

Trabalho de Formatura
Curso de Graduação em Geologia

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
NA BACIA DO RIO GRANDE (BA)**

Roger Dias Gonçalves

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Co-Orientador: Msc. Elias Hideo Teramoto

Rio Claro (SP)

2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ROGER DIAS GONÇALVES

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO GRANDE (BA)

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2013

551.49 Gonçalves, Roger Dias
G635s Simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas na
bacia do Rio Grande (BA) / Roger Dias Gonçalves. - Rio
Claro, 2013
56 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade
Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang
Coorientador: Elias Hideo Teramoto

1. Águas subterrâneas. 2. Aquíferos. 3. Urucuaia. 4.
Feflow. 5. Elementos finitos. 6. Hidrogeologia. 7.
Modelagem. I. Título.

ROGER DIAS GONÇALVES

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO GRANDE (BA)

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang (orientador)

Geól. Dr. Flávio de Paula e Silva

Geól. MSc. Eduardo Reckziegel de Souza

Rio Claro, 19 de Novembro de 2013.

Assinatura do aluno

assinatura do orientador

Aos meus pais, Nalva e Cláudio.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que tiveram participação direta ou indireta no desenvolvimento deste trabalho. Em especial agradeço aos meus pais pelo apoio contínuo em todas as etapas da minha vida e pela confiança com zelo que permearam toda a minha trajetória até o presente. Sem a família nada disso teria sido concluído, e nem ao menos iniciado. À minha noiva, Amanda, que esteve ao meu lado nos momentos mais desgastantes e sempre apoiou e confiou no esforço e trabalho aqui despendidos, agradeço o amor e paciência. Um agradecimento especial ao prof. Chang por estar presente nesses 5 anos de (muito) aprendizado, pelas inúmeras oportunidades de crescimento, conversas e resguardos sempre que precisei. Agradeço também os companheiros de modelagem Elias, Reiner e Eduardo pela amizade e tempo dispendido em discussões e ensinamentos que carregarei pela vida profissional. A todos os companheiros de LEBAC que fizeram parte dessa jornada e que sempre me ajudaram quando precisei, em especial o Flávio, Márcia, Didier, Fernando (Ceará), Maria Rita, Marcão, Cris, Bruno (Gonzo) e Guilherme (Cabrito). Agradeço a toda turma Alcool n' Geo, em especial à Rep. Lagoa Seca pelas grandes amizades conquistadas e por todos os momentos de descontração. Aos professores do curso de Geologia e a todos os que contribuíram para o meu conhecimento, amadurecimento e crescimento intelectual, meu muitíssimo obrigado.

“It’s all about the mesh!”

Reiner Stollberg

RESUMO

O Sistema Aquífero Urucuia representa um manancial estratégico no oeste baiano. Seu fluxo de base é responsável pela vazão dos principais afluentes da margem esquerda do rio São Francisco no período de estiagem, entre eles o rio Grande, seu principal afluente na Bahia. O rio Grande possui um regime hidrológico fortemente influenciado pela contribuição de água subterrânea e está localizado numa região com sérios conflitos pelo uso da água. A geologia do meio aquífero é constituída pelos arenitos neocretácicos do Grupo Urucuia, subdivididos em Formação Posse e Formação Serra das Araras, enquanto que o embasamento é composto por rochas neoproterozóicas do Grupo Bambuí. Este trabalho foca no uso de uma importante ferramenta no estudo de fluxo de águas subterrâneas, o modelo matemático, cuja função é a representação aproximada e adequada da realidade para que possa ser empregado na simulação de diversos cenários e fazer previsões. Os vários estudos realizados na bacia proporcionaram a base para a elaboração de um modelo conceitual simplificado que inclui homogeneidade litológica e hidráulica em toda a bacia, fluxo nulo nos limites do platô e na base do aquífero, descarga de água subterrânea nas drenagens que cortam o aquífero e que este é livre em toda a sua extensão. O método numérico utilizado é o método dos elementos finitos empregado no algoritmo computacional FEFLOW. A área simulada foi discretizada em uma camada com 27.357,6 km² (314.432 elementos e 320.452 nós) perfazendo 4.249,89 km³ de volume e foram utilizados 21 poços de observação da CERB para fins de calibração. A topografia do terreno foi obtida através de dados SRTM e a base impermeável do modelo foi gerada a partir da interpolação de perfis descritivos de poços e SEVs de trabalhos anteriores. Trabalhos na área obtiveram taxas de recarga média variando aproximadamente de 20% a 25% da precipitação média, desse modo, os valores nas zonas de recarga do modelo variam nesta escala. A premissa de homogeneidade litológica e hidráulica não foi corroborada pelas simulações, sendo distribuídas quatro grandes zonas de condutividade hidráulica: (K1) zona oeste, com $K=6 \times 10^{-5}$ m/s; (K2) zona leste centro, com $K=3 \times 10^{-4}$ m/s; (K3) zona extremo leste, com $K=5 \times 10^{-4}$ m/s; e (K4) zona leste-norte, com $K=1 \times 10^{-5}$ m/s, assim, foi incorporado ao modelo conceitual final a discrepância hidráulica entre as porções oeste e leste, e a heterogeneidade hidráulica desta última. No balanço hídrico calculado na simulação, o valor total de saída do modelo é de 23,718,654 m³/dia. Os resultados do modelo em regime permanente obtidos neste trabalho podem ser considerados representativos para as condições reais devido aos ótimos índices de correlação entre os valores de carga hidráulica observados

e aqueles calculados pela simulação e os reduzidos valores de coeficiente de sensibilidade, evidenciando que as incertezas associadas aos diversos parâmetros de entrada do modelo e a dependência do resultado da simulação frente a estes, são reduzidas. Apesar dos dados serem insuficientes para sanar todas as incertezas presentes na área, o modelo elaborado possui representatividade frente às condições reais regionais e serve de auxílio no direcionamento de investigações adicionais.

Palavras-chave: Água subterrânea, simulação, rio Grande, Urucuia, Feflow, elementos finitos

ABSTRACT

The Urucuia Aquifer System represents a strategic water source in western Bahia. Its baseflow is responsible for the flow rate of the main tributaries of São Francisco river left bank in the dry season, including the Rio Grande, its main tributary in Bahia state. This river has a hydrological regime heavily affected by groundwater and is located in a region with conflicts about water resources. The aquifers geology is constituted by neocretaceous sandstones of Urucuia Group subdivided in Posse Formation and Serra das Araras Formation. The embasement is formed by neoproterozoic rocks of Bambuí Group. This work focuses on an important tool application, the mathematical model, whose function is represent approximately and suitably the reality so that can assist in different scenarios simulations and make predictions. Many studies developed in this basin provided the conceptual model basis including a full free aquifer, lithological and hydraulic homogeneity in entire basin, null flux at plateau borders and aquifer base. The finite element method is the numerical method used and FEFLOW the computational algorithm. The simulated area was discretized in a single layer with 27.357,6 km² (314.432 elements and 320.452 nodes) totaling a 4.249,89 km³ volume. Were utilized 21 observation wells from CERB to calibrate the model. The terrain topography was obtained by SRTM data and the impermeable base was generated by interpolation of descriptive profiles from wells and electric vertical drilling from previous studies. Works in this area obtained mean recharge rates varying approximately from 20% to 25% of average precipitation, thus the values of model recharge zones varying in this range. Were distributed 4 hydraulic conductivity zones: (K1) west zone with $K=6 \times 10^{-5}$ m/s; (K2) center-east zone with $K=3 \times 10^{-4}$ m/s; (K3) far east zone with $K=5 \times 10^{-4}$ m/s; e (K4) east-north zone with $K=1 \times 10^{-5}$ m/s. Thereby was incorporated to the final conceptual model the hydraulic discrepancy from west to east and the hydraulic heterogeneity in the east side. The outflow calculated from water balance simulation is 23,718,654 m³/day. The model results in steady state obtained in this work can be considered representatives for real conditions due the optimal correlation indices between observed and calculated hydraulic head values. Also because the small sensitivity coefficient values which support that the uncertainties associated to input parameters and the result dependency relating to them are reduced. Although the data be insufficient to remedy all the uncertainties presenting in this area, the presented model is representative for regional conditions and can assist to selecting additional investigations.

Keywords: groundwater, simulation, rio Grande, Urucuia, Feflow, finite elements

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	3
2	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	5
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
3.1	Aplicação de Modelos em Hidrogeologia.....	5
3.2	Modelo Conceitual	6
<i>3.2.1</i>	<i>AQUÍFEROS.....</i>	<i>8</i>
<i>3.2.1.1</i>	<i>Aquíferos Confinados</i>	<i>9</i>
<i>3.2.1.2</i>	<i>Aquíferos Semi-Confinados</i>	<i>10</i>
<i>3.2.1.3</i>	<i>Aquíferos Não-Confinados</i>	<i>10</i>
<i>3.2.1.4</i>	<i>Aquíferos Mistos.....</i>	<i>10</i>
<i>3.2.2</i>	<i>CLASSIFICAÇÃO DE MODELOS CONCEITUAIS.....</i>	<i>11</i>
<i>3.2.3</i>	<i>ABORDAGEM FÍSICA DO FLUXO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....</i>	<i>13</i>
3.3	Modelo Matemático	17
3.4	Método dos Elementos Finitos	20
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	22
4.1	Geologia.....	24
4.2	Geomorfologia.....	26
4.3	Clima	26
4.4	Caracterização Hidrogeológica.....	28
<i>4.4.1</i>	<i>PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS.....</i>	<i>29</i>
<i>4.4.2</i>	<i>ESCOAMENTO DE BASE, RECARGA E RESERVAS.....</i>	<i>30</i>
5	METODOLOGIA	30
5.1	Modelagem Numérica	30
<i>5.1.1</i>	<i>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</i>	<i>30</i>
<i>5.1.2</i>	<i>CONTROLE DE QUALIDADE DAS INF. E CONFECÇÃO DE BANCO DE DADOS.</i>	<i>31</i>
<i>5.1.3</i>	<i>MODELO CONCEITUAL.....</i>	<i>31</i>

