e distribuição desse dados. Como não tínhamos conhecimento do zoneamento das condutividades hidráulicas da região de estudo, sendo esse zoneamento essencial para a calibração do modelo pelo pacote PEST contido no PMWIN-Pro, é que foi desenvolvido um programa de calibração em linguagem Fortran que retorna as condutividades hidráulicas a partir do gradiente hidráulico observado.

Para a validação do programa de calibração pelo Método do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA) foram testados dois exemplos. Os exemplos estão descritos detalhadamente no Anexo I.

4.4.1 Exemplos de Validação do MIGHA

O primeiro exemplo tem as condições de contorno: rio na parte norte, contribuição da fronteira montanhosa na parte oeste, na parte sul fronteira impermeável e carga especificada no lado leste, além de dois poços de bombeamento. Abaixo a área do exemplo de validação 1 com os contornos da condutividade hidráulica necessários para a calibração pelo PEST (FIGURA 4.29). E na FIGURA 4.30 o contorno da condutividade depois da calibração pelo MIGHA que retornou um zoneamento apenas com o conhecimento das cargas hidráulicas observadas.

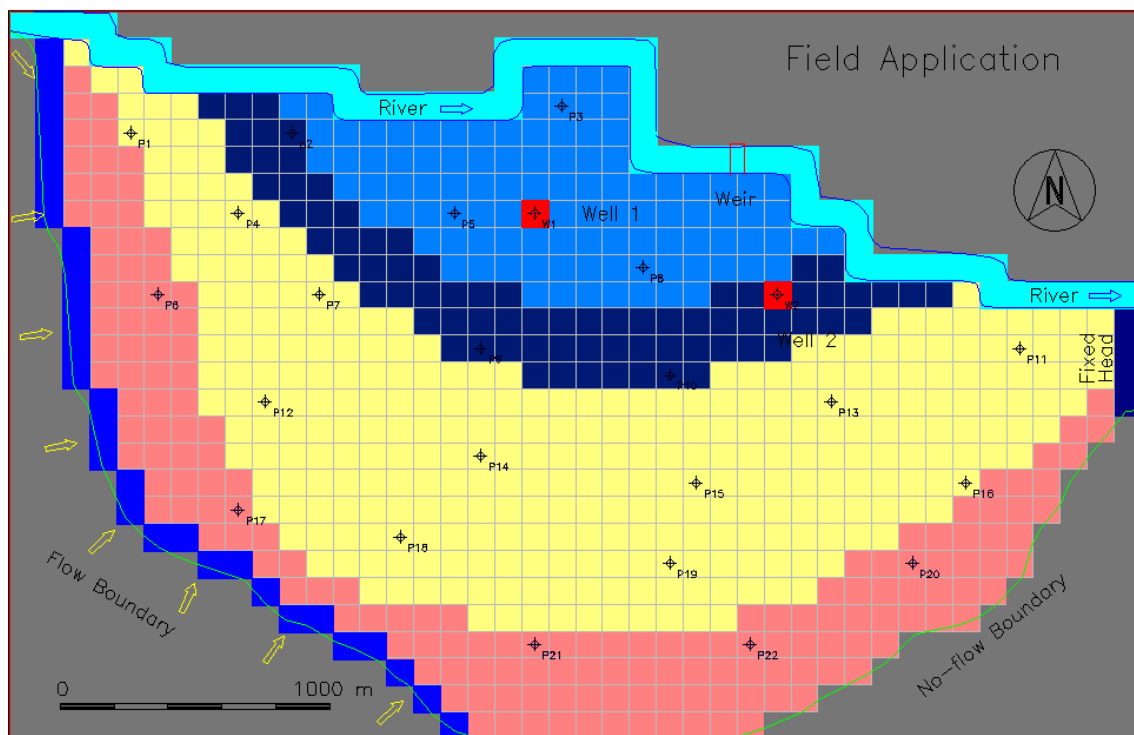


FIGURA 4.29 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K).

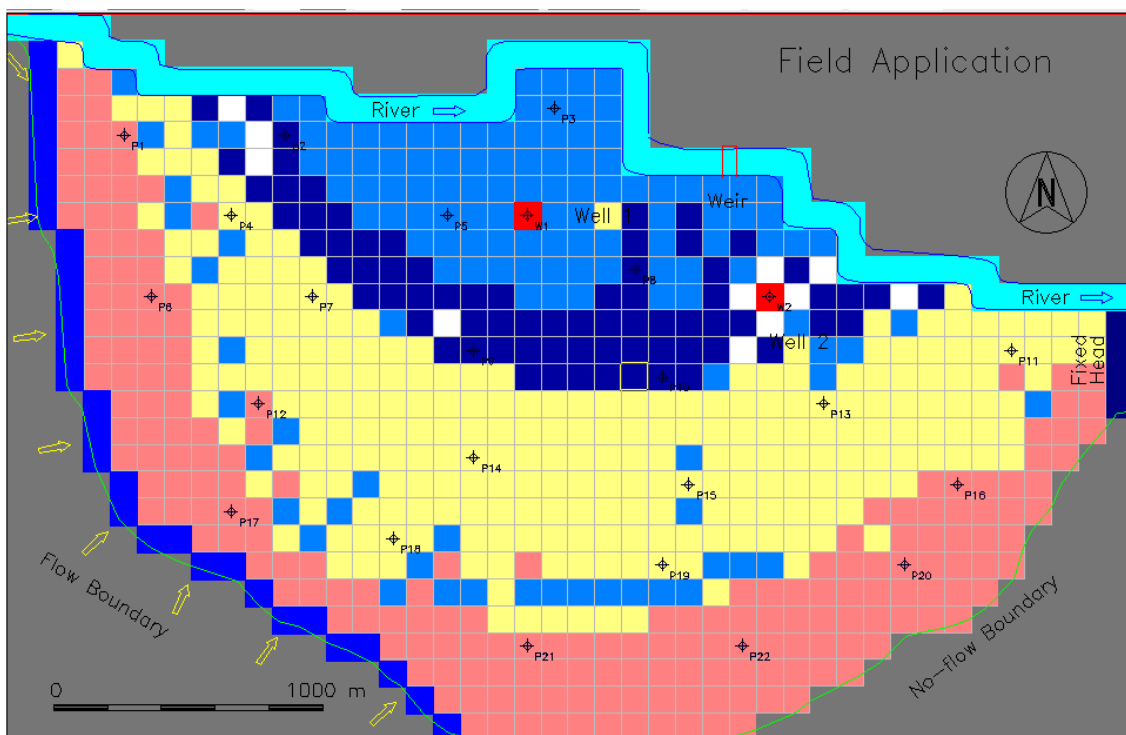


FIGURA 4.30 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K) obtidas pelo MIGHA depois do processo de calibração.

A variância, que leva em conta apenas os 24 poços de observação, no início da calibração do exemplo de validação 1 era de $8,5 \times 10^{-1}$ m e na iteração de número 39 esse valor baixou para $2,63 \times 10^{-4}$ m (ver Figura 4.33). A raiz do erro quadrático médio, que leva em conta todas as células ativas do modelo, era de $9,83 \times 10^{-1}$ m na iteração 1 e passou para $5,74 \times 10^{-3}$ m na iteração 39. Além da variância e da raiz do erro quadrático médio que avaliam o comportamento das cargas hidráulicas simuladas em relação às cargas hidráulicas observadas em campo, o comportamento do fluxo é avaliado através da média dos ângulos formados entre os vetores dos gradientes hidráulicos calculados e observados em cada célula ativa do modelo. No início da iteração a média dos ângulos formados pelos vetores dos gradientes hidráulicos observados e calculados era de 19,44 graus e passou a 1,30 graus na iteração 39. Isso mostra a convergência do fluxo para as cargas observadas. Abaixo podemos observar a distribuição das cargas hidráulicas observadas no início da calibração (FIGURA 4.31) e depois de calibrada (FIGURA 4.32).

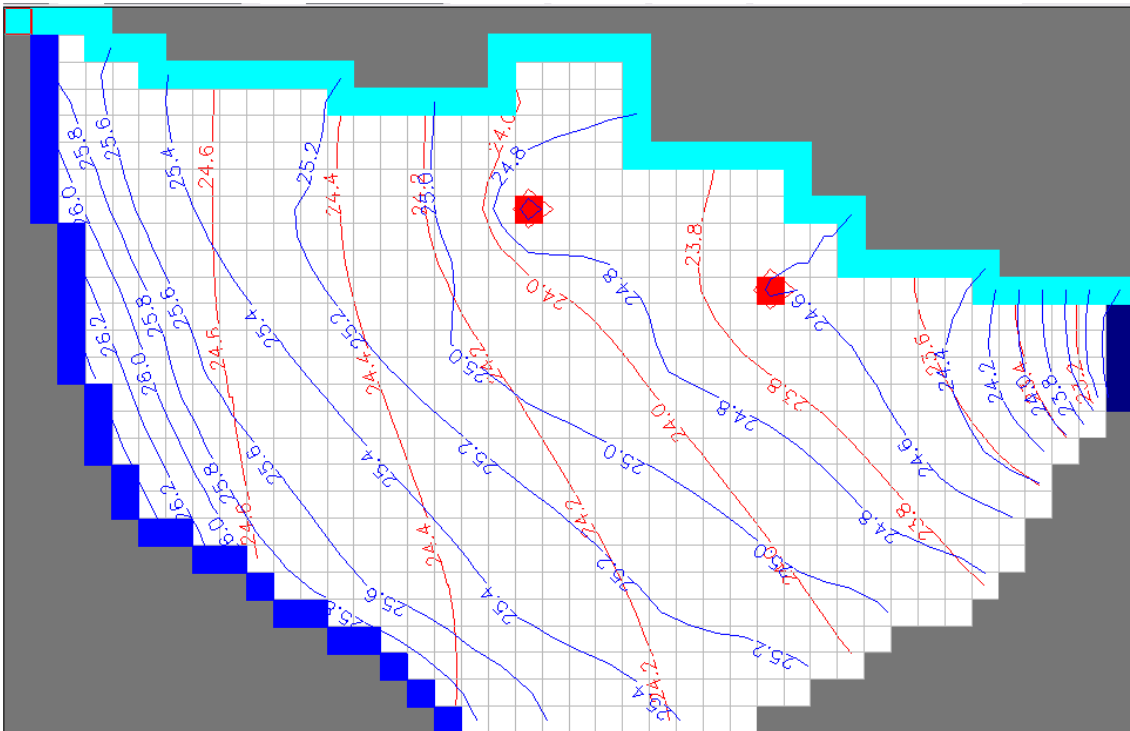


FIGURA 4.31 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1, usando MIGHA.

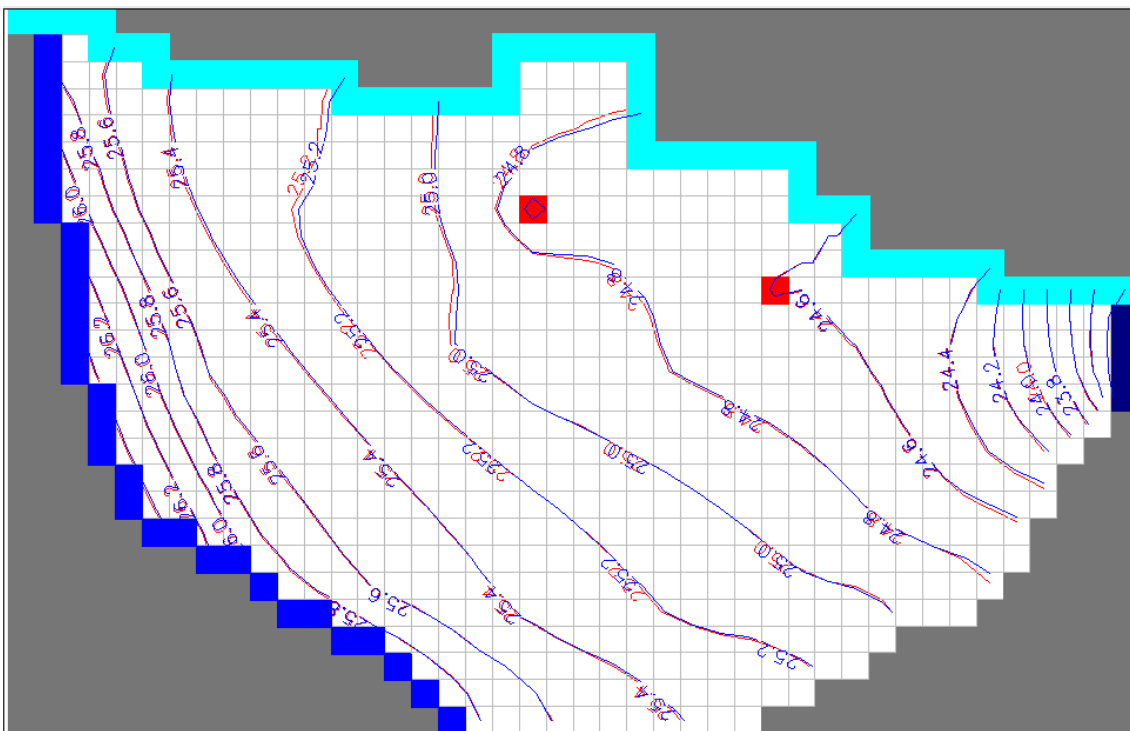


FIGURA 4.32 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 39, usando MIGHA.

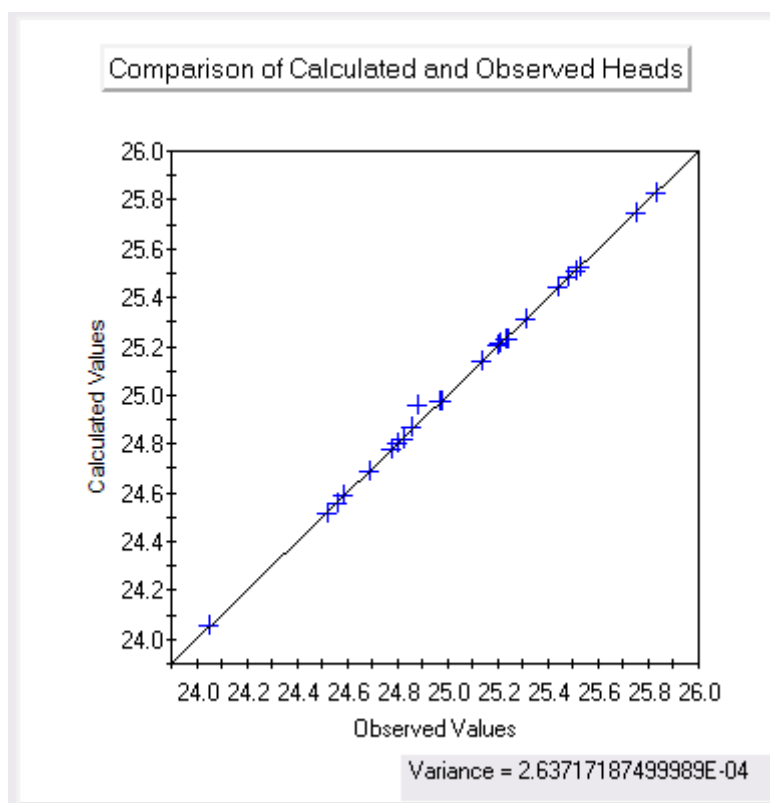


FIGURA 4.33 – Resultado da calibração no ciclo 39 usando MIGHA. Cargas hidráulicas calculadas por observadas

O exemplo de validação 2 é uma área mais simples com apenas um poço de bombeamento com carga especificada nos lados leste e oeste e contorno impermeável nos lados norte e sul. A raiz do erro quadrático médio e a média da soma dos ângulos entre os vetores dos gradientes hidráulicos calculados e observados no início da iteração era 4,29 m e 64,58 graus, respectivamente, e na iteração 26 esses valores eram de 1,29 m e 1,66 graus. Abaixo as linhas potenciométricas no início da iteração com a condutividade hidráulica arbitrária (FIGURA 4.34) e depois de calibrada (FIGURA 4.35).

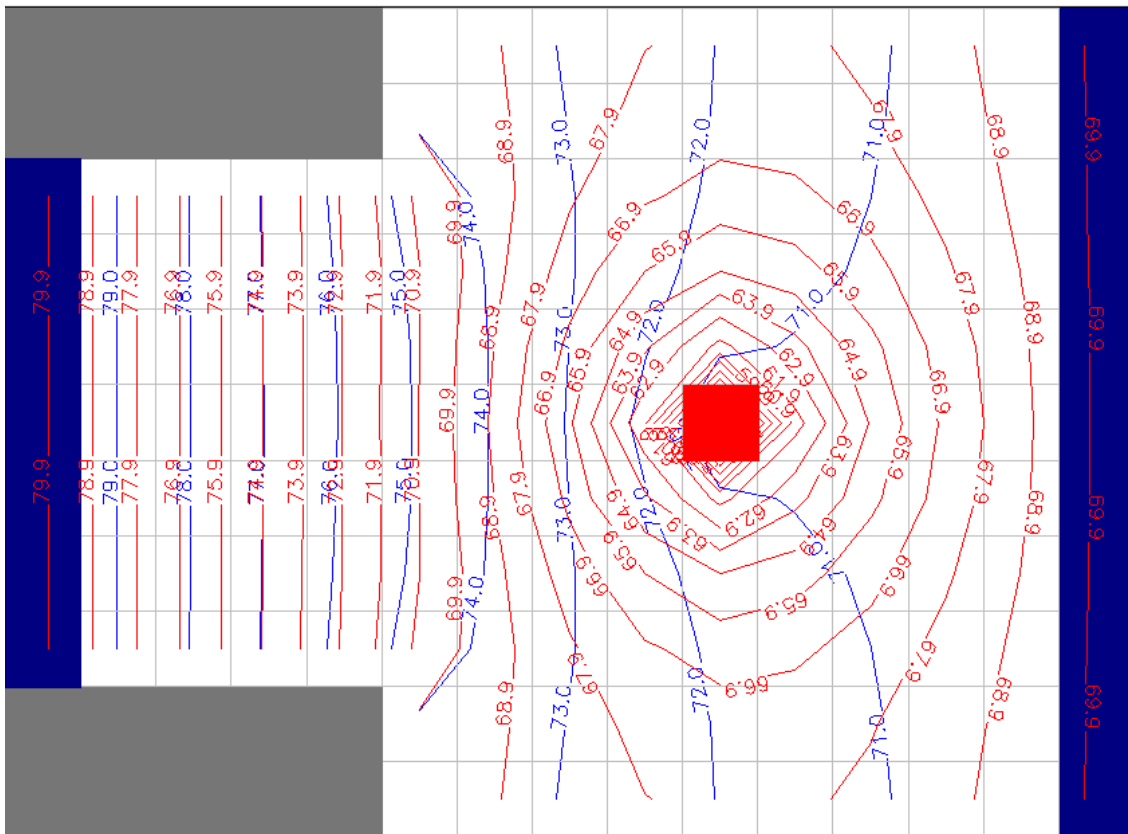


FIGURA 4.34 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1, usando MIGHA.