5.1.4	<i>MODELO MATEMÁTICO</i>	31
5.1.5	<i>CALIBRAÇÃO</i>	31
5.1.6	<i>ANÁLISE DE SENSITIVIDADE</i>	31
5.1.7	<i>ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</i>	32
6	SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO	32
6.1	Modelo Conceitual	32
6.2	Modelo Matemático	33
6.2.1	<i>DISCRETIZAÇÃO DO MODELO</i>	33
6.2.2	<i>CONDIÇÕES DE CONTORNO</i>	36
7	RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
7.1	Condutividade Hidráulica e Recarga	37
7.2	Correlação entre os valores de Carga Hidráulica	40
7.3	Análise de Sensibilidade	43
7.3.1	<i>ANÁLISE QUALITATIVA – PRÉ-CALIBRAÇÃO</i>	43
7.3.2	<i>ANÁLISE QUANTITATIVA – PÓS-CALIBRAÇÃO</i>	43
7.4	Balço de Fluxo	46
7.5	Potenciometria Simulada	47
8	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	50
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53
10	BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	56

1 INTRODUÇÃO

A água além de ser importante para os diversos processos biológicos e geológicos é um recurso fundamental à qualidade de vida humana. E é na fase subsuperficial do seu ciclo que ocorre controles naturais importantes para a atividade humana como filtragem, circulação e armazenamento, sendo muitas vezes atribuído um valor estratégico devido à local escassez superficial.

As águas superficiais e subterrâneas apresentam interações das mais diversas, podendo a exploração ou contaminação de um, acarretar consequências diretas no outro, sendo assim fundamental um gerenciamento conjunto e integrado dos recursos hídricos. Porém não há muito estudo no sentido de avaliar a gestão sob esse olhar integrado, que seria a implicação da retirada da água subterrânea sobre a disponibilidade de água superficial.

No oeste baiano onde há baixa densidade de drenagem e crescente demanda de água para suprimento de fazendas e projetos de irrigação, vários rios já atingiram o limite legal máximo outorgável (SILVA et al, 2005), ocasionando uma maior procura pela água subterrânea, muitas vezes sem controle. Em muitos casos há falta de mecanismos legais e normativos, e os aquíferos e rios estão sujeitos aos impactos do uso e extração descontrolada.

O Sistema Aquífero Urucuia (SAU) representa um manancial estratégico nessa região, pois aliado à crescente demanda de água para o desenvolvimento econômico, possui uma forte contribuição direta nos períodos de estiagem mediante o fluxo de base para os afluentes da margem esquerda do rio São Francisco, entre eles o rio Grande, cuja bacia hidrográfica determina a área de estudo do presente projeto.

O rio Grande é o principal afluente do rio São Francisco na Bahia e possui um regime hidrológico fortemente influenciado pela contribuição de água subterrânea, que segundo trabalhos da SRH-Bahia, chega a 70% da vazão total do rio. Localizado no oeste do Estado da Bahia (Figura 1.1), na região fisiográfica média da bacia do rio São Francisco, sua bacia hidrográfica apesar de ser a segunda em importância para formação das vazões do rio São Francisco, apresenta sérios conflitos pelo uso da água.

Estes problemas remetem à necessidade de uma adequada gestão integrada dos recursos hídricos, a qual carece de dados e conhecimento hidrogeológico que dê o devido

2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O presente trabalho tem como objetivo principal o desenvolvimento de um modelo numérico hidrogeológico com vistas ao entendimento conceitual da dinâmica de fluxo de águas subterrâneas no Sistema Aquífero Urucuia na Bacia do rio Grande.

Diante do exposto, este trabalho pretende contribuir para a pesquisa de recursos hídricos na Bacia do rio Grande, sobretudo para a quantificação e análise da sustentabilidade destes recursos por meio de modelos numéricos de fluxo, de modo a auxiliar numa adequada gestão integrada dos recursos hídricos.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Aplicação de Modelos em Hidrogeologia

O desenvolvimento de modelos de simulação de fluxo de águas subterrâneas tem sido justificado pelos vários objetivos associados ao planejamento do uso dessa fonte. A previsão dos efeitos causados pela concentração de poços e vazões bombeadas constitui-se numa das mais importantes aplicações desses modelos (CIRILO & CABRAL, 1989).

Os modelos sintetizam as informações de campo e proporcionam testar princípios de como o sistema funciona. Ainda podem alertar sobre fenômenos não previamente considerados e identificar áreas que necessitam de mais informações (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

O modelo por si só não é um objetivo, mas uma ferramenta para atingir um objetivo. Geralmente, os objetivos principais se dividem em (1) previsão, caso em que o modelo é utilizado na antevisão das respostas do aquífero frente a determinadas ações, e (2) interpretação, caso que busca entender o funcionamento do aquífero e a sistematização das informações. Anderson & Woessner (1992) incluem ainda modelos que estudam processos em ambientes geológicos genéricos, chamados de modelos genéricos (Quadro 3.1).

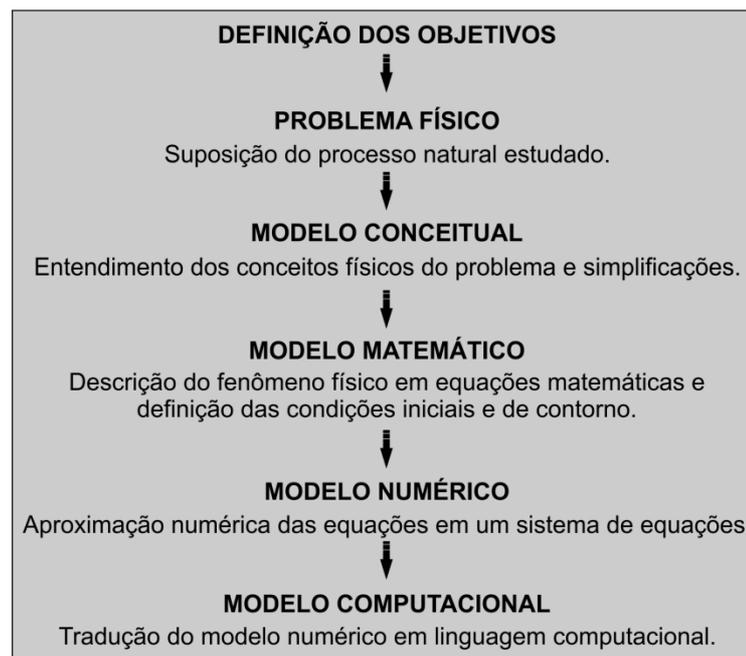
Modelo preditivo:	Usado para predizer o futuro; requer calibração.
Modelo interpretativo:	Usado para o estudo da dinâmica do sistema e/ou organizar os dados de campo; não precisa necessariamente de calibração.
Modelo genérico:	Usado para analisar o fluxo em sistemas hidrogeológicos hipotéticos; pode ser útil para auxiliar no quadro de diretrizes regulatórias de uma dada região; não precisa necessariamente de calibração.

Quadro 3.1 – Tipos de aplicações de modelagem (modificado de ANDERSON & WOESSNER, 1992).

Um modelo matemático é uma representação simplificada de uma situação real através de equações matemáticas, e no caso da hidrogeologia, são utilizadas as equações que regem o fluxo subterrâneo.

Os modelos podem ser divididos em (1) modelos de fluxo, que simulam o escoamento de água considerando os fluxos naturais dos aquíferos, suas recargas e os bombeamentos; e (2) modelos de transporte de massa, que simulam o transporte e espalhamento de uma substância poluente.

A modelagem de aquífero envolve diversas etapas em que a simulação computacional é apenas um dos passos. Anterior à simulação computacional temos a definição dos objetivos, como visto acima, e ainda a formulação dos modelos conceitual, matemático e analítico/numérico (numérico no presente caso devido à impossibilidade de obter-se uma solução analítica apropriada) com escolha do pacote computacional (Quadro 3.2).



Quadro 3.2 – Etapas da modelagem precedentes à simulação computacional.

3.2 Modelo Conceitual

Busca-se representar o aquífero de forma esquemática, suas camadas confinantes, recargas e descargas, conexões hidráulicas, etc., e definir as principais relações causa-consequência na elaboração do modelo conceitual. Tal modelo procura conciliar a representação da realidade do aquífero e a descrição qualitativa do comportamento deste com simplificações visando a elaboração de um modelo numérico aplicável e o mais fiel possível.

Na elaboração do modelo conceitual, alguns pontos são importantes de serem observados e analisados. Cabral & Demetrio (2008) pontuam alguns como:

- Identificação dos sistemas aquíferos;
- Identificação das fronteiras do modelo;
- Identificação das condições de contorno;
- Levantamento dos valores dos parâmetros hidrogeológicos; e
- Levantamento das entradas e saídas hídricas (recargas e descargas).

Ainda na elaboração do modelo conceitual, alguns parâmetros e variáveis devem ser analisados. Segundo Cabral & Demetrio *op.cit.* são necessárias informações sobre:

- Geometria: cotas da base e do topo e identificação dos limites;
- Variáveis externas: recargas, condições iniciais e de contorno, carga piezométrica e vazão dos poços;
- Variáveis de estado: velocidade, concentração, temperatura, transmissividade, coeficiente de armazenamento, área de recarga e descarga, conectividade com água superficial e outros aquíferos;
- Parâmetros: condutividade hidráulica, viscosidade, capacidade de infiltração, resistência hidráulica (camada semiconfinante);
- Constantes: massa específica, coeficiente de compressibilidade, aceleração da gravidade.