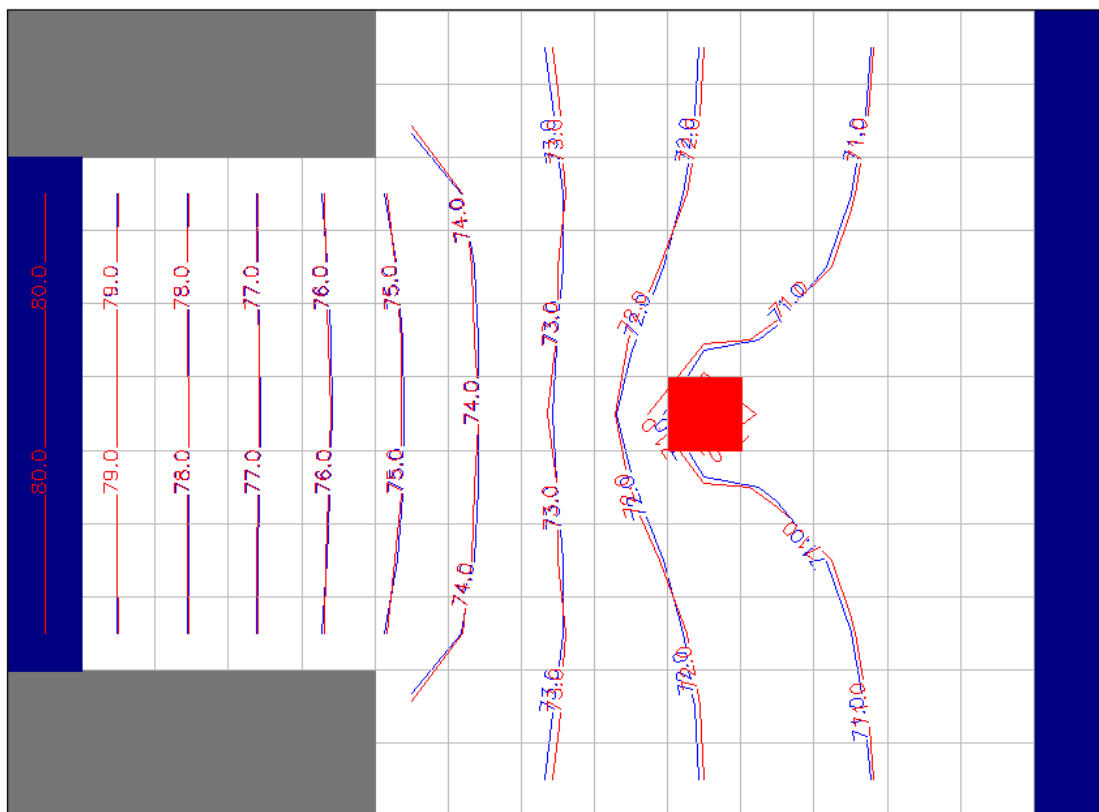


FIGURA 4.35 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 26, usando MIGHA.

4.4.2 Calibração da Área do Modelo

Depois de comprovada a eficiência do método alternativo de calibração (MIGHA) pelo gradiente das cargas hidráulicas observadas e calculadas aplicamos o método em nossa área de trabalho e os resultados não foram satisfatórios. Primeiramente utilizamos os dados da COGERH por serem em maior quantidade e melhor distribuídos na área e o resultado da raiz do erro quadrático médio é mostrado na FIGURA 4.36. Os valores variam de 49,35 metros no início até 329,58 metros na iteração 15.

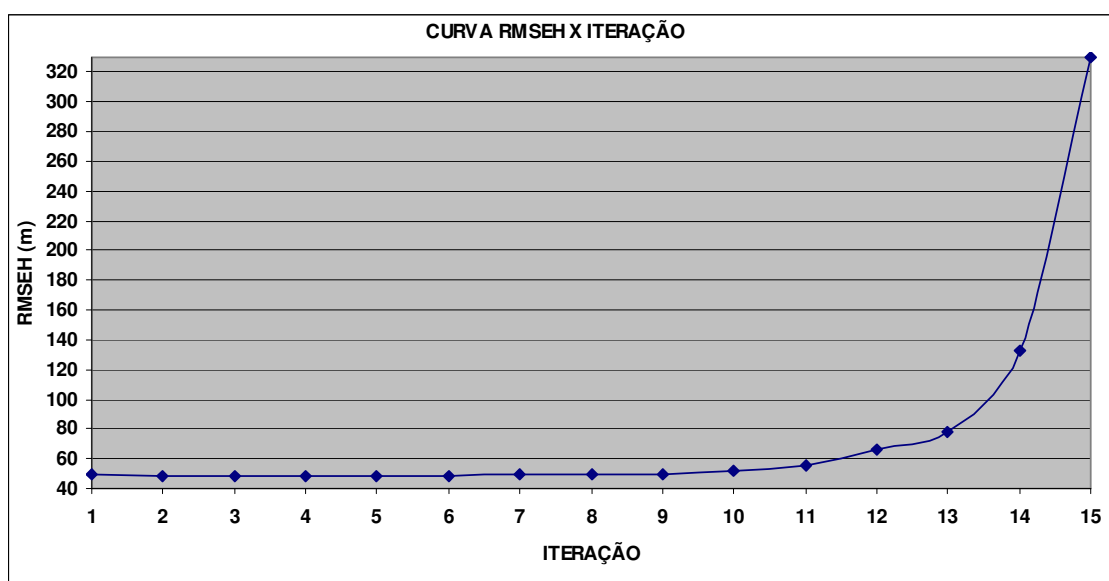


FIGURA 4.36 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações

As Figuras 4.37 e 4.38 mostram a variação da média dos ângulos ϕ (ângulos entre os vetores dos gradientes das cargas observadas e calculadas) e da variância, respectivamente. Os valores dos ângulos ϕ mostram a divergência do fluxo ao longo das 15 iterações. Os valores variaram de 65,24 graus, no início da iteração, a 68,71 graus na iteração 15. A variância também mostrou a divergência entre as cargas calculadas e observadas, para os 76 poços de observação, com uma variância inicial de 613,64 m a 714,11 m na iteração 15.

Com esses resultados podemos ver que não foi possível calibrar o modelo com os dados observados. Uma explicação para o fato é que os dados fornecidos pela COGERH foram coletados em campanhas diferentes e com diferença de 2 anos de coleta (2001 e 2002). E ao longo do ano os níveis

estáticos variam muito, além do que a distribuição e a quantidade destes poços é muito pequena comparada com a área de trabalho.

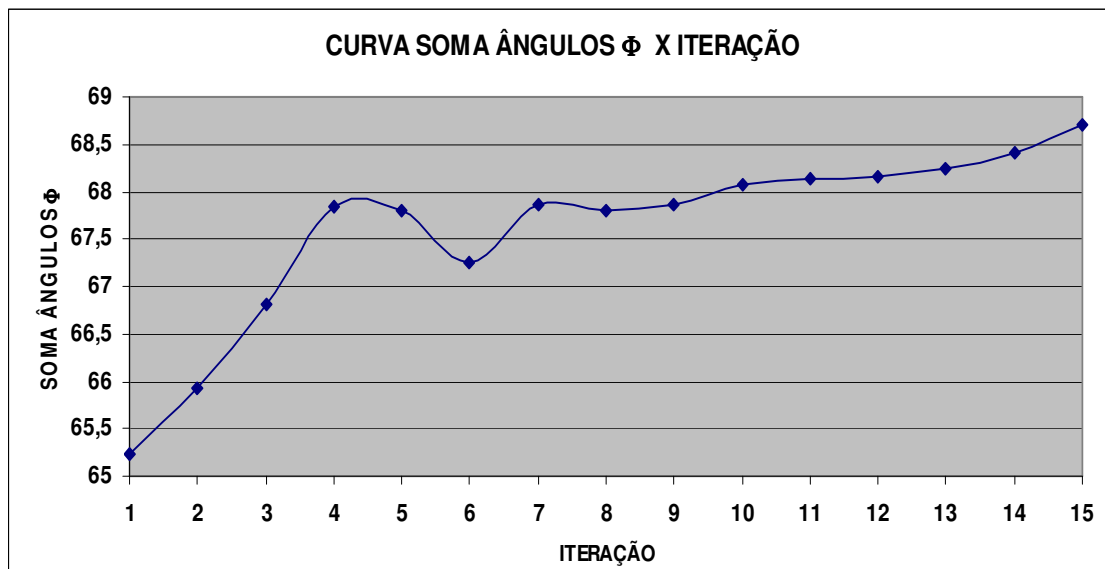


FIGURA 4.37 – Curva da média dos ângulos ϕ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações.

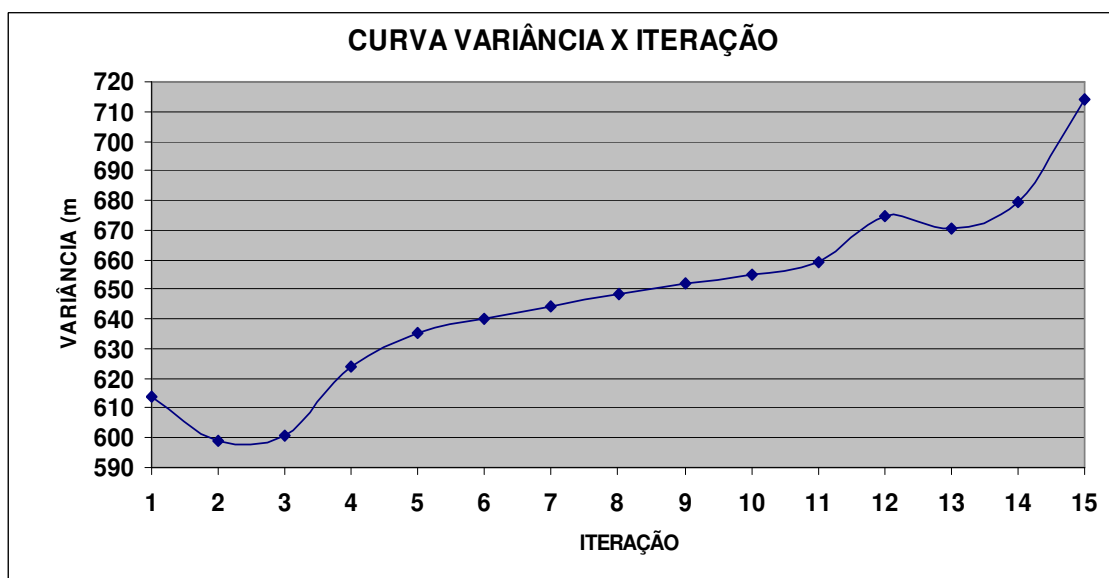


FIGURA 4.38 – Curva da variância das cargas calculadas em relação às observadas versus as iterações.

Apesar de não termos conseguido resultados satisfatórios com os poços da COGERH, mesmo assim, tentou-se fazer a calibração com a bateria de 12 poços (CPRM), com medições feitas em quatro campanhas entre os anos de 2005 e 2006, devido à frequência nessas medições e serem mais confiáveis. Os resultados obtidos das 6 iterações podem ser observados nas figuras abaixo. Os valores da raiz do erro quadrático médio foram melhores do que a

tentativa anterior de calibração, mas mesmo assim não satisfatórios. A média dos ângulos ϕ chegou a um mínimo de 34,36 graus e a variância 74,47 m.

Conseguimos resultados melhores com a utilização de apenas 12 poços devido serem mais confiáveis e medidos em campanha regulares sem intervalos muito grandes como observamos nos dados da COGERH. Temos uma impressão da convergência do modelo, mas com as condutividades hidráulicas obtidas na iteração 7 nem conseguimos rodar o modelo no PMWIN-Pro, devido os valores de condutividade hidráulica serem irreais pra a região.

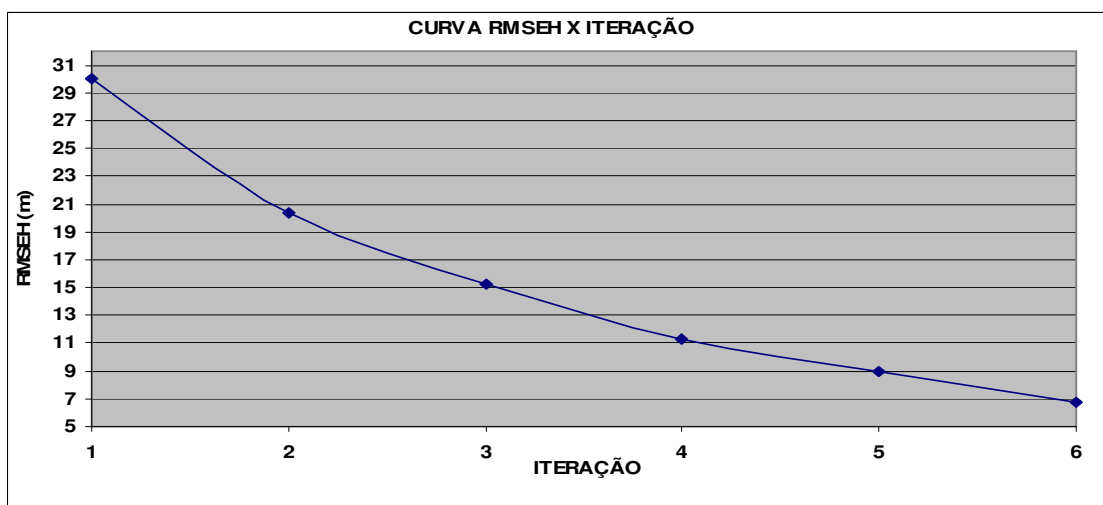


FIGURA 4.39 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações

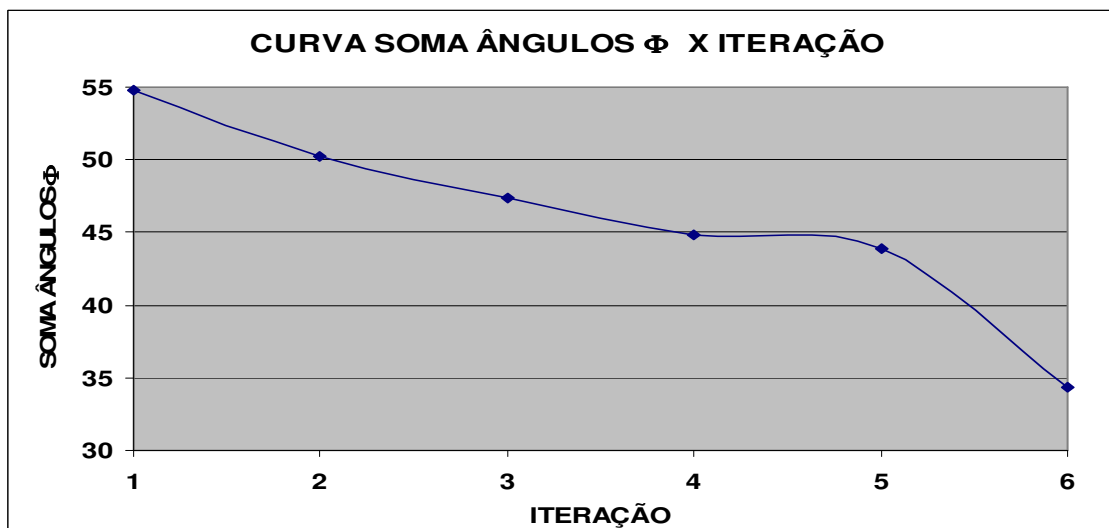


FIGURA 4.40 – Curva da média dos ângulos ϕ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações.

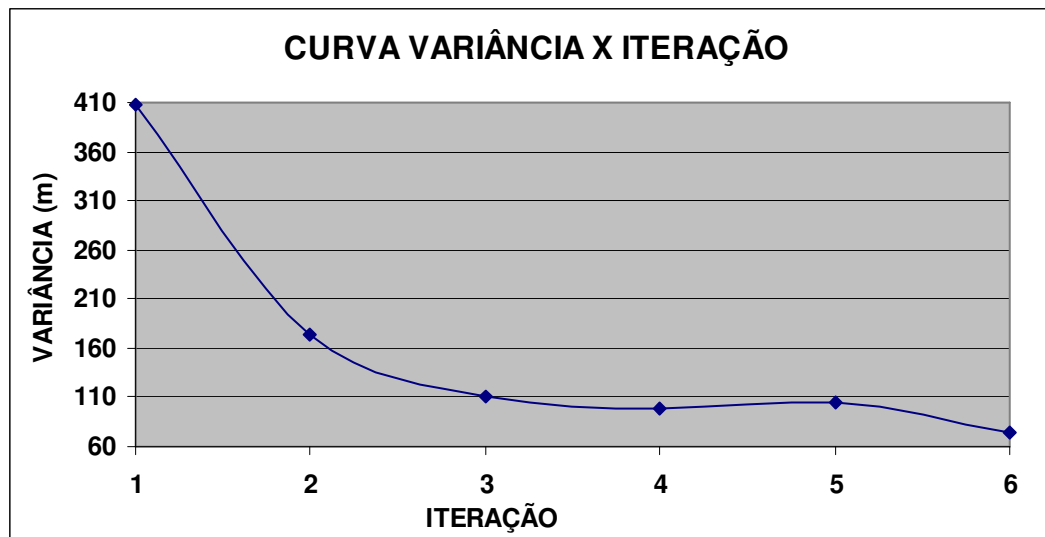


FIGURA 4.41 – Curva da variância das cargas calculadas em relação às observadas versus as iterações.

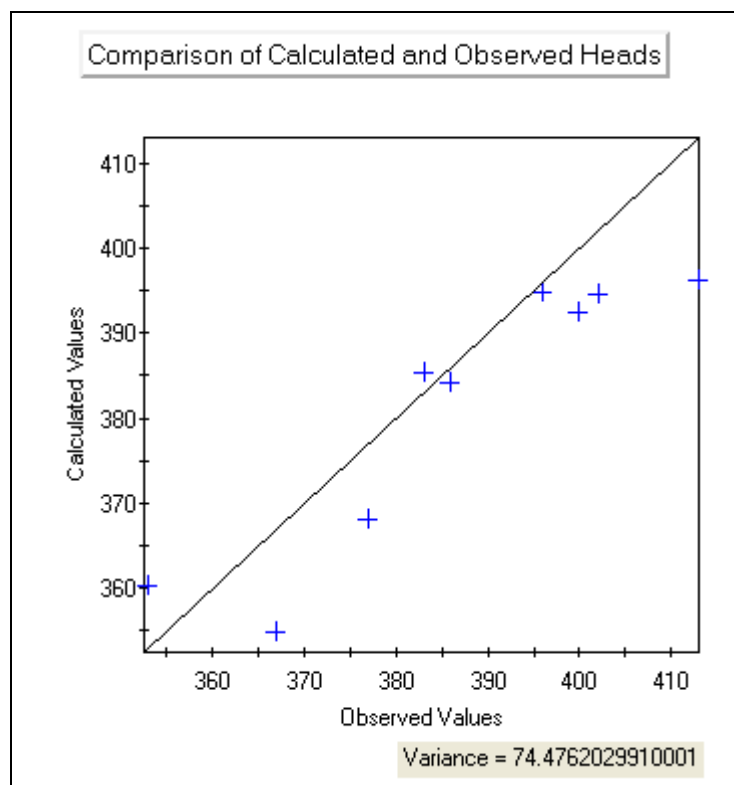


FIGURA 4.42 – Diagrama de dispersão da variância na Iteração 6 com os dados da CPRM.

**CONCLUSÕES E
RECOMENDAÇÕES**

5. Conclusões e Recomendações

5.1 Conclusões

A modelagem matemática do fluxo hídrico subterrâneo é de fundamental importância para o gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos, mas modelos confiáveis dependem do conhecimento da hidrogeologia e da dinâmica local de um sistema aquífero, no entanto dados de campo em quantidade e qualidade são bastante dispendiosos.

Os resultados das simulações dos cenários no período chuvoso e seco disponibilizam dados sobre o comportamento do aquífero e dão uma idéia da utilização dos recursos hídricos disponíveis na área.

A aplicação do módulo Water Budget, que integra o aplicativo PMWIN Pro, para estimar o balanço hídrico do modelo, mostrou a variação da interferência do rio no período seco e no período chuvoso.

Apesar dos dados disponíveis e o modelo não conter todos os poços em funcionamento com os respectivos tempos de bombeamento diário, o modelo simulado mostra o comportamento do aquífero e a coerência do fluxo na direção do exultório dos rios da região, além de dar uma idéia na velocidade do fluxo em todas as camadas.

A diferença entre os resultados das simulações (Figuras 4.5, 4.12 e 4.19) e os níveis potenciométricos obtidos dos níveis estáticos medidos em campo (Figuras 4.25 e 4.27) mostra que é necessário um melhor monitoramento e um planejamento prévio para a obtenção dos dados de campo. Assim os resultados serão mais fiéis a realidade.

Na tentativa de se calibrar o modelo com um novo método de calibração inversa foi aplicado e desenvolvido um programa em linguagem de programação FORTRAN. Essa tentativa de calibração do modelo da área de estudo não apresentou resultados satisfatórios devido à distribuição e falta de confiabilidade dos dados disponíveis; mas o programa que utiliza o método do gradiente hidráulico alternativo (MIGHA), para fazer a calibração a partir de gradientes hidráulicos observados, mostrou pelos exemplos de validação que é aplicável desde que se tenha dados de cargas hidráulicas bem distribuídos e confiáveis e em quantidade representativa da área.

5.2 Recomendações

Entre as sugestões para a calibração e refinamento desse modelo é necessário os seguintes procedimentos:

- Coletar dados altimétrico do fundo e do nível de água do rio Batateira e Salamanca, além da vazão destes corpos de água.
- Monitorar o nível estático e dinâmico, assim como o tempo de utilização e a vazão dos poços, em pelo menos duas campanhas, uma no período seco e outra no período chuvoso;
- Instalar postos pluviométricos distribuídos na região e determinação do zoneamento do solo para melhor quantificação da evapotranspiração;
- Instalar infiltrômetros e tensiômetros regularmente distribuídos em toda a área de modo a determinar com maior precisão a recarga.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6. Referências Bibliográficas

ANDERSON, P. M.; WOESNER, W. W. 1992. **Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport**. San Diego, California. Academic Press.

ANJOS, F.T. 2000. **Estudo Hidrogeológico do Aquífero Rio da Batateira e Caracterização da Possibilidade de Abastecimento d'água nos Municípios de Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha - CE, no ano de 2020**. Centro de Tecnologia e Geociencias, Universidade Federal do Ceará.

BEAR, J. 1972. **Dynamics of Fluids in Porous Media**. New York. American Elsevier. 764 p.

BEDIENT, P. B.; HUBER, W. C. 1992. **Hydrology and Flooplain Analusis**, 2nd ed., Addison-Wesley, Reading, M. A.

BEDIENT, P. B.; RIFAI, H. S.; NEWELL, C. J. 1994. **Ground Water Contamination: Transport and Remediation**. Prentice-Hall, PTR, New Jersey.

BOUWER, H. 1978. **Groundwater Hydrology**. McGraw-Hill Book Company.
CABRAL, J. P. 1997. Movimento das Águas Subterrâneas. In: FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.) **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza:CPRM,LABHID-UFPE. Capitulo 3.

COSTA, C. T. F. 2005. **Modelagem Numérico-Analítica do Fluxo Hídrico e da Contaminação de Água Subterrânea por Derivados de Petróleo**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Ceará. UFC.

COSTA, W. D.; NETO, M. S. C. C.; SOUZA, F. J. A. 1998. **Plano de Gestão da APA da Chapada do Araripe – CE/PE/PI – Estudos dos Recursos Hídricos**. FUNDETEC, 99 p.

DAY, M.C.; HUNT, B.W. 1977. **Groundwater Transmissivities in North Canterbury**. Journal of Hydrology (N.Z.) 16, no. 2:158-163.

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 1996. **Programa Nacional de Estudos dos Distritos Mineiros: Projeto Avaliação Hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe**. Recife: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Distritos Regionais Pernambuco e Ceará. 101 p.

DOHERTY, J. 1990. **MODINV - Suite of Software for MODFLOW Pre-Pocessing, Postprocessing and Parameter Optimization**. User's manual. Australian Centre for Tropical Freshwater Research.

DOHERTY, J.; BREBBER, L. and WHYTE P. 1994. **PEST - Model-Independent Parameter Estimation**. User's manual. Watermark Computing. Australia.

DOMENICO, P. A. & Schwartz, W. 1997. **Physical and Chemical Hidrogeology**. 2 ed. New York: John Wiley & Sons. 506 p.

EMSELLEM, Y.; MARSILY, G. 1971. **An Automatic Solution for the Inverse Problem**. Water Resources Research 7, no. 5:1264-1283.

FENEMOR, A. D. 1988. **A Three-Dimensional Model for Management of the Waimea Plains Aquifers**. Department of Scientific and Industrial Research, Hydrology Centre Publication No. 18. Christchurch, New Zealand.

FERNANDES, R. A. 2005. **Gestão Integrada de Águas Subterrâneas: Critérios Gerais Orientadores para Definição e Caracterização de Áreas Estratégicas de Abastecimento**. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais. UFMG.

GOLDER/PIVOT. 2005b. **Implantação do Sistema de Monitoramento/Gestão de Uma Área Piloto do Aquífero Missão Velha na Bacia Sedimentar do Cariri, no Estado do Ceará**. Relatório Final do Projeto. IX volumes.

GUO, X.; ZHANG, C. M. 2000. **Hdraulic Gradient Comparison Method to Estimate Aquifer Hydraulic Parameters Under Stead-State Conditions**. GroundWater 38. no. 6:815-826.

GUPTA, R. S. 1989. **Hydrology & Hydraulic Systems**. Porspect Heights, Illinois. Waveland Press, Inc. 739 pp.

HAWKINS, D.B.; STEPHENS, D.B. 1983. **Ground-Water Modeling in a Southwestern Alluvial Basin**. Ground Water 21, no. 6: 733-739.

Hill, M. C. 1992. **MODFLOW/P - A computer program for estimating parameters of a transient, three-dimensional, groundwater flow model using nonlinear regression**. U.S.Geological Survey, Open-file report 91-484.

HUNT, B. W.; WILSON, D. D. 1974. **Graphical Calculation of Aquifer Transmissivities in Northern Canterbury, New Zealand**. Journal of Hydrology (N.Z.) 13, no. 2: 66-80.

IPLANCE – Fundação Instituto de Planejamento do Ceará. 1997. **Atlas do Ceará**. Governo do Estado do Ceará. Secretaria do Planejamento e Coordenação – SEPLAN. 65 p.

KIMURA, G. 2003. **Caracterização Hidrogeológica do Sistema Sedimentar do Gráben Crato-Juazeiro, no Vale do Cariri (CE)**. Departamento de Engenharia Sanitaria e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. Dissertação de Mestrado, 198 p.

KRESIC, N. 1997. **Quantitative Solution in Hydrogeology and Groundwater Modeling**. Lewis Publishers, Florida.

MANOEL FILHO, J. 1997. Contaminação das Aguas Subterraneas In: FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.) **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. Fortaleza:CPRM,LABHID-UFPE. Capitulo 6.

MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. 1988. **A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model**. Technical report, U.S. Geol. Survey, Reston, VA.

MENDONÇA, L. A. R. 2001. **Recursos Hídricos da Chapada do Araripe. Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará**. Tese de Doutorado, Fortaleza, 193 p.

MIYASAKI, G. S. 2006. **Modelagem Computacional do Fluxo Hídrico Subterrâneo de um Aquífero Aluvial, Ibicutinga e Morada Nova (CE)**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. UFC.

NEWELL, C. J.; MCLEOD, R. K.; GONZALEZ, J. R. 1996. **Bioscreen User's Manual. National Attenuation Decision Support System**. Version 1.3, National Risk Management Research Laboratory, EPA/600/R-96/087, August.

POETER, E. P. and Hill, M. C. 1998. **Documentation of UCODE, a computer code for universal inverse modeling**, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 98-4080.

PONTE, F. C. & PONTE-FILHO, F. C. 1996. **Estutura Geológica e Evolução Tectônica da Bacia do Araripe**. Recife. DNPM, 68 p.

PROASNE (2003). **Modelamento Matemático da Área de Recarga do Aquífero Açú, Rio Grande do Norte – Relatório Final**.

RICE, W. A.; GORELICK S. M. 1985. **Geological Inference from "Flow Net" Transmissivity Determination: Three Case Studies**. Water Resources Bulletin 21, no. 6: 919-930.

ROBERTSON, J.B. 1982. **Radioactive and Chemical Waste Irrigation in the Snake River Plain Aquifer, Idaho National Engineering Laboratory**. Ground-Water Models. UNESCO Studies and Reports in Hydrology no. 34: 97-122.

SCHUSTER, H. D. M. 2002. **Modelagem Matemática do Uso Conjunto das Águas Superficiais e Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Femeas – Bahia**. - Projeto de gerenciamento integrado das atividades na bacia do são francisco – Ana/GEF/PNUMA/OEA,Salvador-BA, 59 p.

SCHUSTER, H. D. M.; ARAÚJO, H. D. B. 2004. **Uma Formulação Alternativa do Método Iterativo de Gradiente Hidráulico no Procedimento de Calibração dos Parâmetros Hidrodinâmicos do Sistema Aquífero**. RBRH – Revista brasileira de recursos hídricos. Volume 9, no 2: 31-37.

SCOTT, D. M.; THORPE H. R. 1986. **Ground-Water Resources between the Rakaia and Ashburton Rivers**. Ministry of Works and Development for the National Water and Soil Conservation Authority, Hydrology Centre Publication No. 6. Christchurch, New Zealand.

SCOTT, D.M. 1992. **An Evaluation of Flow Net Analysis for Aquifer Identification**. *Ground Water* 30, no. 5: 755-764.

STONE, H. L. 1968. **Iterative solution of implicit approximations of multidimensional partial differential equations**. *Soc. for Industrial and Applied Mathematics, Journal for Numeric Analysis*, v. 5, no. 3, pp 530-558.

STRACK, O. D. L. 1989. **Groundwater Mechanics**. New Jersey: Prentice-Hall, 732 p.

SUDENE. 1967. **Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe**. Recife, Série Hidrogeologia 7, 245 p.

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

TONDER, G.V. 1989. **A Computer Code for the Calculation of the Relative Transmissivity Distribution in an Aquifer for Steady-State Ground-Water Levels**. *Water SA* 15, no. 3: 147-152.

TRESCOTT, P. C. 1975. **Documentation of Finite-Difference Model for Simulation of Three-Dimensional Groundwater Flow**. Open File Report 75-438, U.S. Geological Survey, Washington D.C.

TRESCOTT, P. C.; PINDER, G. F.; LARSON, S. P. 1976. **Finite-Difference Model for Aquifer Simulation in Two Dimensions with Results of Experiments**. *Techniques of Water Resources Investigations*, Chap. C1 Book 7, U.S. Geological Survey, Washington D.C.

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

VERISSIMO, L. S. 1999. **A importância das Águas Subterrâneas para o Desenvolvimento Socioeconômico do Eixo CRAJUBAR, Cariri Ocidental - Estado do Ceará**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. UFC. 140p.



Anexos

Anexo I

Exemplo de Validação 1:

O exemplo foi aplicado a um modelamento estacionário de um estudo de caso hipotético aplicada em um aquífero aluvial não confinado, isotrópico e heterogêneo constituído por 4 zonas de condutividade hidráulica diferentes (FIGURA A1) ($K_1=1 \times 10^{-3}$ m/s, $K_2=4,9 \times 10^{-3}$ m/s, $K_3=5 \times 10^{-4}$ m/s, $K_4=9,9 \times 10^{-5}$ m/s). Porosidade efetiva é 0,1. Domínio discretizado em 42 células na direção x e 27 células na direção y com dimensões constantes de $\Delta x = \Delta y = 100$ m. Total de 1134 células, onde apenas 764 células são ativas.

As condições de contorno do modelo são:

- Na parte Norte encontra se um rio com uma condutividade hidráulica do leito do rio de $K_{\text{rio}}=1,3 \times 10^{-7}$ m/s;
- Contribuição da fronteira montanhosa de $Q=0,012$ m³/s distribuído em 30 células, na parte Oeste;
- Na parte Sul fronteira impermeável;
- Contorno no lado Leste é do tipo carga hidráulica especificada com $h=23$ m.
- Dois poços estão bombeando com as respectivas taxas de $W_1=0,02$ m³/s e $W_2=0,015$ m³/s.
- Recarga média anual de $R=5 \times 10^{-9}$ m/s distribuída uniformemente.
- São instalados 22 poços de observação e com os dois de bombeamento, o número de observações dos níveis de água é 24.