Na etapa de preparação dos dados para o modelo conceitual, é extremamente recomendada a visita de campo. Ela auxiliará o modelador a melhor entender a realidade hidrogeológica do aquífero e seu entorno, e exercerá uma influência positiva em decisões subjetivas que serão tomadas no decorrer da modelagem (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

Os dados a serem considerados na modelagem, desde em modelos mais modestos até os modelos sofisticados de previsão, são discutidos por Moore (1979). O Quadro 3.3 reúne alguns dados do meio físico e hidrológico a serem obtidos nessa etapa.

Meio Físico
Mapa geológico e seções transversais mostrando a extensão da área, espessura e limites
Mapa topográfico mostrando os corpos d'água superficiais e divisores d'água superficiais
Mapas de contorno mostrando a elevação da base dos aquíferos e camadas confinantes
Mapas de isópacas mostrando as espessuras dos aquíferos e das camadas confinantes
Mapas mostrando a extensão e espessura dos sedimentos de rios e lagos
Meio Hidrogeológico
Mapas potenciométricos de todos os aquíferos e nível freático
Hidrógrafas das cargas das águas subterrâneas e níveis de água superficial
Mapas e seções transversais com distribuição da condutividade hidráulica e/ou da transmissividade
Valores de condutividade hidráulica e sua distribuição para sedimentos de rios e lagos
Distribuição espacial e temporal das taxas de evapotranspiração, recarga subterrânea; interação das águas superficiais e subterrâneas, bombeamento e descarga natural de água subterrânea

Quadro 3.3 – Dados do meio físico e hidrogeológico a serem considerados em modelos de fluxo de água subterrânea (modificado de MOORE, 1979, *in* ANDERSON & WOESSNER, 1992).

Existem diversas maneiras de classificar os modelos de fluxo de águas subterrâneas. Os modelos podem ser classificados em regime transiente ou permanente, em confinado ou não confinado, e considerar uma, duas ou três dimensões espaciais. Na criação do *grid* do modelo numérico, a classificação mais relevante é aquela baseada nas dimensões espaciais (ANDERSON & WOESSNER, 1992). Entretanto, é importante examinar primeiro os tipos de aquíferos que compreendem o sistema estudado.

3.2.1 AQUÍFEROS

Aquífero é uma formação geológica com permeabilidade e porosidade interconectada suficiente para armazenar e transmitir quantidades significativas de água, sob gradientes hidráulicos naturais. O meio geológico comumente associado a aquíferos desenvolvidos são areias e cascalhos inconsolidados, arenitos friáveis ou não, basaltos e outras rochas cristalinas fraturadas, e calcários fraturados com canais gerados por dissolução (CLEARY, 2007).

Sistema aquífero consiste de um conjunto de aquíferos pertencentes a uma mesma unidade geológica, de abrangência regional, interdependentes hidráulica e/ou fisicamente (GASPAR, 2006).

Podemos considerar nas simulações quatro tipos diferentes de aquíferos (ou sistema aquífero): (1) aquífero confinado; (2) aquífero semi-confinado; (3) aquífero não-confinado, ou livre; e (4) aquífero misto.

3.2.1.1 Aquíferos Confinados

São aquíferos característicos por possuírem em seu topo uma pressão da água maior do que a pressão atmosférica. Alguns autores dividem em confinados drenantes (tratados aqui como semi-confinados) ou não drenantes em função da drenança (ou impermeabilidade) de suas camadas limítrofes.

Na simulação de aquíferos confinados, a transmissividade e o coeficiente de armazenamento são especificados para cada nó, célula, ou elemento. Sendo que, variações na transmissividade podem representar variações na condutividade hidráulica e/ou espessura do aquífero. A transmissividade pode ser estimada a partir de valores de condutividade hidráulica tirados da literatura (Tabela 3.1) e estimar a espessura do aquífero. Valores de coeficiente de armazenamento podem ser calculados a partir de estimativas de armazenamento específico (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

Tabela 3.1 – Valores de propriedades físicas de diferentes materiais (modificado de ISTOK, 1989)

Material	Condutividade Hidráulica, K (m/s)	Produtividade Específica, S_y^* (m^{-1})	Porosidade, n	Densidade aparente, ρ_b (kg/m ³)
Cascalho	$10^0 - 10^{-3}$	0.1 - 0.3	0.20 - 0.40	1200 - 1800
Areia	$10^{-2} - 10^{-3}$	0.1 - 0.4	0.25 - 0.55	1300 - 1900
Silte	$10^{-3} - 10^{-7}$	0.2 - 0.4	0.35 - 0.60	1200 - 1800
Argila	$10^{-7} - 10^{-10}$	0.05 - 0.2	0.35 - 0.55	1000 - 1600
Arenito	$10^{-6} - 10^{-10}$	0.01 - 0.2	0.25 - 0.50	2000 - 2400
Siltito	$10^{-8} - 10^{-12}$	0.01 - 0.2	0.20 - 0.40	2000 - 2400
Argilito	$10^{-9} - 10^{-13}$	0.01 - 0.08	0.01 - 0.10	2000 - 2400
Calcário (sem cavidades)	$10^{-6} - 10^{-10}$	0.01 - 0.05	0.01 - 0.20	2000 - 2500
Calcário (com cavidades)	$10^{-2} - 10^{-6}$	0.01 - 0.20	0.05 - 0.55	1800 - 2000
Ígnea/Metamórfica (fraturada)	$10^{-4} - 10^{-8}$	0.01 - 0.05	0.05 - 0.15	2000 - 2500
Ígnea/Metamórfica (sã)	$10^{-10} - 10^{-14}$	≈ 1	0.01 - 0.05	2400 - 3000
Basalto (fraturado)	$10^{-2} - 10^{-7}$	0.01 - 0.20	0.05 - 0.35	2000 - 2400
Basalto (sã)	$10^{-10} - 10^{-14}$	≈ 0	0.01 - 0.10	2400 - 2800
Tufo vulcânico/Brecha	$10^{-5} - 10^{-9}$	0.01 - 0.05	0.05 - 0.25	2000 - 2400

* Valores para aquíferos não-confinados. Para aquíferos confinados, os valores de *armazenamento específico* serão 100 a 1000 vezes menores.

3.2.1.2 *Aquíferos Semi-Confinados*

Num sistema semi-confinado, a camada confinante e o aquífero adjacente que faz o suprimento não são necessariamente representados no modelo, podendo ser simulados em termos de drenança. Este termo é a razão da condutividade hidráulica na direção vertical (K'_z) da camada confinante com a espessura da mesma (b'):

$$Drenança = K'_z/b'$$

Os valores de drenança e a distribuição da carga no aquífero adjacente são especificados por matrizes. Valores de transmissividade e coeficiente de armazenamento do aquífero semi-confinado são necessários. O chamado “aquífero adjacente”, na verdade, é considerado como a origem da água do aquífero semi-confinado, podendo ser um aquífero confinado, não-confinado, ou até mesmo um corpo d’água superficial (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

3.2.1.3 *Aquíferos Não-Confinados*

Estes aquíferos possuem como limite superior a superfície freática na qual todos os pontos se encontram à pressão atmosférica.

A maioria dos modelos envolvendo aquíferos não-confinados utilizam as premissas de Dupuit (abordado no capítulo de Modelo Matemático). As simulações envolvendo estes tipos de aquíferos requerem matrizes especificando valores de condutividade hidráulica, produtividade específica (S_y) e a elevação do datum (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

Como visto na Tabela 3.1, a faixa de valores da produtividade específica varia de 0.1 a 0.4, podendo testar a sensibilidade do modelo à este parâmetro durante a análise de sensibilidade.

3.2.1.4 *Aquíferos Mistos*

Um aquífero misto consiste de alguma combinação dos tipos descritos acima, e pode variar espacialmente de condições não-confinadas até confinadas (Figura 3.1). Na simulação de aquíferos mistos são necessários todos os valores das matrizes para cada tipo de aquífero abordado anteriormente (TOWNLEY & WILSON, 1980).

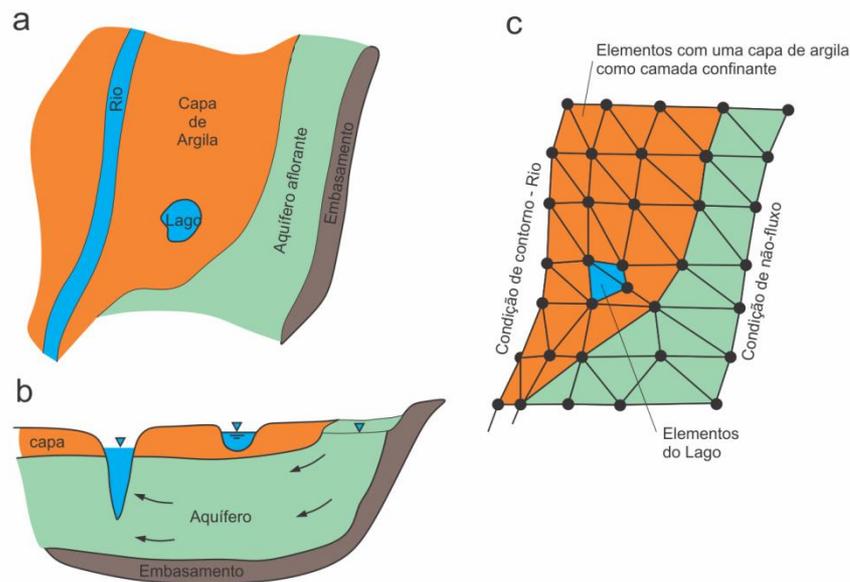


Figura 3.1 – Exemplo de aquífero misto; a. vista em planta; b. corte mostrando a transição de condições não confinadas para confinadas e; c. malha de elementos finitos (modificado de Townley & Wilson, 1980).

3.2.2 CLASSIFICAÇÃO DE MODELOS CONCEITUAIS

A classificação de modelos conceituais em termos de dimensões espaciais resulta em modelos: (1) bidimensional horizontal; (2) bidimensional vertical; (3) quase-tridimensional; e (4) tridimensional.

Os modelos bidimensionais horizontais podem simular os quatro tipos de aquíferos acima elencados, e nestes considera-se que não existem significativas variações na direção vertical Z , utilizando assim equações baseadas nas direções X e Y , podendo sofrer algumas modificações.

Por exemplo, na simulação de um aquífero semi-confinado em um modelo bidimensional horizontal, suprimimos a representação espacial da camada confinante e do aquífero adjacente por uma matriz em função da *drenança*. O modelo assume também que a carga hidráulica no aquífero adjacente não varie no tempo e que não há liberação de água armazenada na camada confinante (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

O modelo bidimensional vertical é utilizado com sucesso em casos onde as características físicas e hidrogeológicas podem ser consideradas constantes em dada direção, perpendicular ao corte vertical do modelo. Cabral & Wrobel (1993), por exemplo,

desenvolveram modelos verticais para análise de escoamento em drenagem agrícola e análise de intrusão marinha.

Um modelo quase-tridimensional simula uma sequência de aquíferos intercalados por camadas confinantes. Estas camadas, do mesmo modo como tratadas nos modelos bidimensionais horizontais, não são explicitamente representadas. Este tipo de modelo é recomendável quando o contraste de condutividade hidráulica entre o aquífero e as camadas confinantes for, no mínimo, duas ordens de grandeza. Isto porque, nestes casos, ao ignorar o fluxo horizontal nas camadas confinantes, o erro causado é menor que 5% (NEUMAN & WITHERSPOON, 1969).

O modelo tridimensional tem, essencialmente, as mesmas matrizes dos modelos bidimensionais horizontais, mas neste caso, os parâmetros das matrizes devem ser especificados para cada camada do modelo (Figura 3.2). Esses modelos são especialmente úteis em simulações de aquíferos não-confinados onde os gradientes hidráulicos verticais são importantes. Nesses casos, onde o nível freático é uma importante parte do contorno, a modelagem por elementos finitos torna mais fácil o controle e manuseio do movimento do nível d'água (ANDERSON & WOESSNER, 1992).

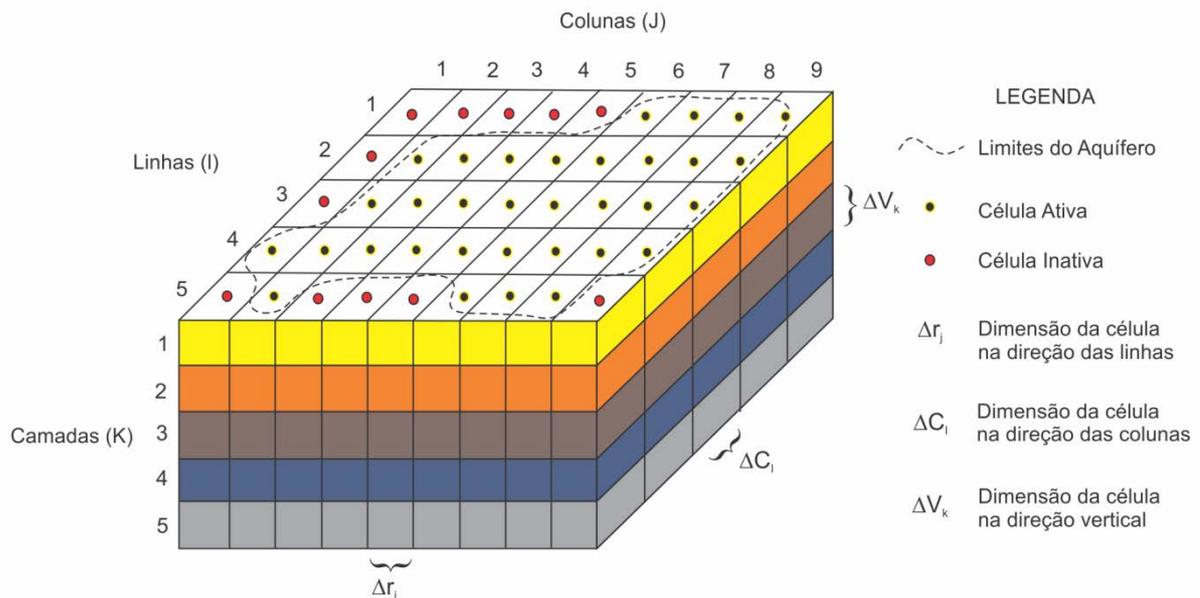


Figura 3.2 – Diagrama esquemático de um aquífero hipotético discretizado em um modelo tridimensional (modificado de McDonald & Harbaugh, 1988).

Os modelos tridimensionais requerem maior memória e poder de processamento dos computadores, além de serem em geral mais trabalhosos, o que acarreta numa maior demanda de tempo e recursos. Nesse contexto, é imprescindível para uma adequada e otimizada modelagem, um conhecimento não apenas sobre os parâmetros presentes no ambiente hidrogeológico estudado, mas também um entendimento da física que governa o fluxo subterrâneo.

3.2.3 ABORDAGEM FÍSICA DO FLUXO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Já havia sido demonstrado por Hagen e Poiseuille (BEAR, 1972) que a velocidade do escoamento em tubos capilares é proporcional à declividade da linha de energia, na forma da Lei de Poiseuille. Em 1856, Henry Darcy confirmou a aplicabilidade ao escoamento laminar em filtros de areia de granulometria uniforme (Figura 3.3).

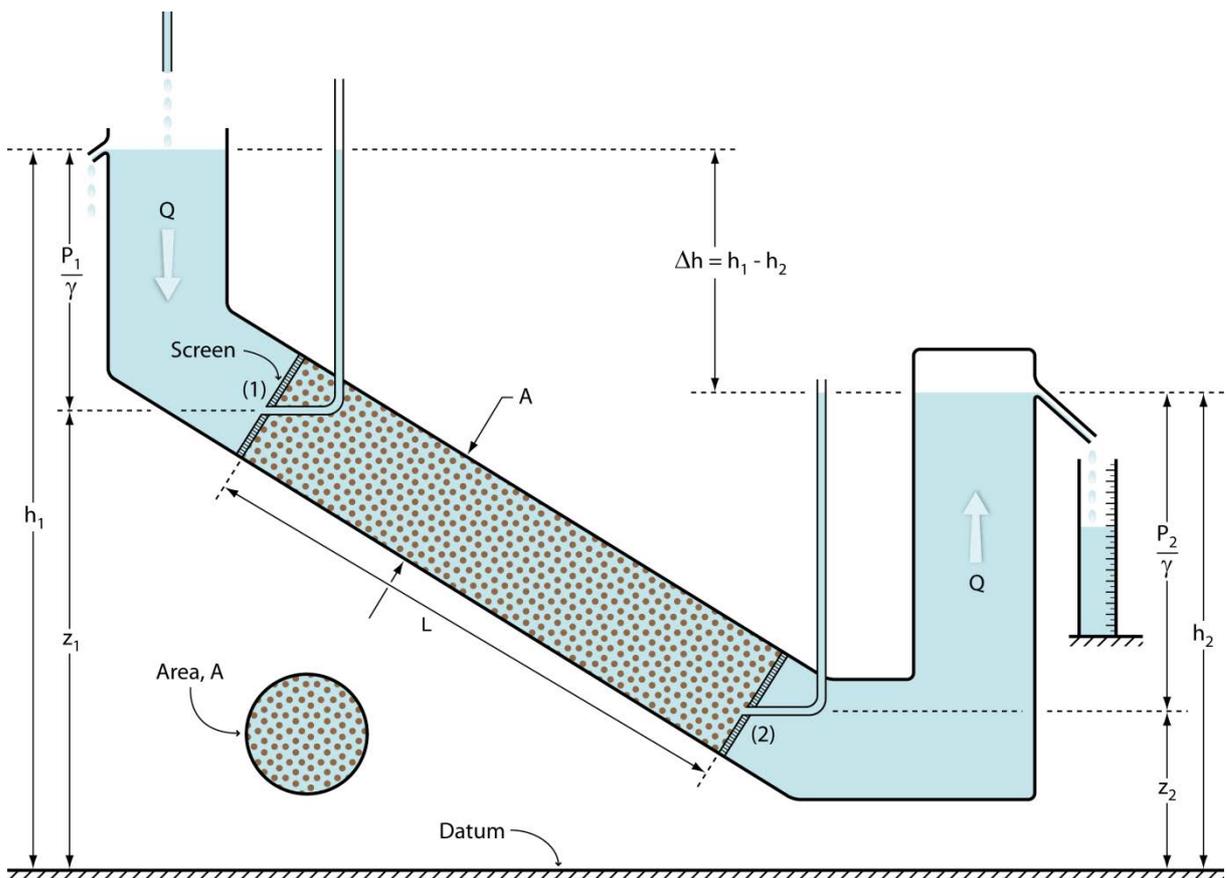


Figura 3.3 – Fluxo em meio poroso numa coluna inclinada. Extensão do experimento de Darcy, originalmente vertical. Créditos da figura original à Fisher, J.C.