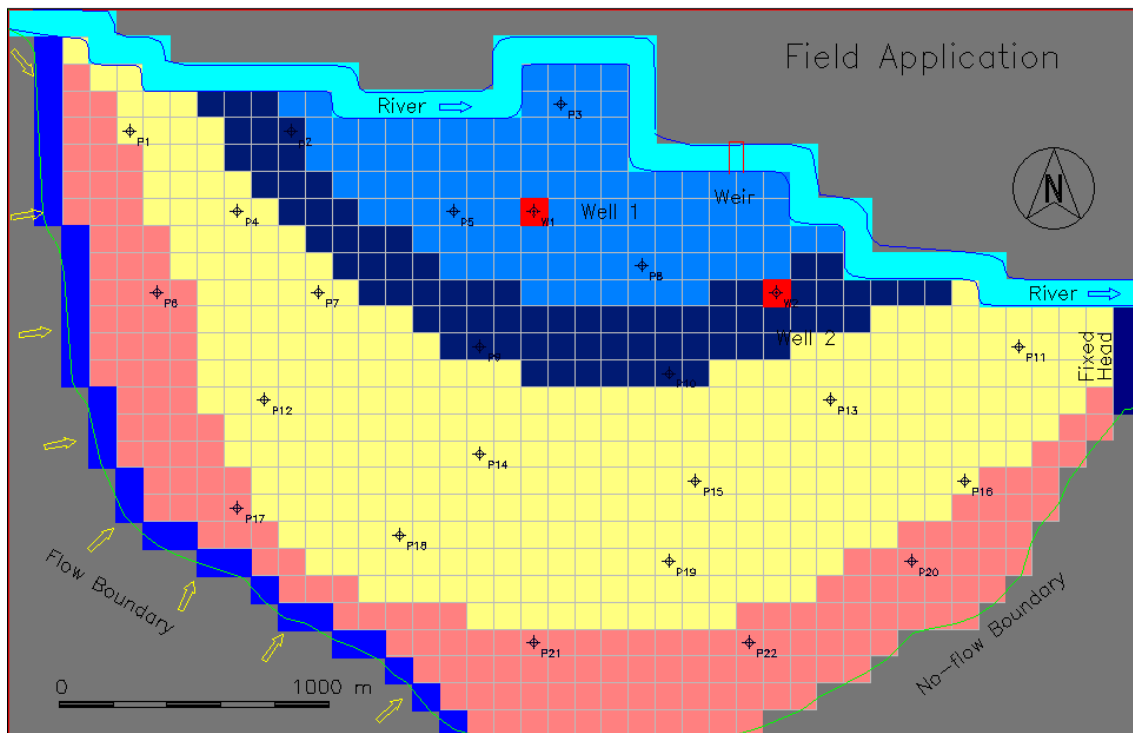


FIGURA A1 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K).

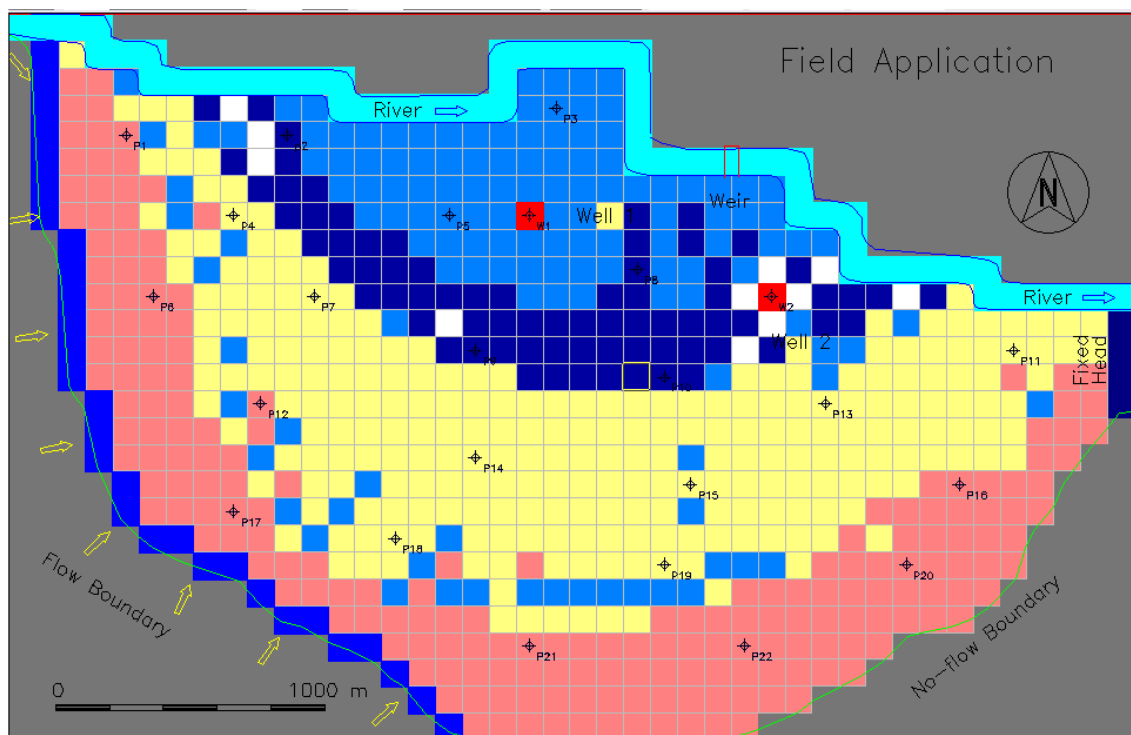


FIGURA A2 – Zoneamento da área com as respectivas condutividades hidráulicas (K) obtidas pelo MIGHA depois do processo de calibração.

Para fazer a calibração pelo pacote PEST contido no Processing Modflow Pro (Wen-Hsing Chiang, 2005) seria necessário conhecer o zoneamento como na figura acima. O MIGHA faz a mesma calibração, com a vantagem de não ser

necessário conhecer esse zoneamento, a partir de uma matriz de cargas observadas obtidas dos poços observados em campo.

A seguir os passos para fazermos a calibração utilizando o MIGHA:

1. Geramos uma matriz das cargas observadas no próprio Processing Modflow Pro (ou no SURFER), a partir dos poços com o nível estático medido no campo e salvamos esse arquivo;
2. Agora atribuímos um valor de condutividade hidráulica, no Processing Modflow Pro, para o modelo e salvamos essa matriz.
3. Em seguida fazemos o cálculo das cargas hidráulicas no Processing Modflow Pro, e salvamos a matriz dessa carga hidráulica simulada. Esses três arquivos gerados no Processing Modflow Pro serão solicitados no programa MIGHA.
4. Os dados de entrada do MIGHA são: as matrizes de carga hidráulica observada, carga hidráulica calculada e condutividade hidráulica, o tamanho da malha na direção x e y em metros, além do ângulo máximo entre os vetores do gradiente hidráulico calculado (simulado) e observado (campo) para a célula ser considerada na respectiva iteração.
5. Depois de rodado o programa MIGHA retornamos ao Processing Modflow Pro e carregamos a nova condutividade hidráulica gerada no MIGHA. E simulamos novas cargas hidráulicas e comparamos à carga hidráulica observada. Se as linhas potenciométricas convergiram e já chegamos ao erro admissível então paramos. Caso não, novamente salvamos essas matrizes de condutividade e carga hidráulica e rodamos novamente o MIGHA até que se alcance um valor predefinido e/ou quando o valor de critério de convergência não diminui mais e atinge um valor estável.

O MIGHA diferentemente do PEST faz o ajuste tanto das cargas hidráulicas quanto do fluxo, já que se baseia na minimização das diferenças de gradientes hidráulicos. O que fornece equações com independência espacial, tornando o problema da otimização multidimensional (PEST) em um problema que pode ser resolvido através de múltiplos procedimentos simultâneos de otimização unidimensional.

O critério de convergência é avaliado pela diminuição da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) e da diminuição da média do somatório dos ângulos formados entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados (medidos) e calculados (simulados).

Para iniciar o exemplo de validação do método de calibração foi atribuído para a área do modelo um $K=1.10^{-3}$ m/s.

È mostrado na FIGURA A3 o comportamento do RMSEH (raiz do erro quadrático médio) ao longo dos ciclos de iteração. Essa variação pode ser melhor notada na FIGURA A4 onde podemos observar o melhor valor do RMSEH no ciclo de iteração 39, onde obtivemos o valor de $5,72 \times 10^{-3}$.

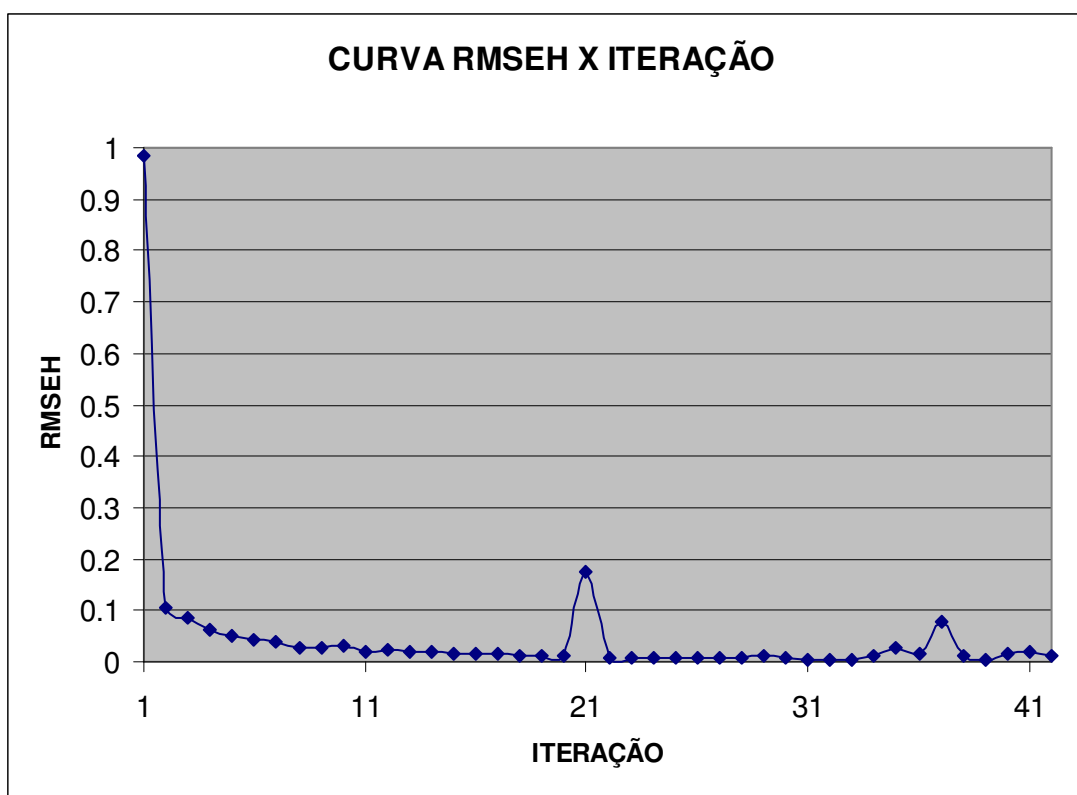


FIGURA A3 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.

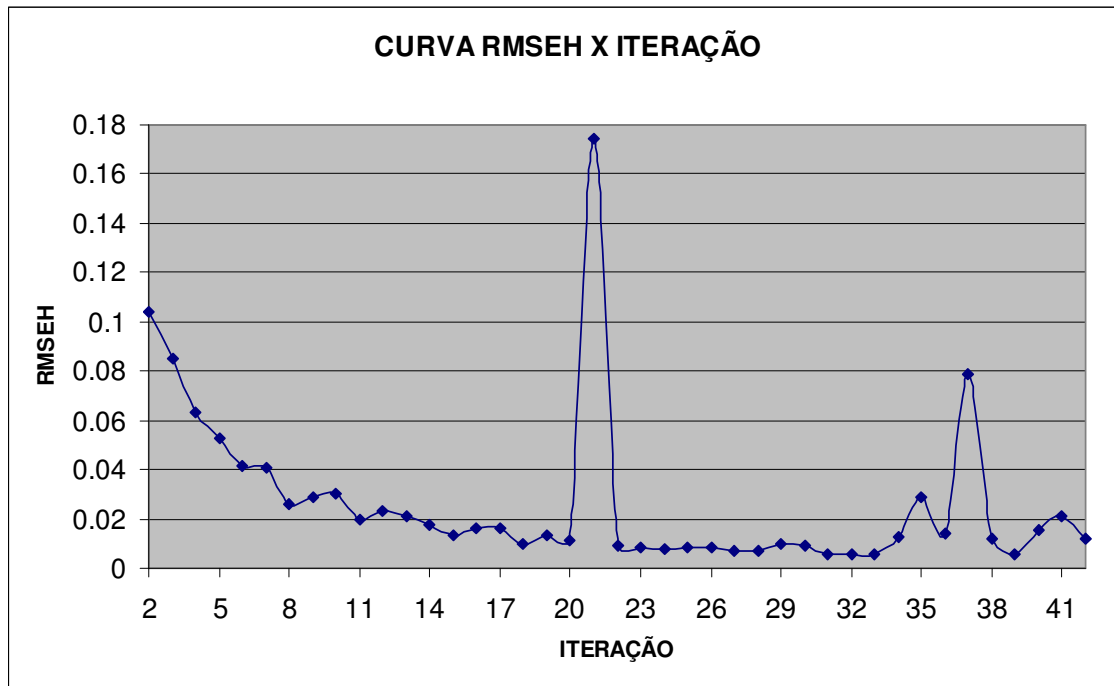


FIGURA A4 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 2.

Nas duas figuras abaixo (Figuras A5 e A6) também demonstram a convergência do modelo, pois o ângulo entre os gradientes das cargas observadas e calculadas diminui, demonstrando o ajuste do fluxo. Na primeira iteração o valor médio dos ângulos era de 19,44 e foi a um mínimo de 1,44 nessas 42 iterações.

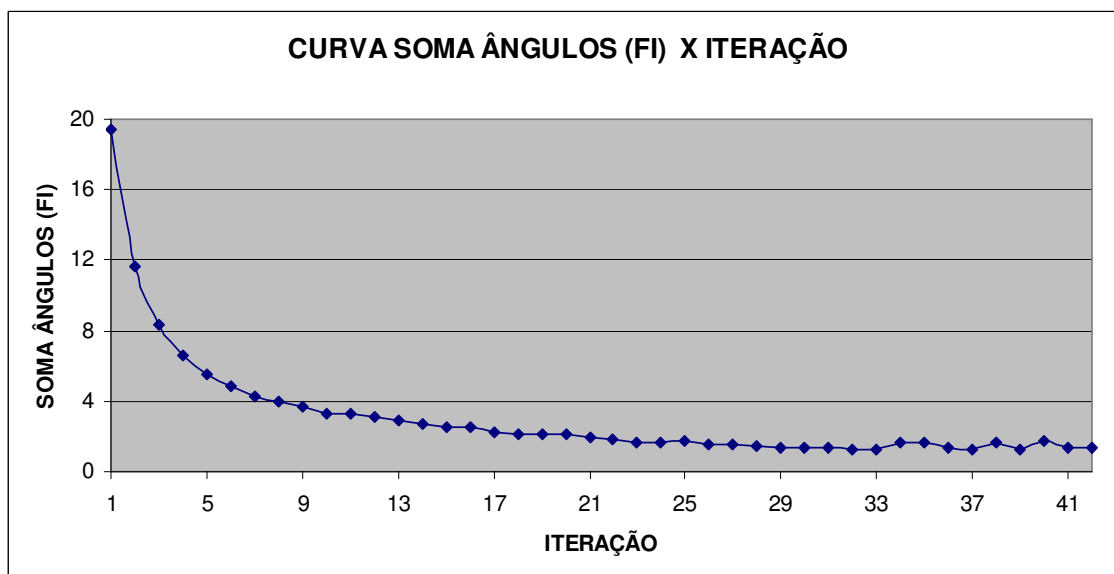


FIGURA A5 – Curva da média dos ângulos ϕ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.

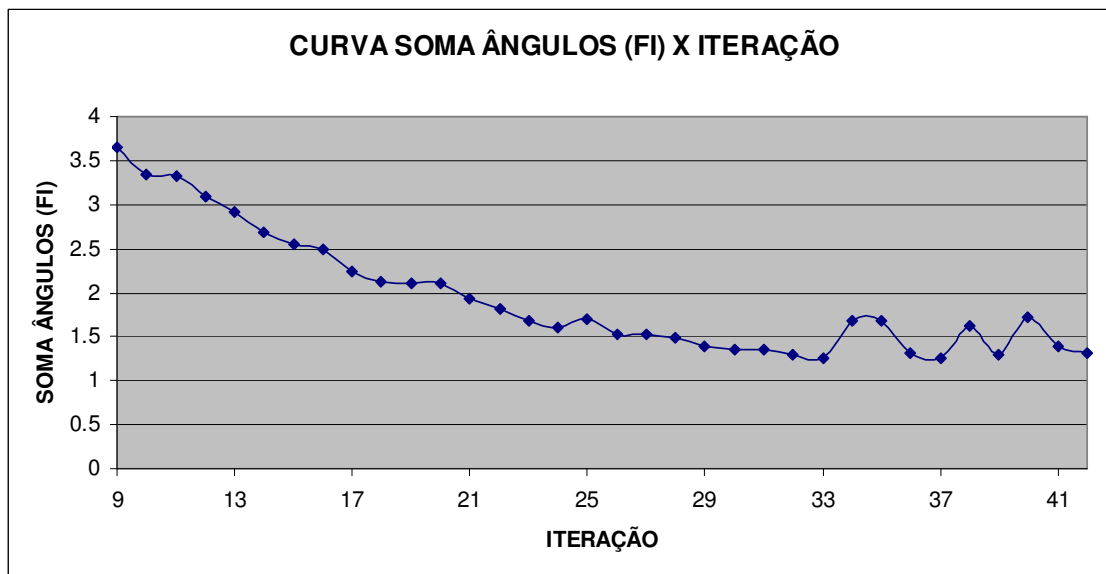


FIGURA A6 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 9.

Podemos observar nas figuras a seguir a seguir a convergência das cargas simuladas, que é demonstrada pela variância calculada pelo processador PMWIN no Scatter Diagram. Assim como no MIGHA, nesses 42 ciclos de iteração, também no processador PMWIN o menor valor da variância foi no ciclo 39 (variância de $2,63 \times 10^{-4}$).