Concluiu para tanto, que a vazão do escoamento, Q , através de uma coluna de areia homogênea com seção transversal de área constante era proporcional à área, A , da seção

transversal da coluna e à diferença de cargas hidráulicas ($\Delta h = h_1 - h_2$) entre os piezômetros, porém era inversamente proporcional à distância, L , entre os piezômetros. Quando combinadas, estas conclusões podem ser escritas na fórmula (ou lei) de Darcy:

$$Q = -K \cdot A \frac{h_1 - h_2}{L}$$

Onde o coeficiente de proporcionalidade, K , é chamado de condutividade hidráulica [L/T]. O sinal negativo significa que o fluxo segue na direção da perda de carga hidráulica.

A condutividade hidráulica, K , considera as características do meio, como porosidade, tamanho e distribuição dos grãos, forma e arranjo destes, combinados na forma de um coeficiente chamado de permeabilidade intrínseca, k ; e também do fluido que está escoando, como massa específica, ρ , e viscosidade dinâmica, μ (ou combinados na forma de viscosidade cinemática, $\nu = \mu/\rho$). Sendo g a aceleração da gravidade, a condutividade hidráulica, K , pode ser expressa como:

$$K = k \cdot \frac{\rho g}{\mu} = \frac{k g}{\nu}$$

A permeabilidade intrínseca, k , normalmente se expressa em cm^2 ou em Darcy (1 Darcy = $9.87 \cdot 10^{-9} \text{cm}^2$). Várias fórmulas que relacionam k a diversas propriedades geométricas da matriz são apresentadas na literatura, algumas puramente empíricas como:

$$k = C \cdot d^2$$

onde: C é um coeficiente adimensional, e d é o diâmetro efetivo dos grãos (d_{10}).

Entende-se, ainda, que a diferença das cargas hidráulicas, Δh , dividida pelo comprimento, L , é a taxa de perda de carga por unidade de comprimento do trajeto do fluido, chamada de gradiente hidráulico.

Definindo a descarga específica, q , também chamada de velocidade aparente ou velocidade de Darcy, como sendo a vazão por unidade de área, $q = Q/A$, podemos reescrever a Lei de Darcy na forma:

$$q = -K \frac{\Delta h}{L} = -\frac{k \cdot g}{\nu} \frac{\Delta h}{L}$$

Já a velocidade linear média, v , é dada por: $v = q/\eta$, onde η é a porosidade efetiva. A generalização tridimensional da Lei de Darcy requer que sua forma unidimensional seja verdadeira para cada componente x , y e z do fluxo:

$$q_x = -K \frac{\partial h}{\partial x} ; q_y = -K \frac{\partial h}{\partial y} ; q_z = -K \frac{\partial h}{\partial z} .$$

E então pode ser escrita em notação vetorial como:

$$\mathbf{q} = -K \mathbf{grad} h$$

O vetor velocidade \mathbf{q} tem componentes nas três direções principais, e o vetor gradiente de carga hidráulica $\mathbf{grad} h$ indica como varia a carga hidráulica ao longo de cada uma das direções. Por causa de cada componente de \mathbf{q} ser a multiplicação do escalar K com o componente $-\mathbf{grad} h$ correspondente, os vetores \mathbf{q} e $(-\mathbf{grad} h)$ apontam para a mesma direção, o que leva a assumir uma isotropia (WANG & ANDERSON, 1982).

Quando as propriedades físicas do meio são dependentes da direção, o meio é chamado de anisotrópico, e nesse caso, K não é um simples escalar (tensor de ordem zero), mas composto de uma matriz de coeficientes que pode ser chamada de tensor de condutividade hidráulica (tensor de ordem um). Uma generalização aplicada a um meio anisotrópico bidimensional pode ser:

$$[K] = \begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} \\ K_{yx} & K_{yy} \end{pmatrix} ; \begin{pmatrix} q_x \\ q_y \end{pmatrix} = -[K] \cdot \begin{pmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \end{pmatrix}$$

A água subterrânea flui em resposta às diferenças de pressão e diferenças de elevação. Hubbert (1940) esclareceu o conceito de potencial hidráulico e sua relação com a carga hidráulica de Darcy derivando a partir de princípios físicos básicos. Em suma, a carga hidráulica, h , pode ser pensada como um potencial em termos de energia por unidade de peso de água, enquanto que o potencial de Hubbert (também chamado de potencial hidráulico, fluido ou de forças), ϕ , é expresso em termos de energia por unidade de massa.

Sendo g a aceleração da gravidade, a relação numérica entre ϕ e h é compreendida como: $\phi = g \cdot h$. Como g é praticamente constante na superfície terrestre, ϕ e h são

perfeitamente correlacionáveis e a carga hidráulica pode assim ser considerada como um potencial no ponto de vista físico e matemático.

Outra importante lei é a equação da continuidade, também chamada de conservação. Para condições de estado estacionário, o que implica numa carga hidráulica independente do tempo, ela requer que a quantidade de água fluindo para dentro de um volume elementar representativo seja igual à quantidade que sai (Figura 3.4).

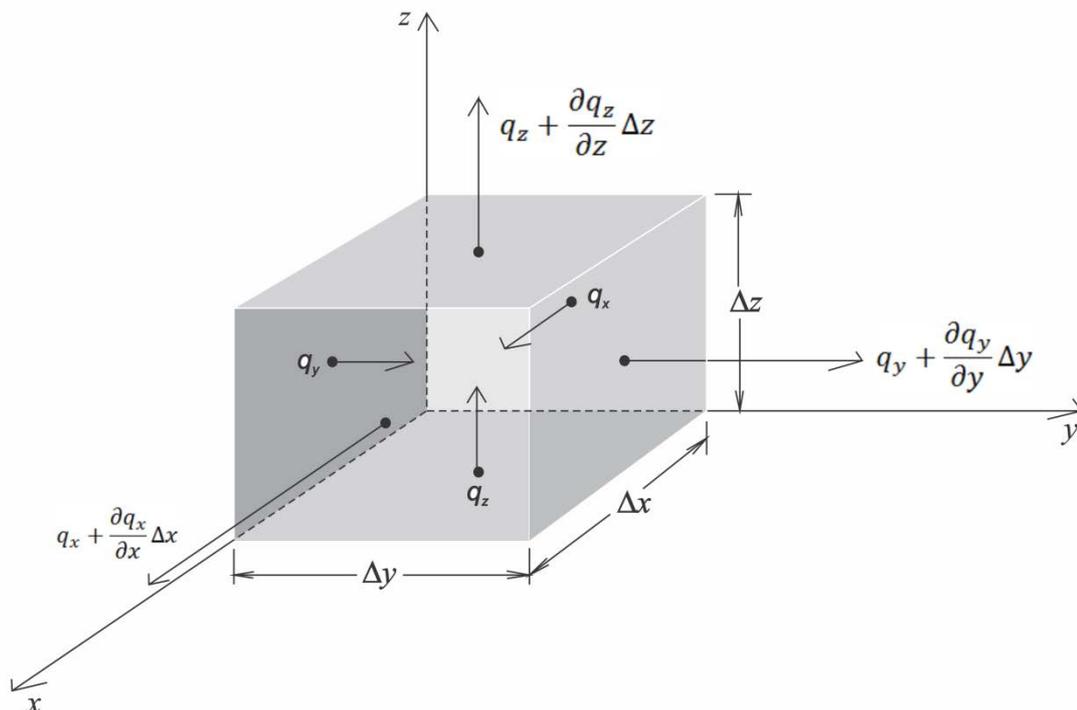


Figura 3.4 – Cubo infinitesimal para a derivação da equação da continuidade (WANG & ANDERSON, 1982).

Nessa análise assume-se que a água é incompressível e que no volume elementar não contenha fontes nem sumidouros. Pode-se então apresentar a equação da continuidade como:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0$$

O lado esquerdo da equação representa a variação líquida na taxa de fluxo por unidade de volume. Como tal, é chamado de divergência de \mathbf{q} e escrito como:

$$\text{div } \mathbf{q} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}$$

A equação de Laplace combina a lei de Darcy e a equação da continuidade numa equação diferencial parcial de segunda ordem:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-K \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0$$

onde $K = K(x, y, z)$. Se K for assumido como independente de x , y e z , ou seja, a região assumida como homogênea e isotrópica, então a equação fica:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

Esta é equação governante para fluxo de águas subterrâneas num aquífero homogêneo e isotrópico sob condições de regime estacionário (WANG & ANDERSON, 1982). A equação geral para fluxo não-confinado bidimensional é conhecida como equação de Boussinesq (BOUSSINESQ, 1904 apud FETTER, 2001):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t}$$

onde S_y é a produtividade específica.

3.3 Modelo Matemático

Um modelo matemático, independente dos processos que este represente, se estrutura sempre a partir dos seguintes elementos: Equações Governantes, Condições de Contorno e Condições Iniciais (este último para problemas transientes, o que não é necessário para o presente trabalho).

As equações governantes representam a estrutura básica dos modelos matemáticos, constituindo representações matemáticas que descrevem um fenômeno físico, tais como fluxo de corrente elétrica, fluxo térmico, propagação de deformação em mecânica e fluxo de água subterrânea (WANG & ANDERSON, 1982). Como visto anteriormente, a equação governante que representa o fluxo de água subterrânea, em sua forma analítica, é derivada da combinação da lei de Darcy com a conservação de massa.

As condições de contorno são expressões matemáticas que explicitam certos parâmetros específicos conhecidos do modelo. Em princípio, um modelo pode convergir para

um número infinito de soluções, entretanto as condições de contorno delineiam a solução única do modelo.