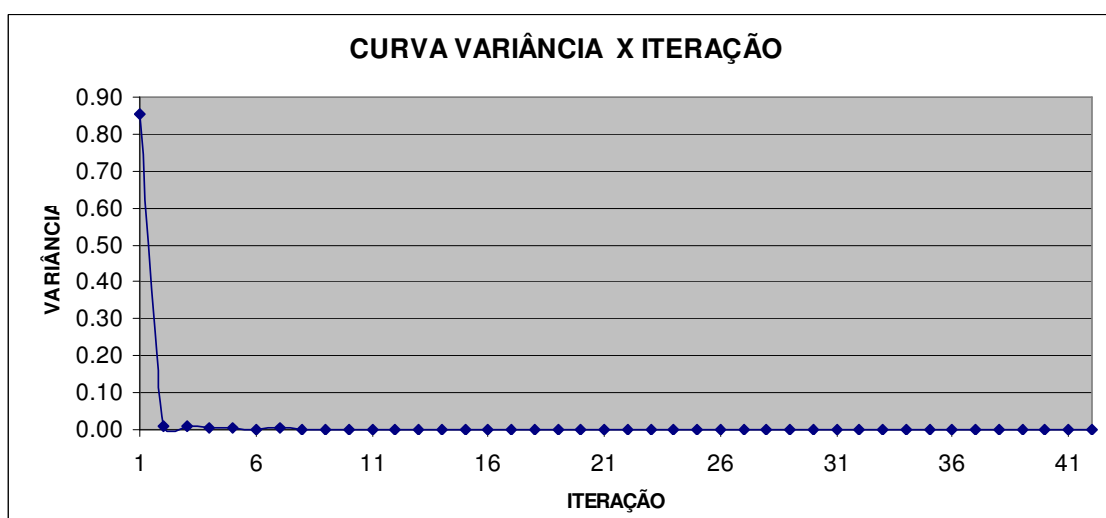


FIGURA A7 – Curva da variância (calculada pelo PEST) das cargas calculadas em relação às observadas (24 poços) versus as iterações, contemplando todas as iterações.

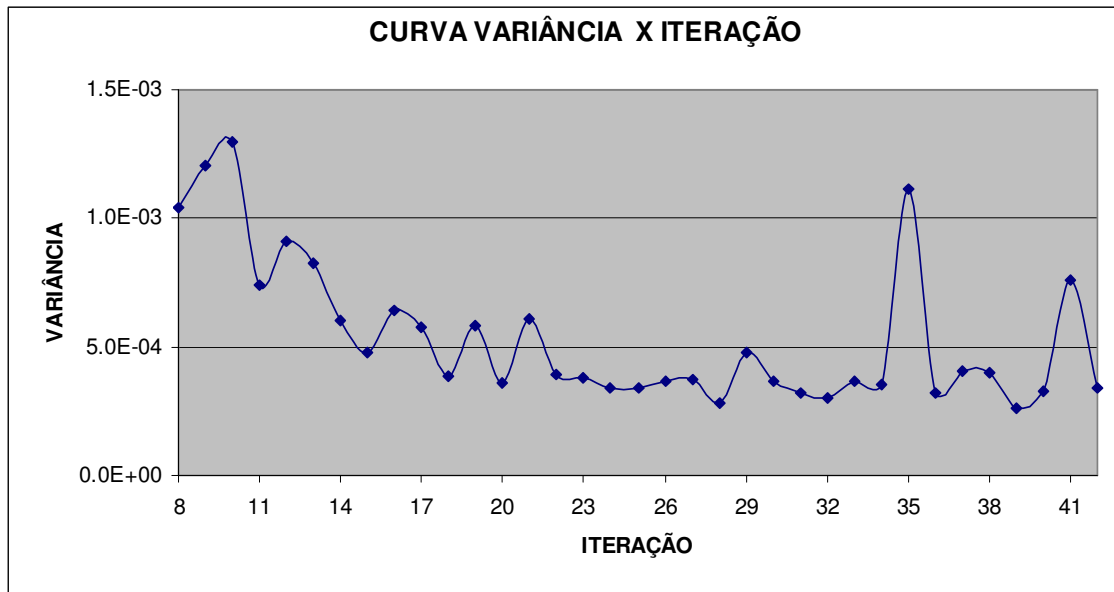


FIGURA A8 – Curva da variância (calculada pelo PEST) das cargas calculadas em relação às observadas (24 poços) versus as iterações, a partir da iteração 8.

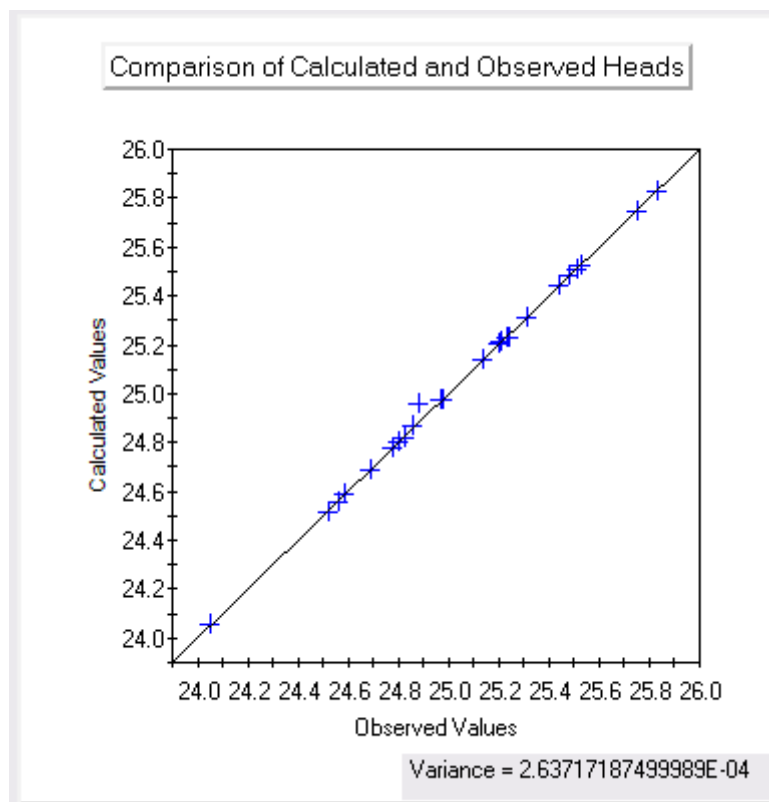


FIGURA A9 – Resultado da calibração no ciclo 39. Cargas hidráulicas calculadas por observadas

É mostrada nas figuras a seguir a convergência do modelo utilizando o método MIGHA:

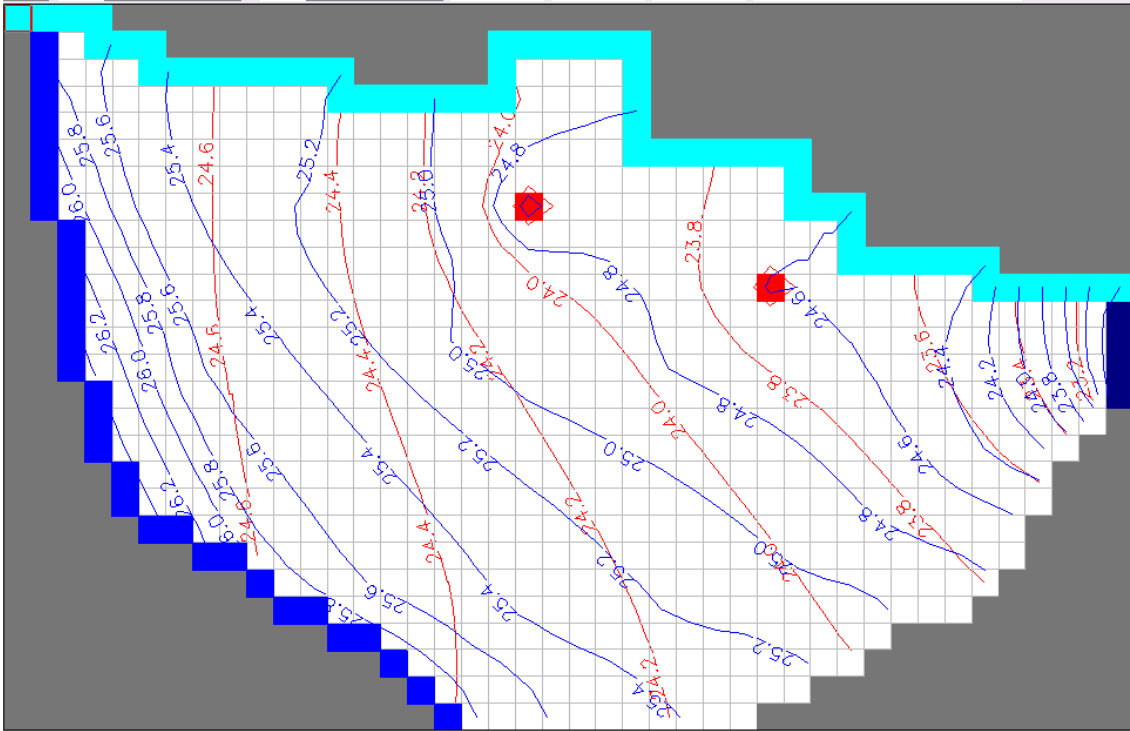


FIGURA A10 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.

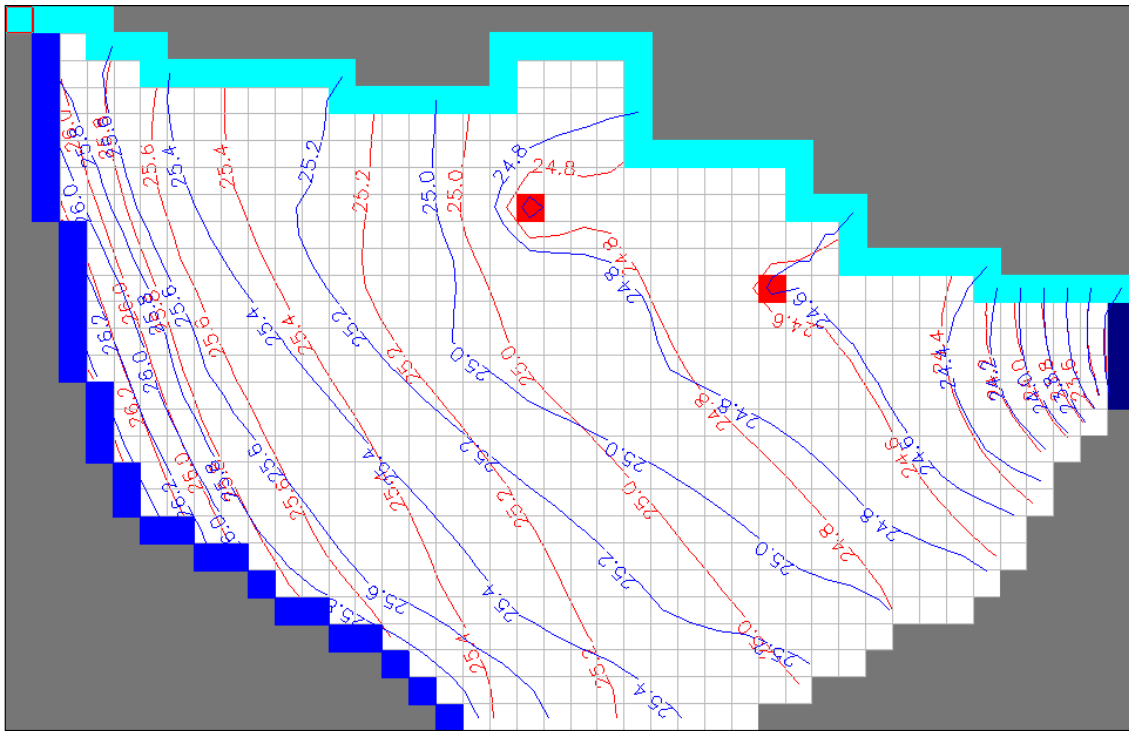


FIGURA A11 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 3.

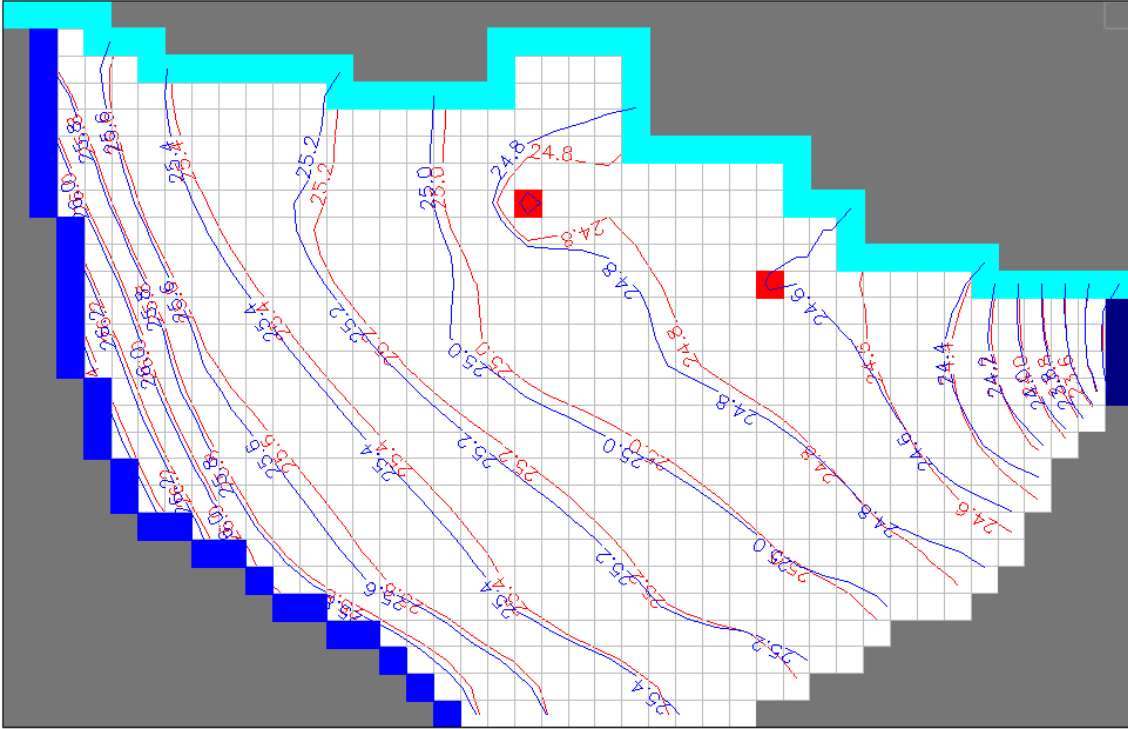


FIGURA A12 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.

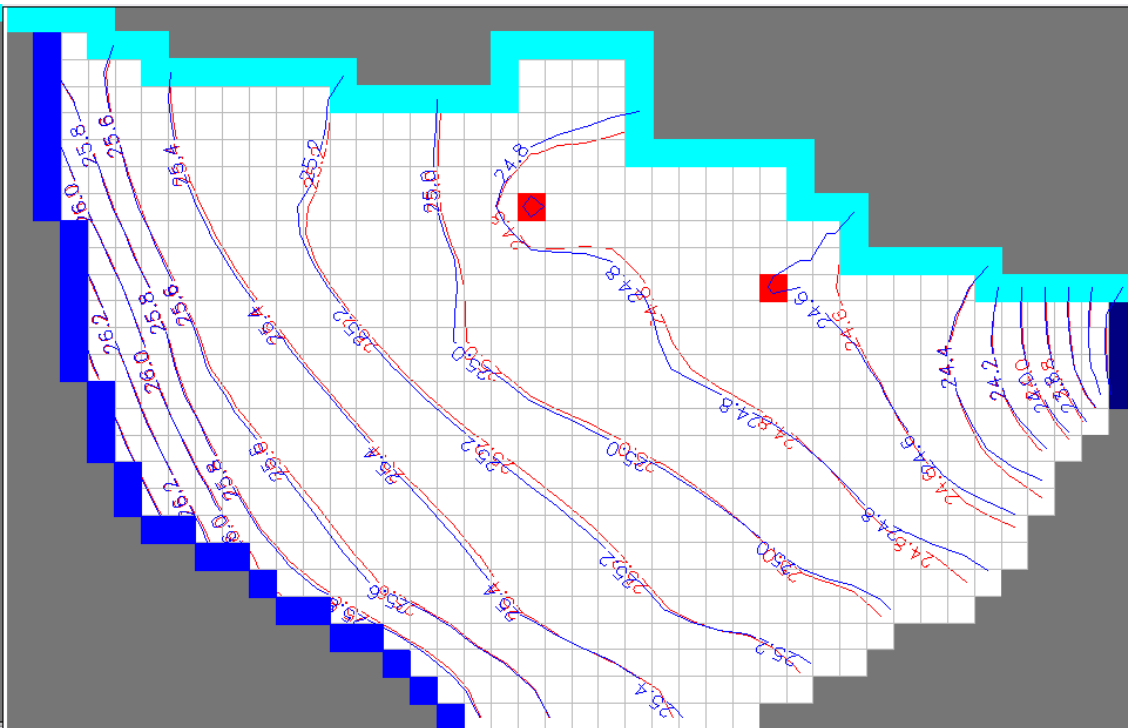


FIGURA A13 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 15.

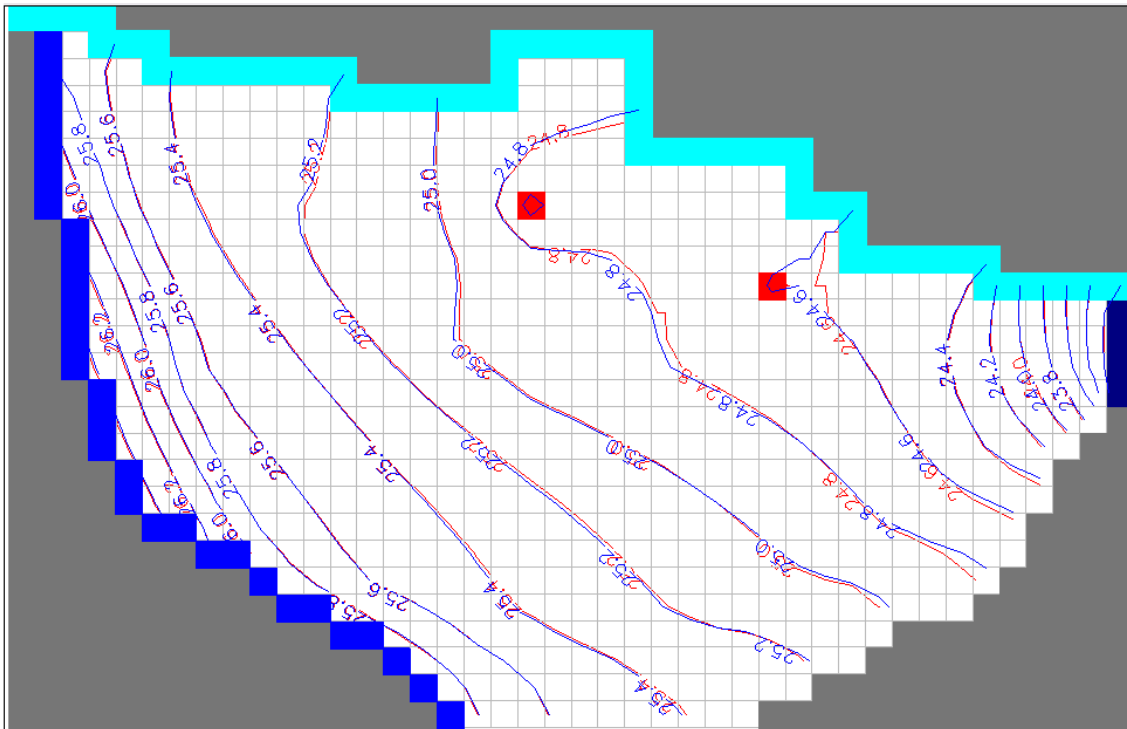


FIGURA A14 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 27.

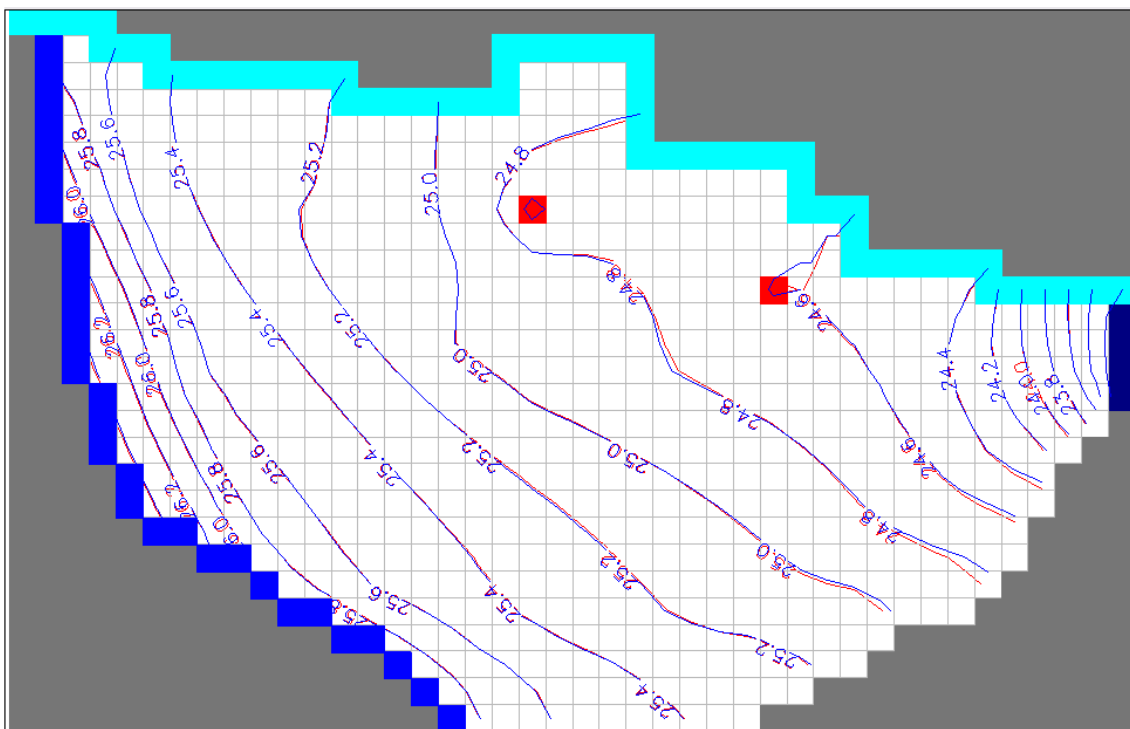


FIGURA A15 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 31.

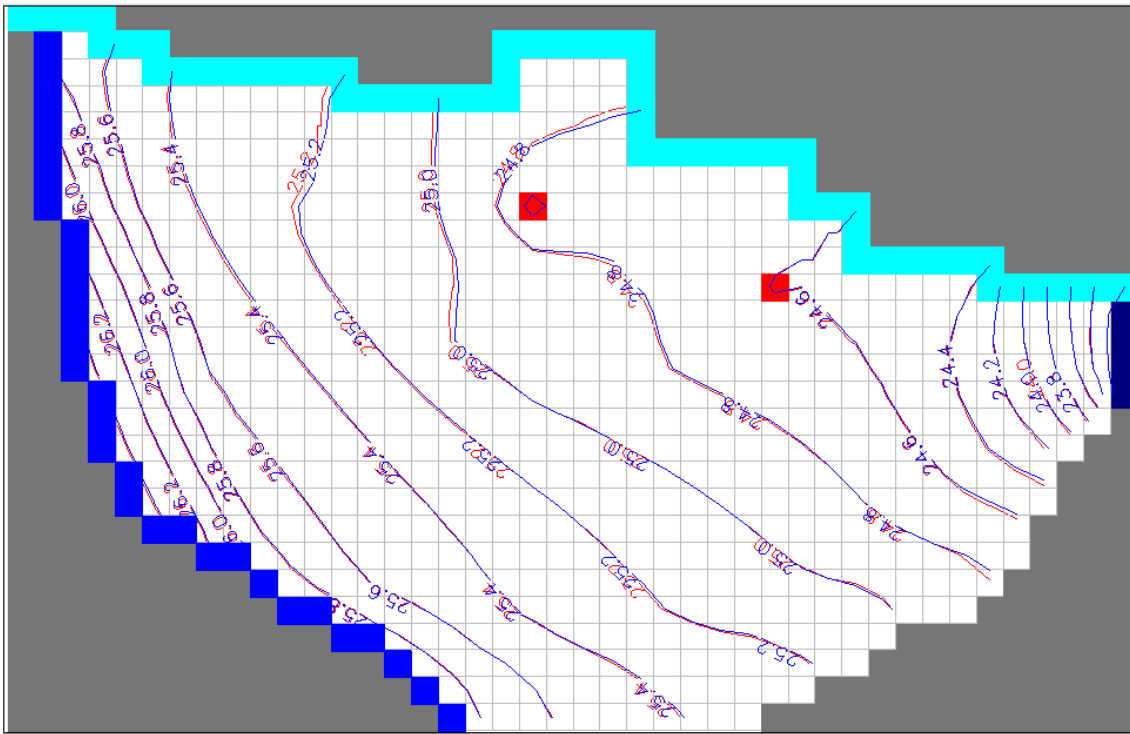


FIGURA A16 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 39.

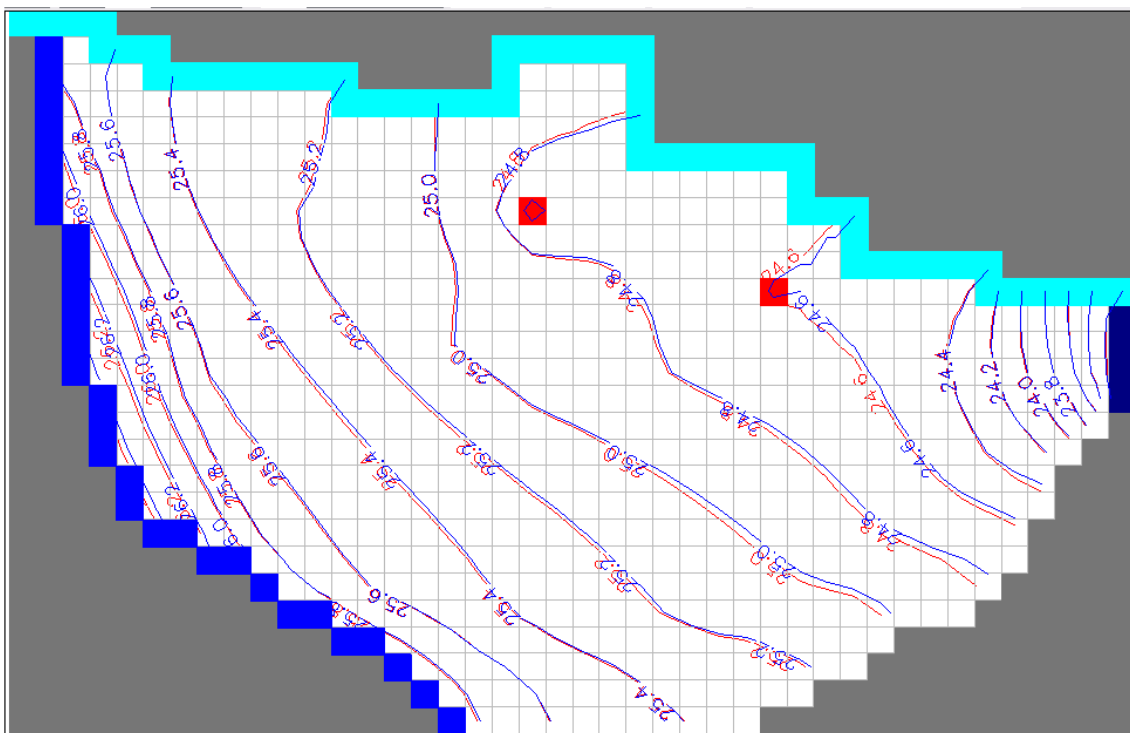


FIGURA A17 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 42.

Exemplo de Validação 2:

O exemplo foi aplicado a um modelamento estacionário de um estudo de caso hipotético aplicada em um aquífero aluvial não confinado, isotrópico e heterogêneo. Domínio discretizado em 15 células na direção x e 11 células na direção y com dimensões constantes de $\Delta x = \Delta y = 100$ m. Total de 165 células, onde apenas 145 células são ativas.

As condições de contorno do modelo são:

- Nos lados Leste e Oeste condições de contorno tipo carga hidráulica fixa, valem respectivamente 70 e 80 m.
- E um poço de bombeamento a uma taxa de $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$.

Mostrando ainda os critérios de convergência da diferença das cargas hidráulicas (RMSEH) e do fluxo (média da soma dos ângulos formados entre os vetores dos gradientes hidráulicos observados e calculados), fica claro nas figuras abaixo (Figuras A22 a A28) a convergência. Como esse exemplo é mais simples que o anterior não houve oscilação nos valores, talvez por ter sido pouca iterações, já que não havia necessidade de continuarmos, pois é clara a convergência do mesmo.

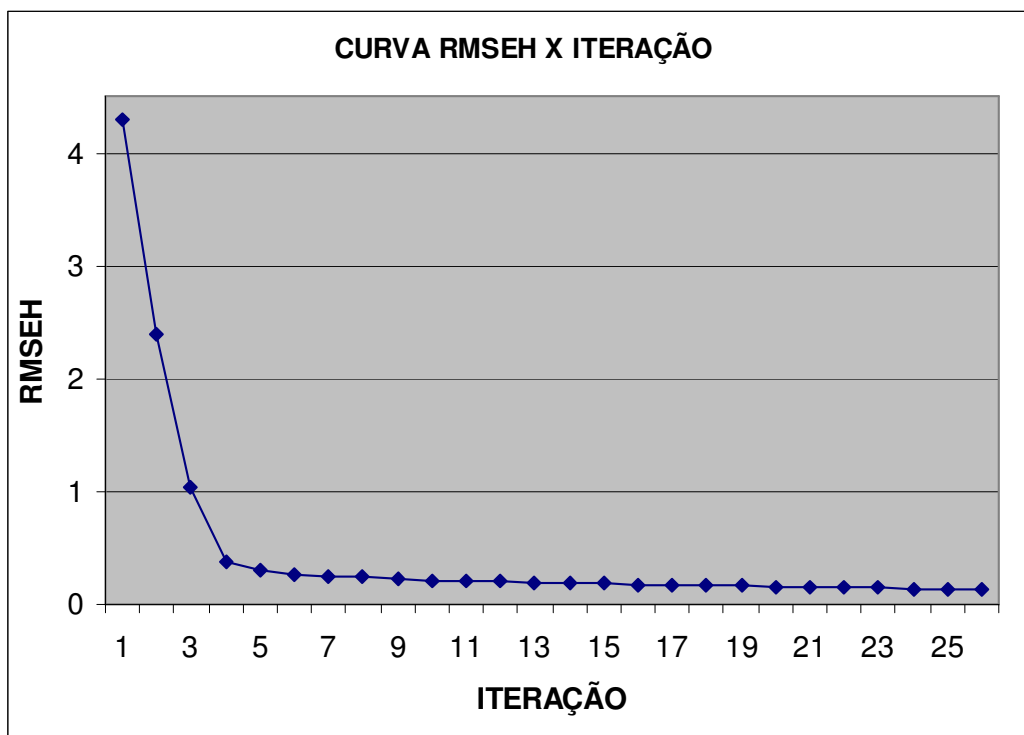


FIGURA A18 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.

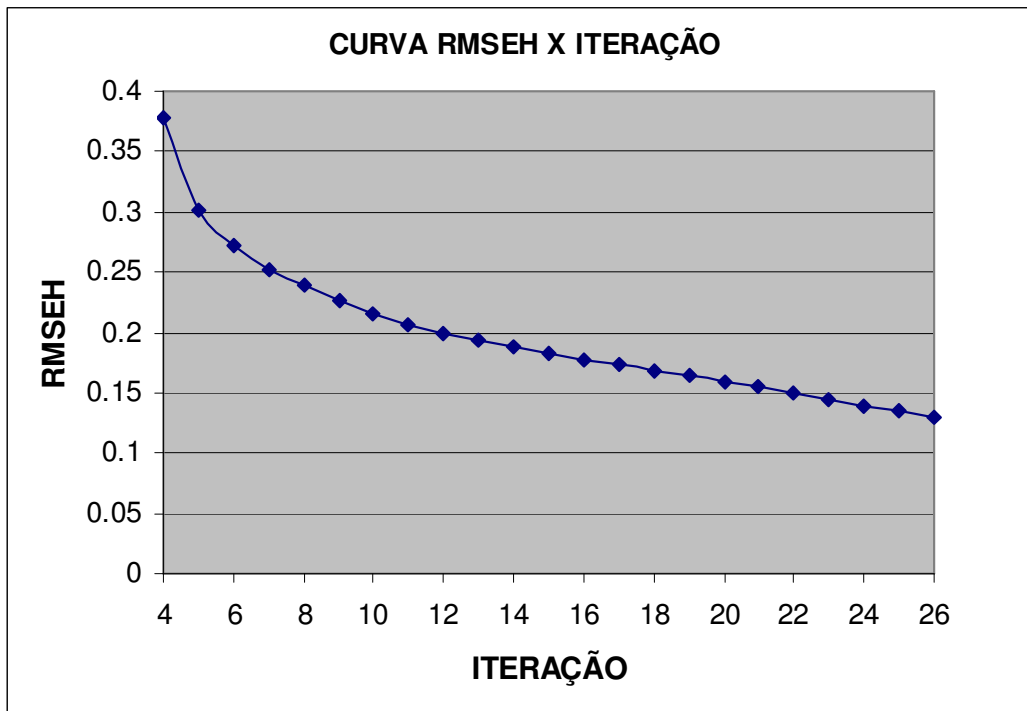


FIGURA A19 – Curva da raiz do erro quadrático médio (RMSEH) em relação às cargas calculadas e observadas (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 4.

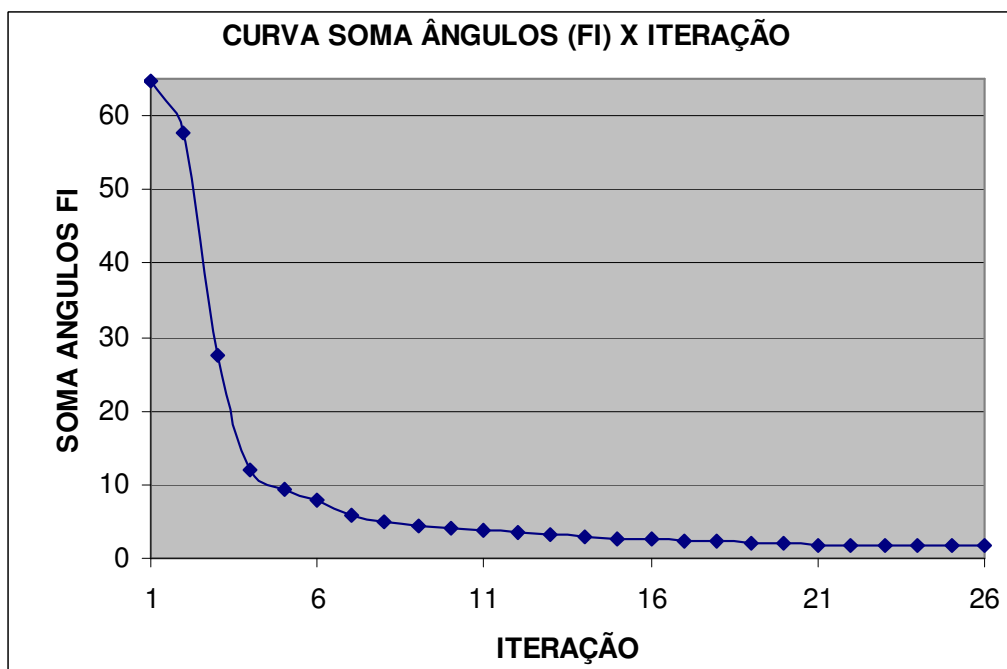


FIGURA A20 – Curva da média dos ângulos ϕ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, contemplando todas as iterações.