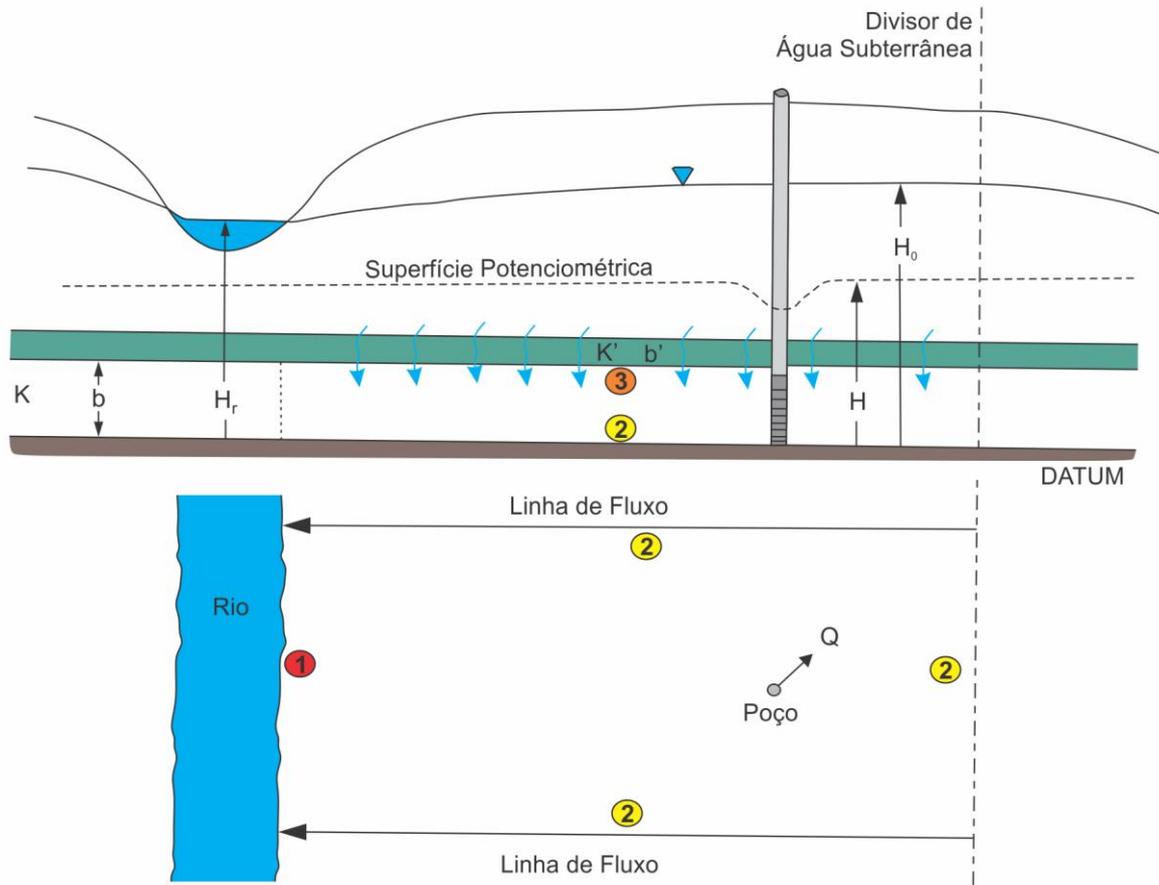


Figura 3.5 – Exemplos de condições de contorno. Os números 1, 2 e 3 correspondem, respectivamente, às condições de contorno do tipo I, II e III (modificado de CLEARY, 2007).

Matematicamente as condições de contorno são de três tipos principais.

- (1) Tipo I - Contorno de carga hidráulica especificada ou carga hidráulica constante (condição de Dirichlet): os valores de h são conhecidos e podem ser empregados no cálculo dos pontos internos, essa condição pode surgir ao longo de drenagens, em que o contato hidráulico com o aquífero é bem definido;

$$h = h_0$$

- (2) Tipo II - Condição de contorno de fluxo especificado (Condição de Neumann): apenas o gradiente (normal ou tangencial) é conhecido, assim h também é uma incógnita e deve ser determinada como parte do processo de solução; normalmente aplica-se quando a fronteira do domínio coincide com um divisor de águas subterrâneas

($q_n = 0$); se ao longo de todo o contorno a condição é do tipo Neumann, será necessário especificar pelo menos um ponto com carga hidráulica conhecida para que o problema torne-se determinado (WENDLANDER, 2003)

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial n} = q_0$$

- (3) Tipo III - Condição de fluxo dependente da carga (condição de Cauchy): consiste de uma combinação linear da carga hidráulica e do fluxo, empregado em situações de contorno semi-permeável;

$$a \cdot q_n + b \cdot h = c$$

As condições iniciais são componentes essenciais em modelos transientes, particularmente àquelas vinculados ao transporte de massa (ZHENG & BENNETT, 1995). A simulação em regime transiente requer, no início da simulação, uma distribuição de carga hidráulica, uma vez que os valores de cargas hidráulicas calculadas em um determinado passo de tempo são dependentes dos valores de carga hidráulica do passo anterior. É comum a obtenção de valores de cargas no início simulando em regime permanente.

Os valores de cargas geradas na primeira simulação do modelo muito provavelmente não corresponderão aos valores de campo. Por isso, no intuito de verificar a acurácia dessa solução, é necessária uma etapa de calibração. Nessa etapa equiparam-se as cargas computadas com as cargas reais medidas em certo número no campo, ou seja, consiste no ajuste dos dados de entrada até corresponderem aos valores de campo (WANG & ANDERSON, 1982). Esse ajuste pode ser feito manualmente ou automaticamente, usando um critério de ajustamento tal como o da minimização dos erros quadráticos (CLEARY, 2007).

A etapa relacionada à análise de sensibilidade tem por objetivo avaliar a incerteza do modelo calibrado que está relacionada à incerteza da estimativa de parâmetros de alimentação deste modelo, tais como os parâmetros de fluxo, condições de contorno, geometria, etc. (ANDERSON & WOESSNER, 2002). O guia ASTM/D 5611-94 (2002) descreve que a sensibilidade é a variação no valor de uma ou mais variáveis de saída (tais como carga hidráulica), ou quantidades calculadas a partir destas variáveis (como descargas subterrâneas), devido à variabilidade ou incerteza em um ou mais parâmetros de entrada de um modelo de fluxo subterrâneo (tais como propriedades hidráulicas ou condições de contorno).

O processo de simulação obedece, via de regra, a um fluxograma elaborado e proposto por diversos autores. Este fluxograma, denominado Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos (PAMMs), exprime o esboço metodológico e segrega as etapas contidas no processo de simulação matemática. Dentro dos PAMMs verifica-se que na construção de modelos é necessário o cumprimento de etapas que precisam ser adequadamente efetuadas para viabilizar as etapas posteriores.

Na Figura 3.6 é esquematizada uma visão simplificada das etapas dos PAMMs a partir da compilação dos autores citados acima, permitindo assim adequar aquelas etapas com forte relevância para a atual modelagem.

3.4 Método dos Elementos Finitos

A aplicação do método dos elementos finitos (MEF) em problemas de água subterrânea é relativamente recente comparada ao método de diferenças finitas (MDF). Estes métodos são praticamente equivalentes na sua acurácia, porém a aproximação do MEF é mais versátil e sua discretização mais flexível. O MEF aproxima a equação de fluxo por integração, enquanto que o MDF aproxima por diferenciação (SPITZ & MORENO, 1996).

No MEF o aquífero é dividido em elementos poligonais, tipicamente triangulares, mas não necessariamente. Esses elementos triangulares são definidos por três nós, um em cada vértice (Figura 3.7), e têm como propósito computar as cargas hidráulicas desconhecidas do domínio. Além disso, a carga hidráulica dentro de cada elemento é definida em termos dos valores nodais baseados em funções de interpolação. Assim, por exemplo, o bombeamento ou recarga com poços é associado ao nó se a posição do poço coincidir com a posição do nó, ou é dividido proporcionalmente aos nós adjacentes se estiver dentro do elemento.

A ideia fundamental do MEF consiste em substituir-se a solução exata de uma equação diferencial parcial por uma solução aproximada contínua por partes. O uso dessas funções de interpolação para definição dos potenciais é um importante conceito que distingue este método do MDF (WANG & ANDERSON, 1982).

A formulação composta por integrais pode ser obtida através do cálculo variacional ou do método dos resíduos ponderados. A técnica mais utilizada em elementos finitos é o método de Galerkin, que é baseado num princípio particular dos resíduos ponderados (descrito em Wang & Anderson, 1982; Pinder & Gray, 1977).