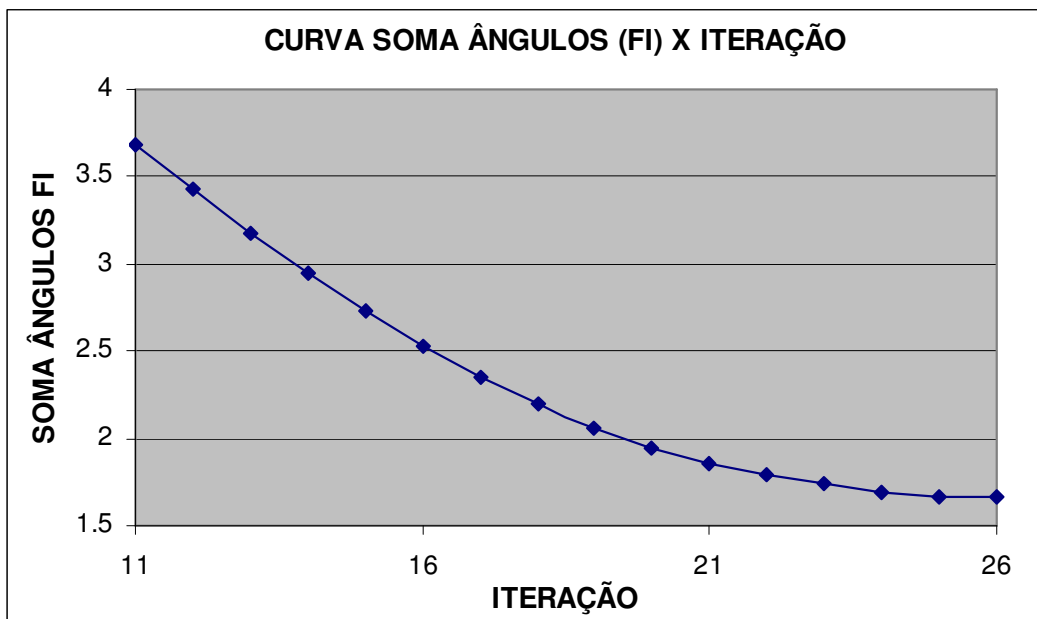


FIGURA A21 – Curva da média dos ângulos φ entre os gradientes das cargas calculados e observados (todas as células ativas) versus as iterações, a partir da iteração 11.

Isso pode ser obviamente observado na coincidência das linhas potenciométricas das figuras abaixo.

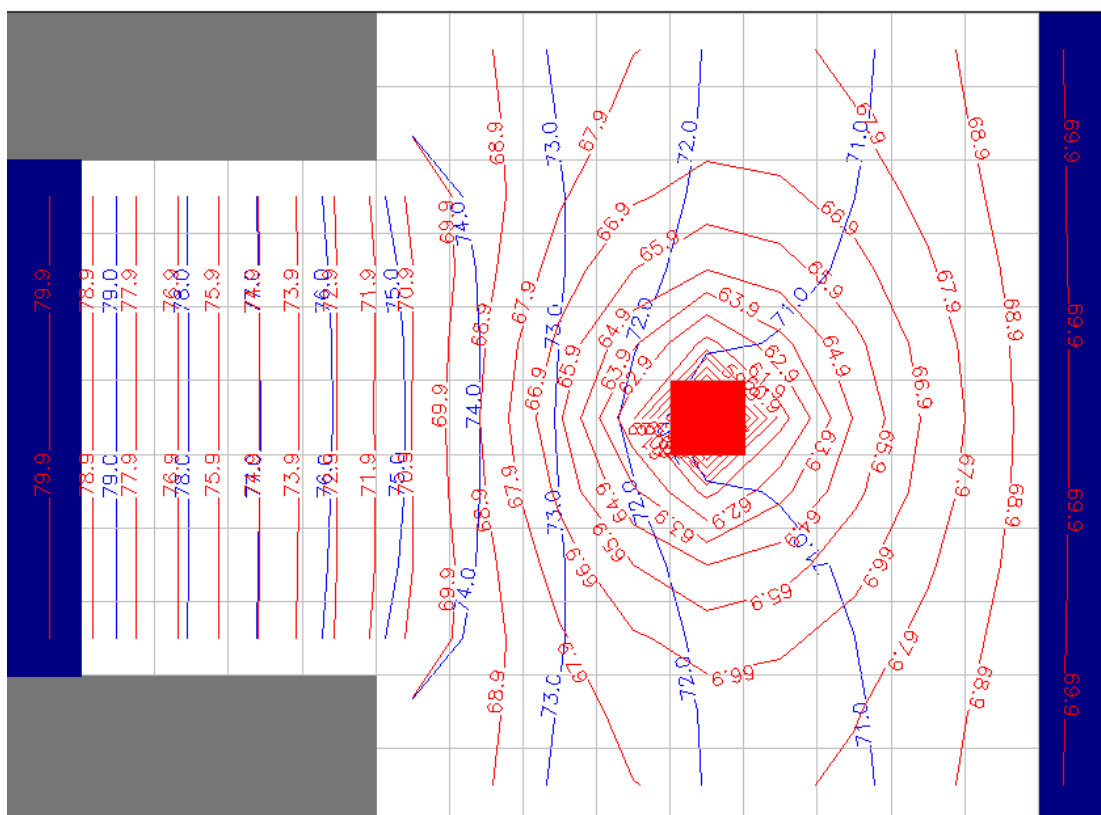


FIGURA A22 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 1.

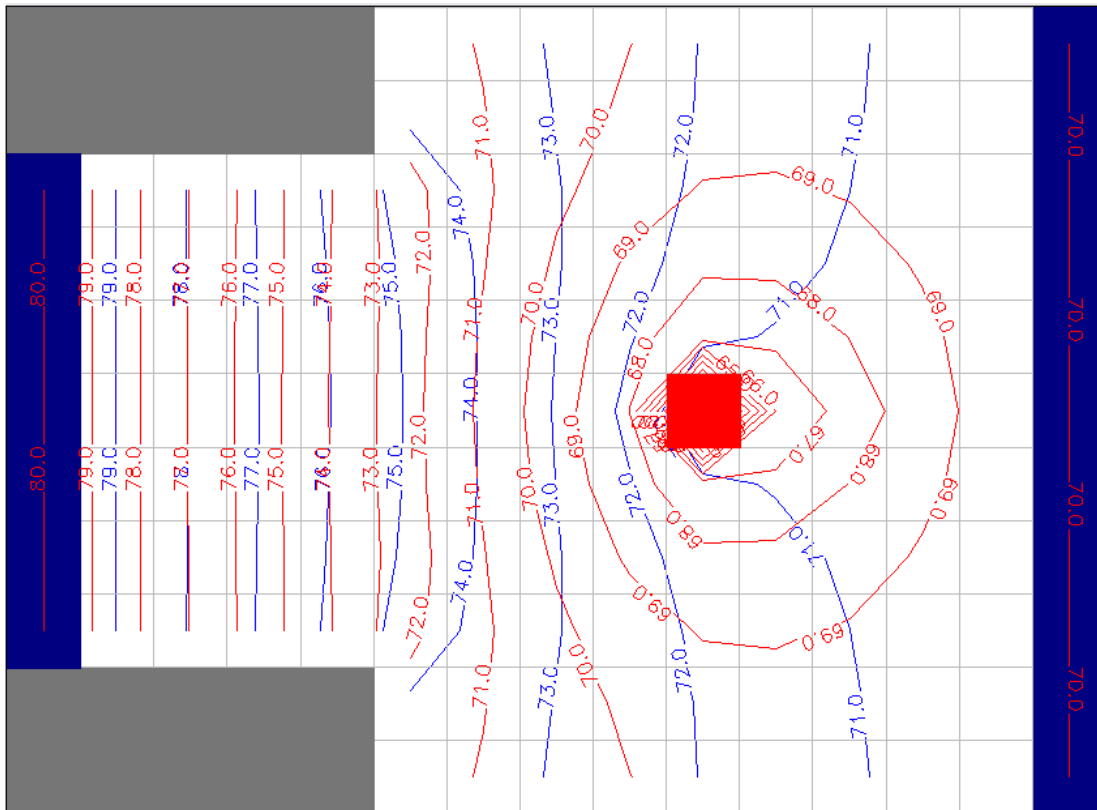


FIGURA A23 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 2.

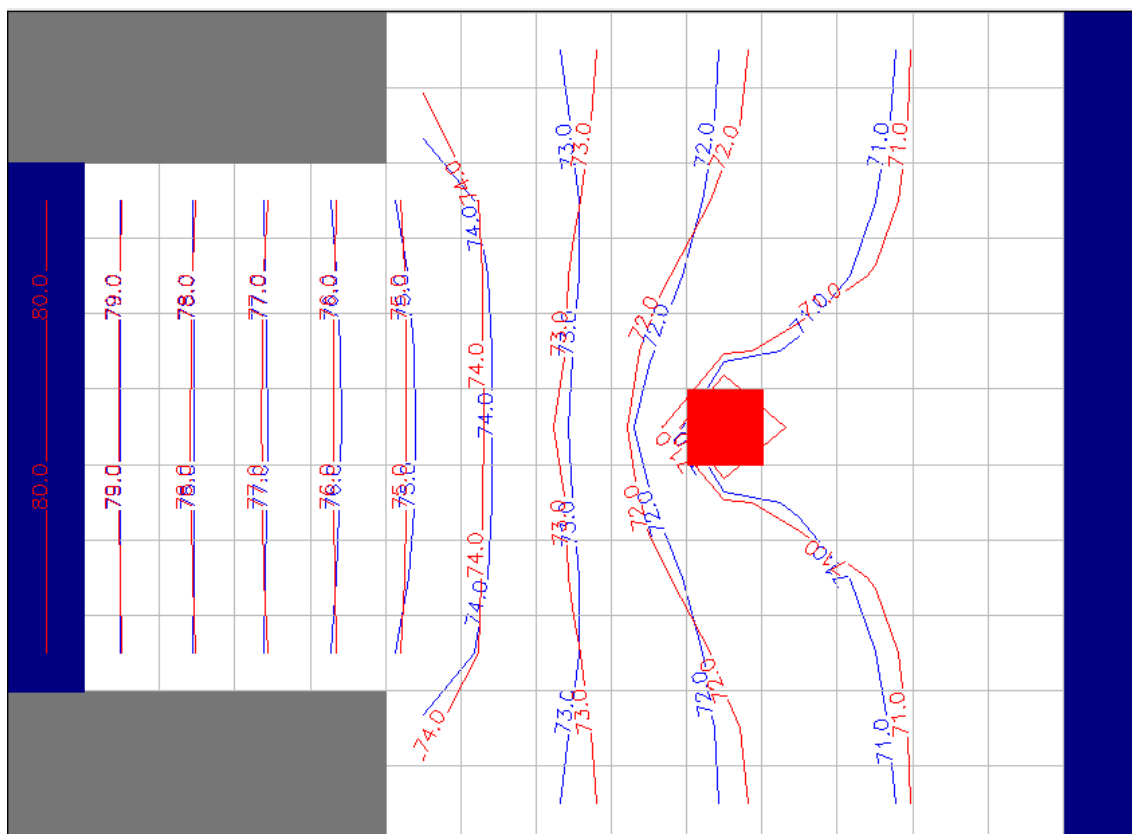


FIGURA A24 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 9.

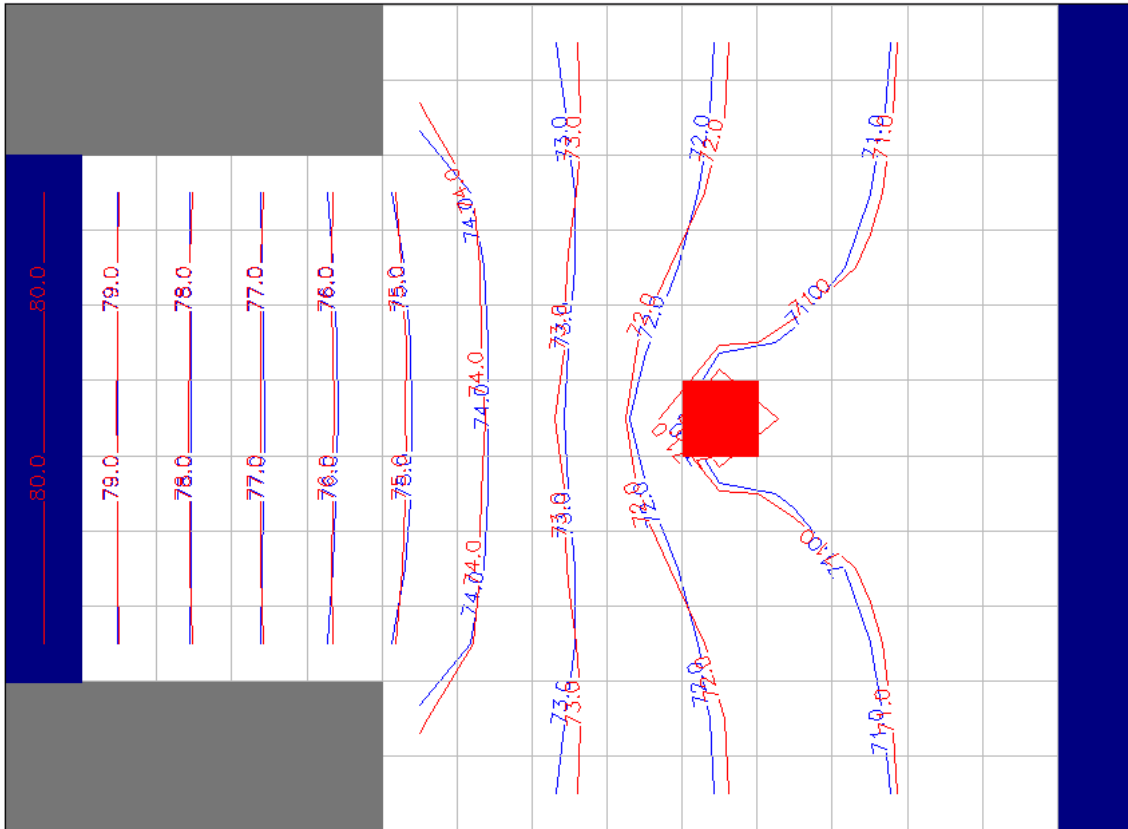


FIGURA A25 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 14.

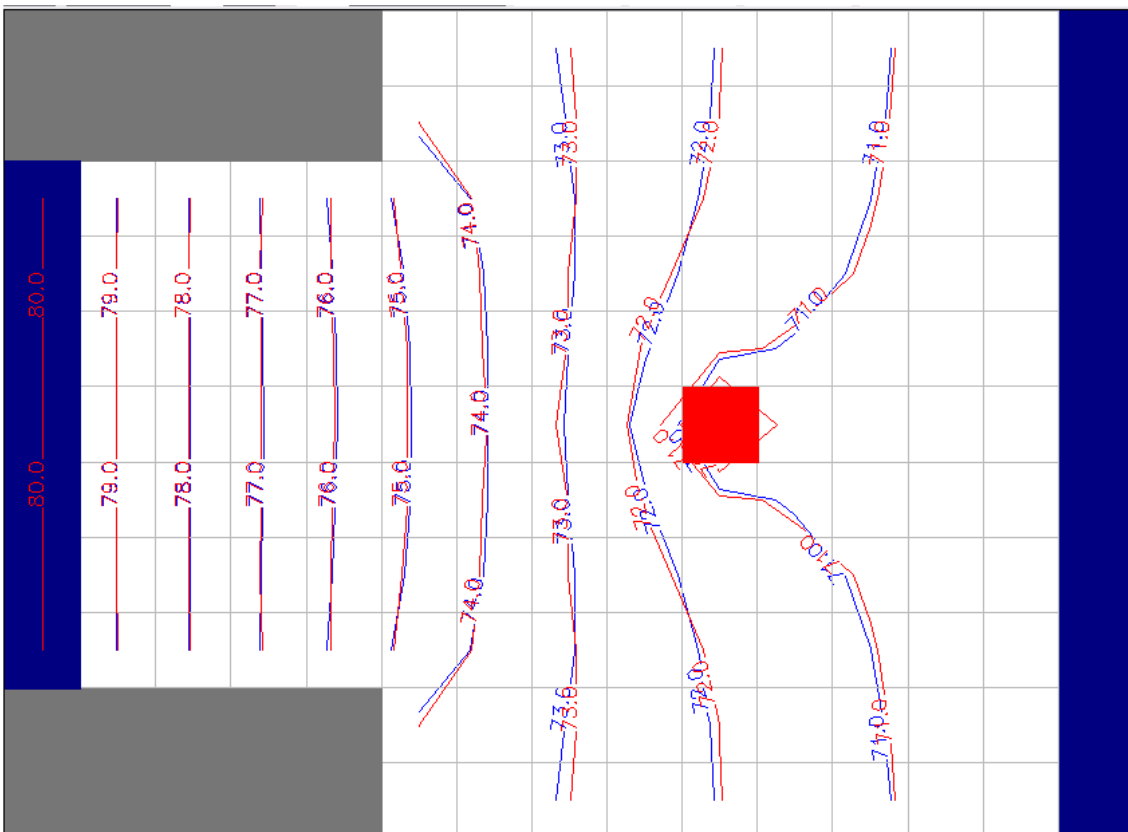


FIGURA A26 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 19.