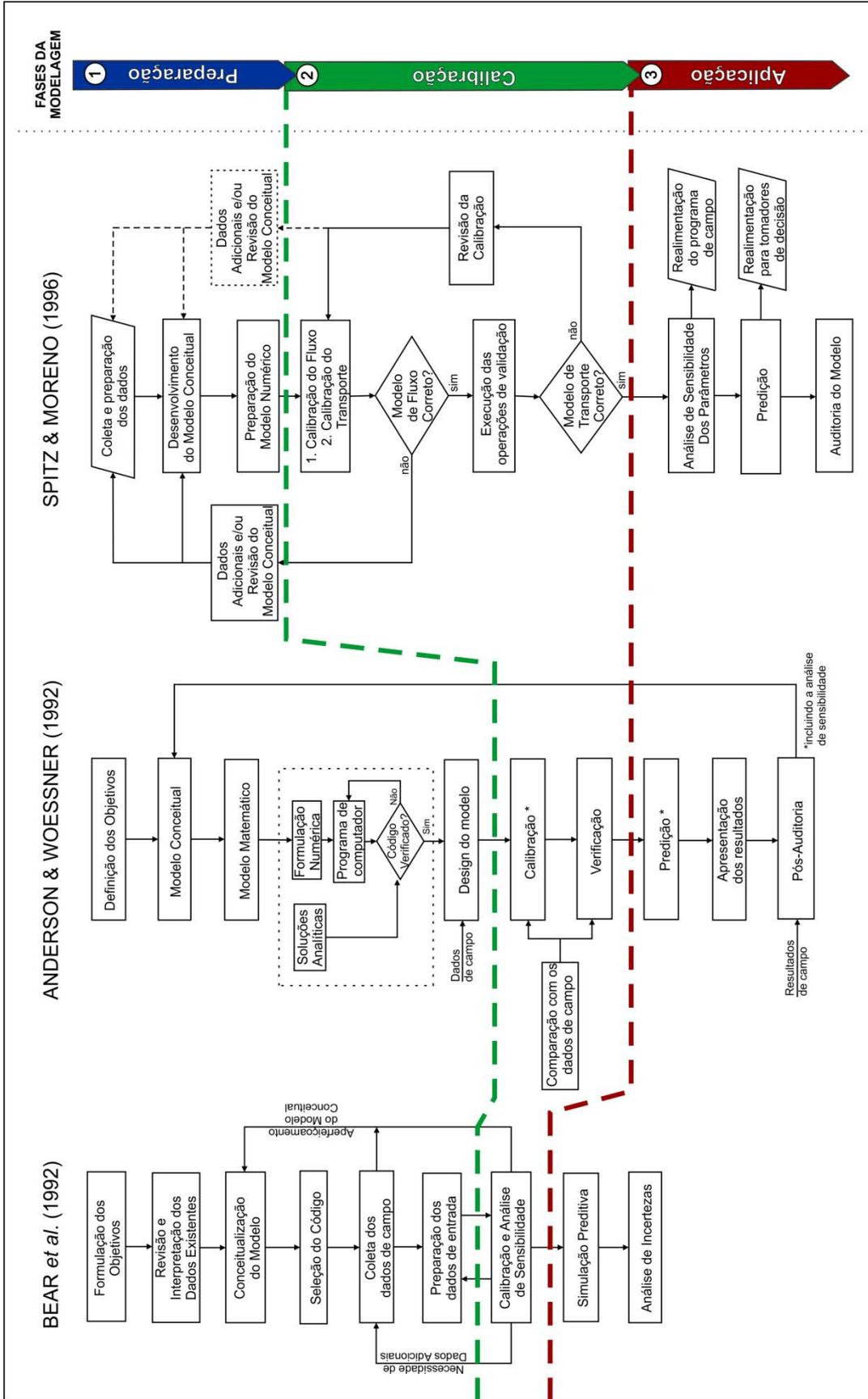


Figura 3.6 – Comparação entre os PAMMs de Bear et al. (1992), Anderson e Woessner (1992) e Spitz e Moreno (1996).

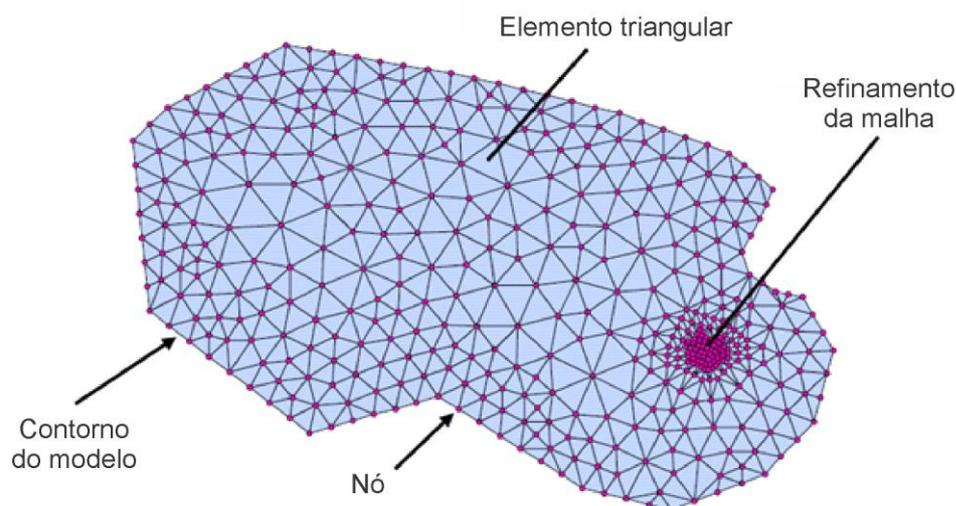


Figura 3.7 – Domínio do modelo discretizado em uma malha de elementos finitos com sub-elementos triangulares (adaptado de STOLLBERG, 2013).

O algoritmo computacional escolhido para a aplicação do método de elementos finitos foi o FEFLOW – *Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System* (DIERSCH, 1998). O FEFLOW é um programa interativo de simulação de processos de fluxo e transporte de massa e de calor na água subterrânea e na zona não saturada. Este programa foi considerado o mais adequado por utilizar o método dos elementos finitos, que é mais versátil para lidar com geometrias complicadas, contornos irregulares, condições de contorno internas ao domínio, como rios ou zonas de falha, e níveis d'água dinâmicos (ANDERSON & WOESSNER, 2002), e por suportar bem malhas pesadas, com grande número de elementos, necessárias para a modelagem de problemas como bacias hidrográficas (BARRETO, 2010).

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo se encontra na Bacia Hidrográfica do Rio Grande, localizada no oeste do Estado da Bahia, entre as latitudes 10° 50' e 13° 00' Sul e as longitudes 45° 25' e 45° 30' Oeste, integrante da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. No entanto, a área modelada é a Bacia do Rio Grande, sub-bacia hidrogeológica do Sistema Aquífero Urucuia.

Seus limites meridionais são balizados à oeste pelo limite da Serra Geral de Goiás e à leste na altura das sedes dos municípios como Barreiras (BA) e Brejolândia (BA). O acesso à área pode ser feito pela BR-020 e pelas BR-242 e BA-462.

4.1 Geologia

A região do SAU está inserida no contexto geotectônico da bacia sanfranciscana, que é definida como a cobertura fanerozóica do Cráton do São Francisco. Campos & Dardenne (1997a) propõem um modelo de bacia tipo sag, enquanto que Bomfim & Gomes (2004) levantam hipóteses de bacia tipo rifte. Os trabalhos de cunho paleontológico na bacia sanfranciscana foram compilados em Campos & Carmo (2005).

O mapa geológico é apresentado de forma simplificada, na Figura 4.2, tendo como base o mapeamento geológico do Brasil da CPRM (2002) e CPRM & CBPM (2003).

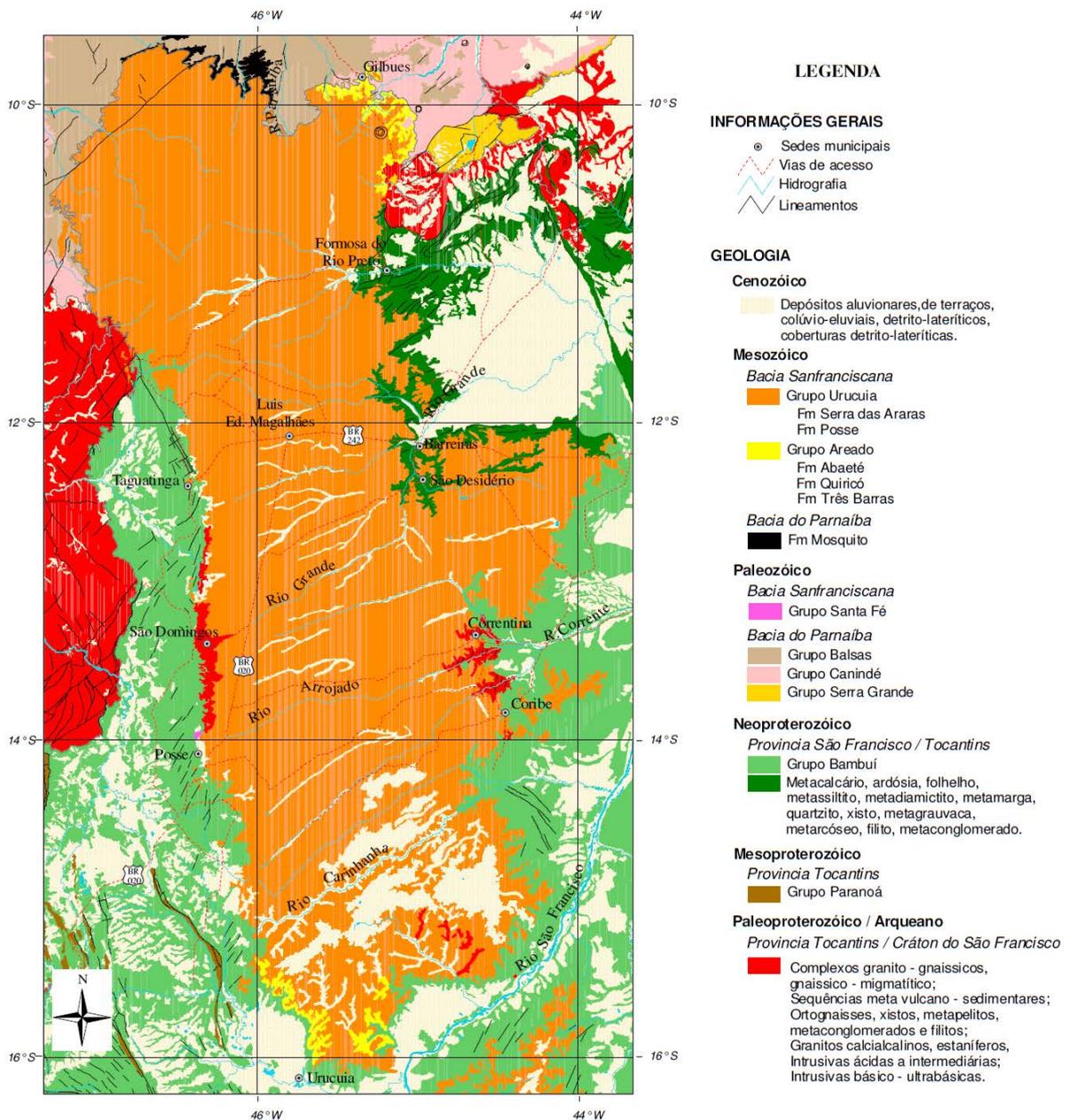


Figura 4.2 – Mapa geológico regional simplificado. Adaptado de Gaspar (2006), modificado de CPRM (2002).