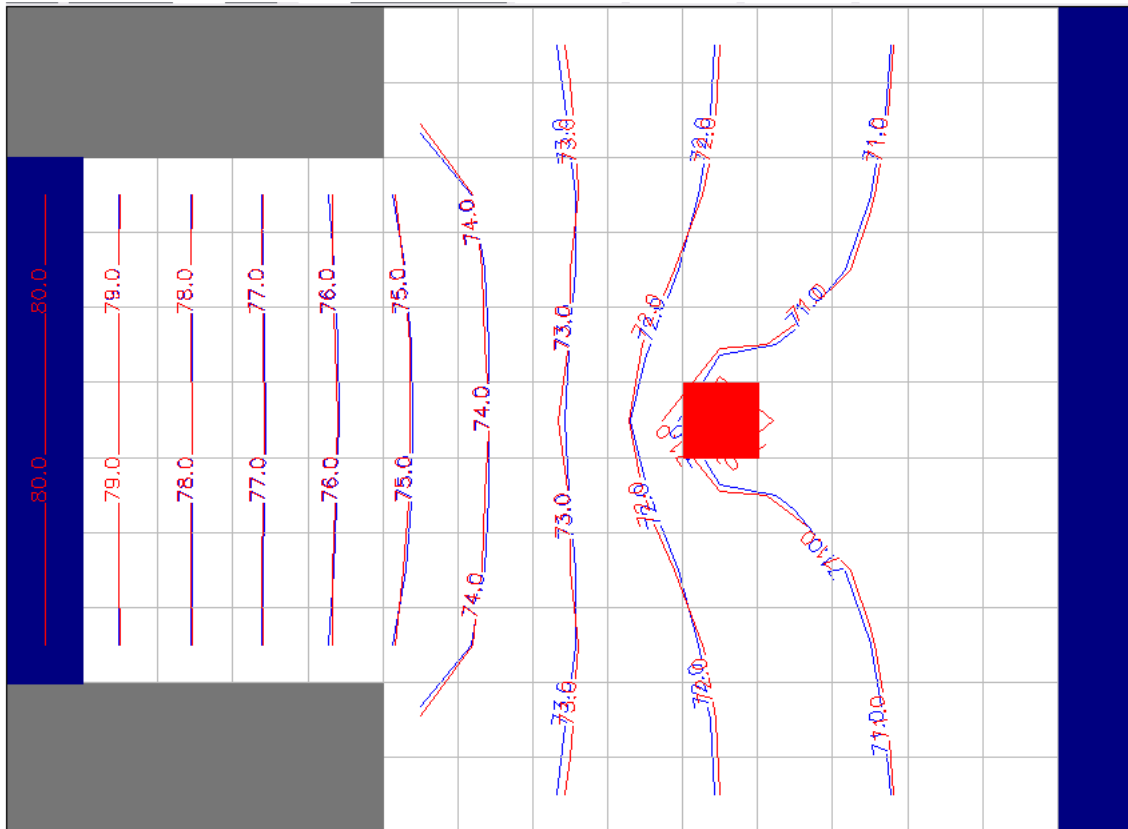


FIGURA A27 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 24.

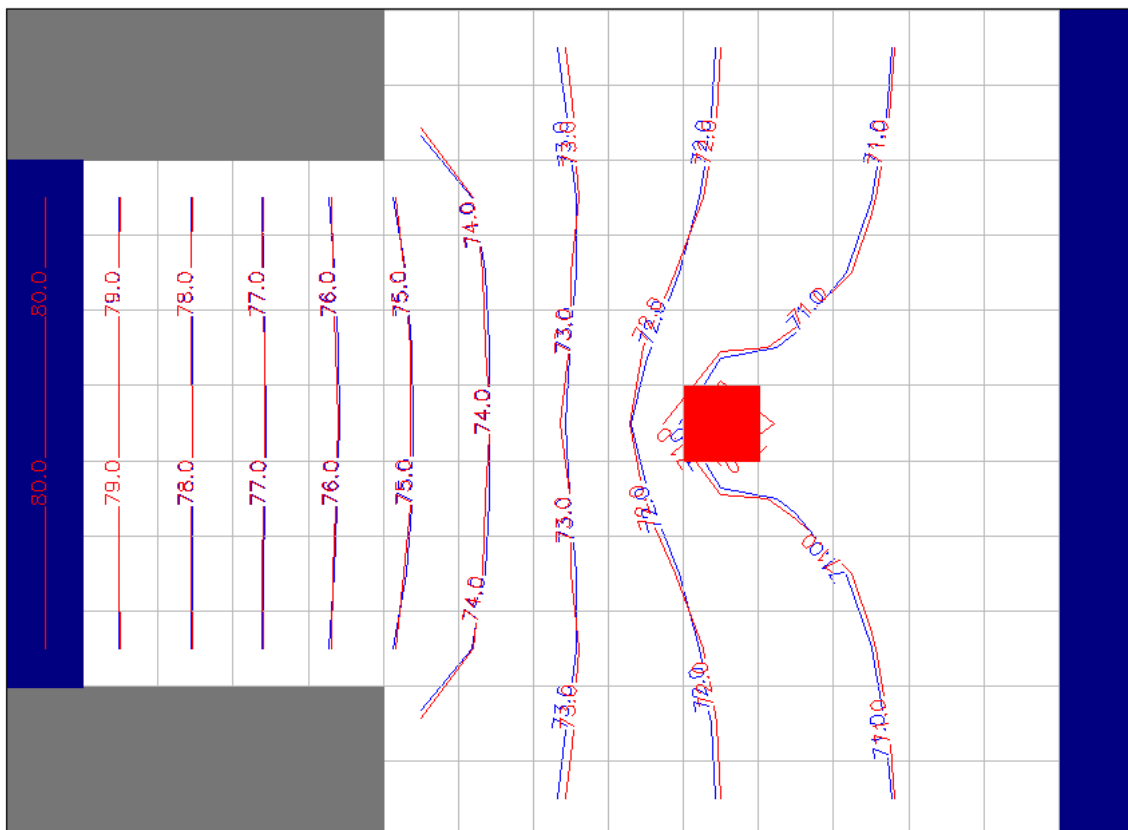


FIGURA A28 – Linhas potenciométricas observadas (medidas) em azul e calculadas (simuladas) em vermelho, iteração número 26.

Anexo II

TABELA A1 – Relação dos poços em bombeamento utilizados na modelagem da área de estudo. Fonte: COGERH.

Nº de Ordem	Município	UF	Long/W	Lat/S	Prof. (m)	Uso	Aqüífero	Q (m³/h)
1	CRATO	CE	451,466	9,202,283	134.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	30
2	CRATO	CE	452,007	9,199,604	120.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	60
3	CRATO	CE	452,752	9,199,542	80.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	1
4	CRATO	CE	453,141	9,200,058	80.00		SDM	9
5	Crato	CE	453,529	9,212,372	76.00		-	8
6	CRATO	CE	453,666	9,197,914	58.00	PRIVADO	SEDIMEN	5
7	CRATO	CE	453,681	9,213,171	50.00		PEC	0
8	Crato	CE	453,873	9,204,665	79.00		-	10
9	CRATO	CE	453,908	9,200,703	30.00	PÚBLICO	JSM	5
10	CRATO	CE	454,058	9,199,414	129.70	PÚBLICO	SEDIMEN	202
11	CRATO	CE	454,607	9,200,201	82.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	2
12	CRATO	CE	454,795	9,208,614	64.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	12
13	CRATO	CE	454,860	9,206,321	70.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	10
14	CRATO	CE	455,228	9,198,585	108.00		JSM	14
15	CRATO	CE	455,536	9,200,530	46.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	8
16	CRATO	CE	456,325	9,206,632	70.00		JSM	33
17	CRATO	CE	456,817	9,205,343	52.00		JSM	3
18	CRATO	CE	456,860	9,201,550	60.00	PRIVADO	SEDIMEN	52
19	CRATO	CE	457,891	9,204,453	90.00		JSM	33
20	CRATO	CE	458,203	9,194,749	120.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	60
21	CRATO	CE	458,256	9,213,396	35.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	40
22	Crato	CE	458,328	9,195,732	114.00	PÚBLICO		11
23	CRATO	CE	458,522	9,200,482	138.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	12
24	CRATO	CE	459,475	9,208,023	72.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	25
25	CRATO	CE	460,369	9,196,539	37.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	45
26	CRATO	CE	460,548	9,195,727	46.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	50
27	JUAZEIRO DO NORTE	CE	461,033	9,201,045	120.00	PÚBLICO	SEDIMEN	25
28	CRATO	CE	461,048	9,207,342	61.00			2
29	JUAZEIRO DO NORTE	CE	461,170	9,209,190	87.00	PRIVADO	SEDIMEN	0
30	JUAZEIRO DO NORTE	CE	461,205	9,204,216	90.00	PRIVADO	SEDIMEN	30
31	BARBALHA	CE	461,289	9,190,674	105.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	3
32	JUAZEIRO DO NORTE	CE	462,087	9,201,179	50.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	5
33	BARBALHA	CE	462,184	9,196,819	100.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	3
34	Barbalha	CE	462,284	9,194,906	100.00		-	40
35	JUAZEIRO DO NORTE	CE	462,425	9,203,054	80.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	12
36	JUAZEIRO DO NORTE	CE	462,741	9,199,641	120.00	PRIVADO	SEDIMEN	3
37	BARBALHA	CE	462,993	9,190,842	75.00	PRIVADO	R. BATATEIRA	7
38	JUAZEIRO DO NORTE	CE	463,833	9,198,847	60.00	PRIVADO	SEDIMEN	30
39	JUAZEIRO DO NORTE	CE	463,937	9,200,502	60.00	PRIVADO	SEDIMEN	14
40	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464,640	9,203,880	64.00	PRIVADO	SEDIMEN	20
41	JUAZEIRO DO NORTE	CE	465,038	9,204,372	85.00	PÚBLICO	JSM	7
42	JUAZEIRO DO NORTE	CE	465,040	9,200,129	62.00		-	17
43	JUAZEIRO DO NORTE	CE	465,191	9,205,048	60.00	PRIVADO	SEDIMEN	2
44	JUAZEIRO DO NORTE	CE	465,861	9,201,807	92.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	16
45	JUAZEIRO DO	CE	467,186	9,202,746	80.00	PRIVADO	SEDIMEN	1

Nº de Ordem	Município	UF	Long/W	Lat/S	Prof. (m)	Uso	Aquífero	Q (m³/h)
46	JUAZEIRO DO NORTE	CE	467,340	9,200,130	90.00	PÚBLICO	JSM	11
47	JUAZEIRO DO NORTE	CE	467,402	9,204,448	70.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	15
48	BARBALHA	CE	467,503	9,195,216	100.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	1
49	Juazeiro do Norte	CE	467,612	9,207,414	65.00	PRIVADO	JSM	14
50	JUAZEIRO DO NORTE	CE	468,327	9,200,214	40.00	PRIVADO	SEDIMEN	13
51	JUAZEIRO DO NORTE	CE	468,411	9,204,681	55.00	PRIVADO	SEDIMEN	2
52	JUAZEIRO DO NORTE	CE	468,658	9,202,281	60.00		JSM	4
53	Juazeiro do Norte	CE	468,993	9,204,645	72.00	PÚBLICO		23
54	JUAZEIRO DO NORTE	CE	469,054	9,206,519	58.00		Fm Santana	17
55	JUAZEIRO DO NORTE	CE	469,178	9,202,895	67.00		Fm Santana	2
56	JUAZEIRO DO NORTE	CE	469,453	9,205,726	111.00	PRIVADO	SEDIMEN	2
57	JUAZEIRO DO NORTE	CE	469,931	9,204,866	80.00	PÚBLICO	R. BATATEIRA	1
58	JUAZEIRO DO NORTE	CE	469,943	9,208,275	142.00	PRIVADO	JSM	1
59	JUAZEIRO DO NORTE	CE	470,284	9,200,900	110.00		-	12
60	JUAZEIRO DO NORTE	CE	472,919	9,205,237	83.00	PRIVADO	SEDIMEN	10
61	JUAZEIRO DO NORTE	CE	462730	9198633	105	PUBLICO		120
62	BARBALHA	CE	465133	9193516	88	PRIVADO		65
63	CRATO	CE	456045	9200102	92.3	PUBLICO		204
64	CRATO	CE	451466	9202283	134	PÚBLICO.		6
65	CRATO	CE	457442	9195989	111	PÚBLICO		2
66	JUAZEIRO DO NORTE	CE	466816	9201270		PÚBLICO		101
67	JUAZEIRO DO NORTE	CE	466237	9202222		PÚBLICO		100
68	JUAZEIRO DO NORTE	CE	466287	9202639		PÚBLICO		105
69	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464314	9199625		PÚBLICO		70
70	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464360	9198764		PÚBLICO		94
71	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464938	9199245		PÚBLICO		240
72	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464980	9197278		PÚBLICO		111
73	JUAZEIRO DO NORTE	CE	465727	9199740		PÚBLICO		171
74	JUAZEIRO DO NORTE	CE	469580	9202611		PÚBLICO		52
75	JUAZEIRO DO NORTE	CE	462815	9197965		PÚBLICO		41
76	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464015	9204436		PÚBLICO		39
77	JUAZEIRO DO NORTE	CE	468439	9200840		PÚBLICO		40
78	JUAZEIRO DO NORTE	CE	464667	9200932		PÚBLICO		42
79	JUAZEIRO DO NORTE	CE	466275	9200568		PÚBLICO		17
80	BARBALHA	CE	466111	9191961		PÚBLICO		96
81	BARBALHA	CE	465623	9191711		PÚBLICO		122

TABELA A2 – Relação dos poços com medição do nível estático utilizados na modelagem da área de estudo. Fonte: COGERH.

Nº de Ordem	Long/W	Lat/S	Carga hidráulica (m)	Nº de Ordem	Long/W	Lat/S	Carga hidráulica (m)
1	451466	9202283	437	39	465722	9206109	371.7
2	452007	9199604	419	40	465861	9201807	386.6
3	452752	9199542	434	41	466072	9191960	428.8
4	453307	9201635	386.5	42	466272	9193991	417
5	454174	9210729	450	43	466440	9210967	375.6
6	454191	9207017	485	44	466798	9206004	386.8
7	454607	9200201	429	45	467195	9201805	369
8	454672	9202943	454	46	467235	9206938	375
9	454795	9208614	454	47	467339	9194470	398
10	454832	9205611	457	48	467402	9204448	361.3
11	454860	9206321	409	49	467503	9195216	405
12	455536	9200530	422	50	467948	9195641	408
13	456973	9209403	437	51	469034	9208212	375
14	457423	9206271	425.3	52	469147	9195741	438
15	457818	9203473	412	53	469222	9200960	384
16	458203	9194749	402	54	469818	9208996	386
17	458256	9213396	421	55	469931	9204866	378
18	458522	9200482	449	56	470456	9195411	401
19	458700	9201865	434.5	57	470955	9207010	379
20	459475	9208023	430	58	471030	9199751	376.8
21	459525	9194111	467	59	472452	9194138	393
22	459910	9193070	420	60	472556	9205764	363
23	460213	9206424	432.6	61	473301	9208987	387
24	460369	9196539	422	62	474005	9195244	373.9
25	460548	9195727	443	63	474255	9202613	345
26	461289	9190674	422.8	64	455046	9209332	423.6
27	461568	9192706	429	65	459760	9208115	369.6
28	461625	9193726	472.7	66	458036	9196444	413
29	461982	9191124	389	67	461175	9197519	400.1
30	462087	9201179	402	68	461135	9202726	384.3
31	462184	9196819	430	69	470363	9205847	355.6
32	462425	9203054	377.3	70	475262	9205170	360.3
33	462993	9190842	418.6	71	474708	9208519	367.2
34	463291	9191989	435	72	462579	9194964	402.3
35	464440	9194872	384.5	73	456916	9188378	575
36	464713	9192714	427.5	74	467944	9195444	386.1
37	465076	9191072	421	75	465194	9194194	396.3
38	465557	9191737	406	76	471749	9197264	376.8

TABELA A3 – Relação dos poços com medição do nível estático utilizados na modelagem da área de estudo. Fonte: CPRM

Nº de Ordem	Município	UF	Long/W	Lat/S	Prof.	COTA	Carga hidráulica (m)	NE_OUT 2005	NE_DEZ 2005	NE_ABR 2006	NE_JUL 2006
1	Crato	CE	455046	9209332	64	431.2	423,1	8.10	8.10	5.45	7.60
2	Crato	CE	459760	9208115	72	406.6	369,6	37.00	37.39	37.00	37.00
3	Crato	CE	458036	9196444	82	469.0	412,78	56.22	56.39	56.00	56.05
4	Crato	CE	461175	9197519	108	449.0	400,3	48.70	49.12	49.30	48.88
5	Juazeiro do Norte	CE	461135	9202726	60	392.8	382	10.80	10.17	8.56	8.49
6	Juazeiro do Norte	CE	470363	9205847	62	359.4	348,96	10.44	6.43	4.00	3.80
7	Juazeiro do Norte	CE	475262	9205170	80	382.3	359,8	22.50	22.46	21.95	22.05
8	Juazeiro do Norte	CE	474708	9208519	72	374.4	367,4	7.00	7.14	6.83	7.17
9	Barbalha	CE	462579	9194964	240	440.4	401,78	38.62	38.47		38.15
10	Barbalha	CE	456916	9188378	80	589.0	574,77	14.23			14.00
11	Barbalha	CE	467944	9195444	79	398.5	385,83	12.67	12.76	12.35	12.40
12	Barbalha	CE	465194	9194194	80	427.9	396,27	31.63		32.10	31.58