O SAU, na região estudada, é constituído pelos arenitos do Grupo Urucuia (Neocretáceo), subdivididos nas Formação Posse e Formação Serra das Araras. Na Figura 4.3 é apresentada a seção colunar integrada do Grupo Urucuia. A cobertura cenozoica é representada pela Formação Chapadão, presente em alúvios, colúvios ou elúvios. O embasamento é composto por rochas neoproterozóicas do Grupo Bambuí (CAMPOS & DARDENNE, 1997a e 1997b).

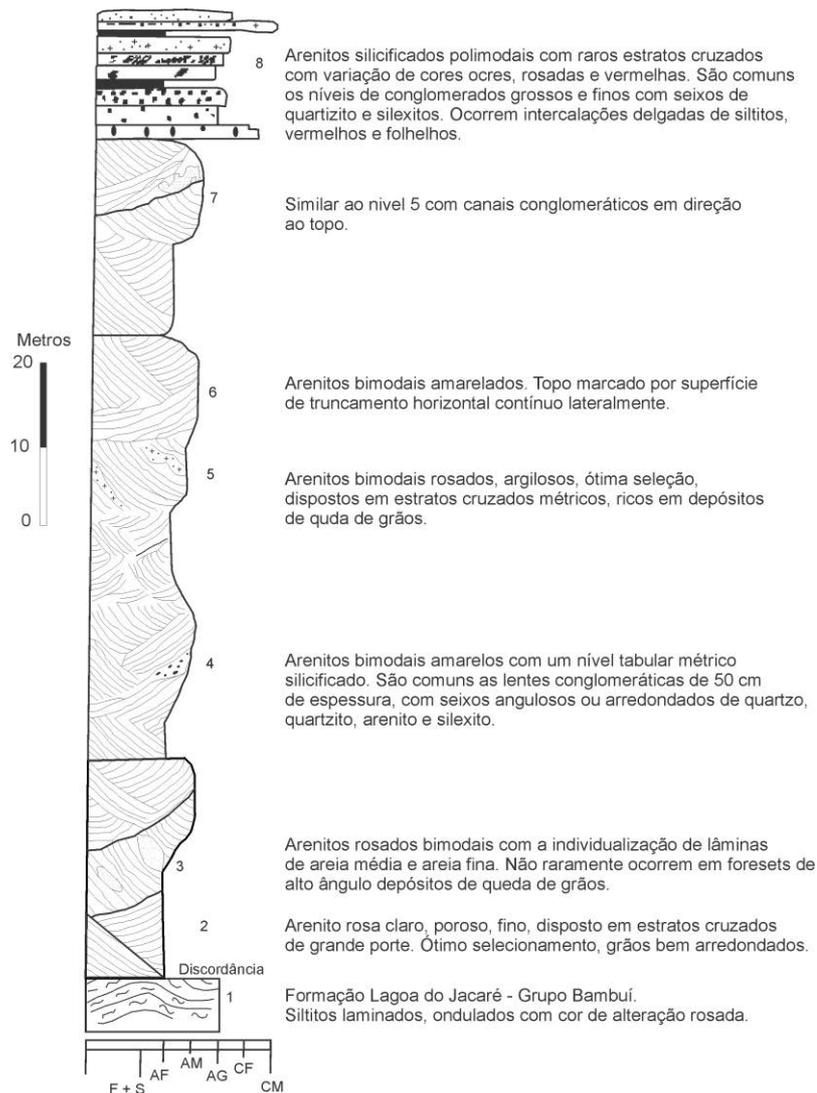


Figura 4.3 – Seção colunar integrada do Grupo Urucuia descritos os diversos litotipos que compõem a Formação Posse (2 a 7) e a Formação Serra das Araras (8) (modificado de Campos & Dardenne, 1997b).

As espessuras do Grupo Urucuia foram obtidas em trabalhos de investigação geofísica realizados no oeste baiano. No que se refere à espessura saturada (b), com uso de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) foram obtidos valores entre 180 m e 400 m na bacia do rio do Cachorro (LIMA, 2000) e; 100 m e 400 m na bacia do rio das Fêmeas (AMORIM JR., 2003 e AMORIM JR. & LIMA, 2007).

4.2 Geomorfologia

A área de ocorrência do SAU apresenta-se num contexto geomorfológico de dois domínios morfoestruturais (IBGE 1993) denominados "Bacias e Coberturas Sedimentares Inconsolidadas Plio-Pleistocênicas" e o da "Faixa de Dobramentos e Coberturas Sedimentares Associadas" (figura 4.4).

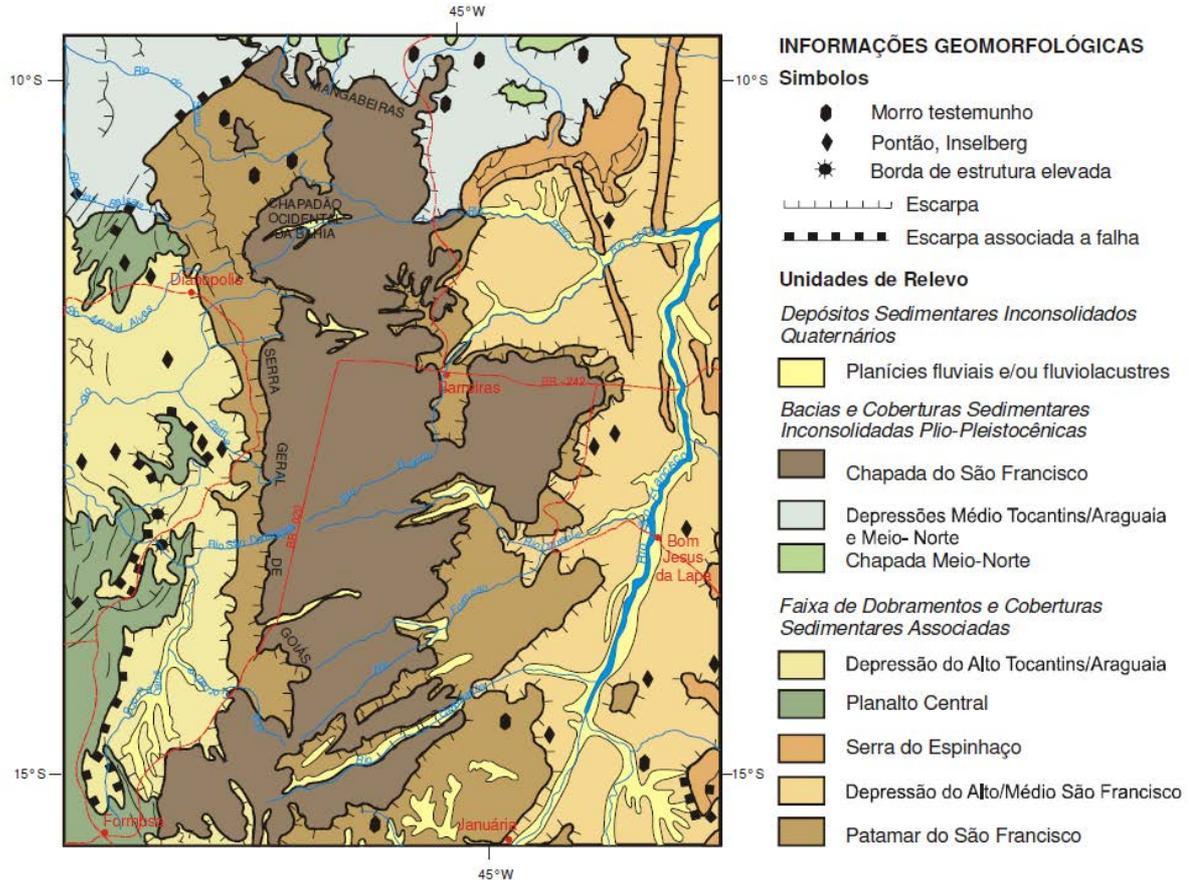


Figura 4.4 – Unidades de relevo da área de estudo e adjacências. Modificado de IBGE (1993).

No contexto de ocorrência do SAU tem-se a unidade de relevo Chapada do São Francisco, também conhecida como Chapadão do Oeste Baiano, com altitude variando de 600 a 1.000 metros. Essa unidade é a mais importante da região, em termos hidrogeológicos, por conter a área de recarga desse sistema. A unidade de relevo Patamares do São Francisco bordeja toda a extensão da área de estudo.

4.3 Clima

Na região do oeste baiano o clima é classificado como um clima tropical, com inverno seco - do tipo Aw, segundo Köppen. Apresenta duas estações bem definidas, com um verão chuvoso, que se estende de outubro a abril, e um inverno seco, de maio a setembro. As

temperaturas médias variam anualmente entre 26° e 20°C, e a umidade relativa do ar varia em torno de 79%, a máxima, no mês de dezembro, e a mínima de 45%, em agosto. A taxa anual de evaporação é de aproximadamente 1.580 mm.

A altura pluviométrica aumenta de leste para oeste na área de estudo, com médias anuais de 1.500 mm no extremo oeste da borda da Serra Geral de Goiás, e mínima entre 900 mm a 1000 mm na altura de Barreiras (BA) (Figura 4.5).

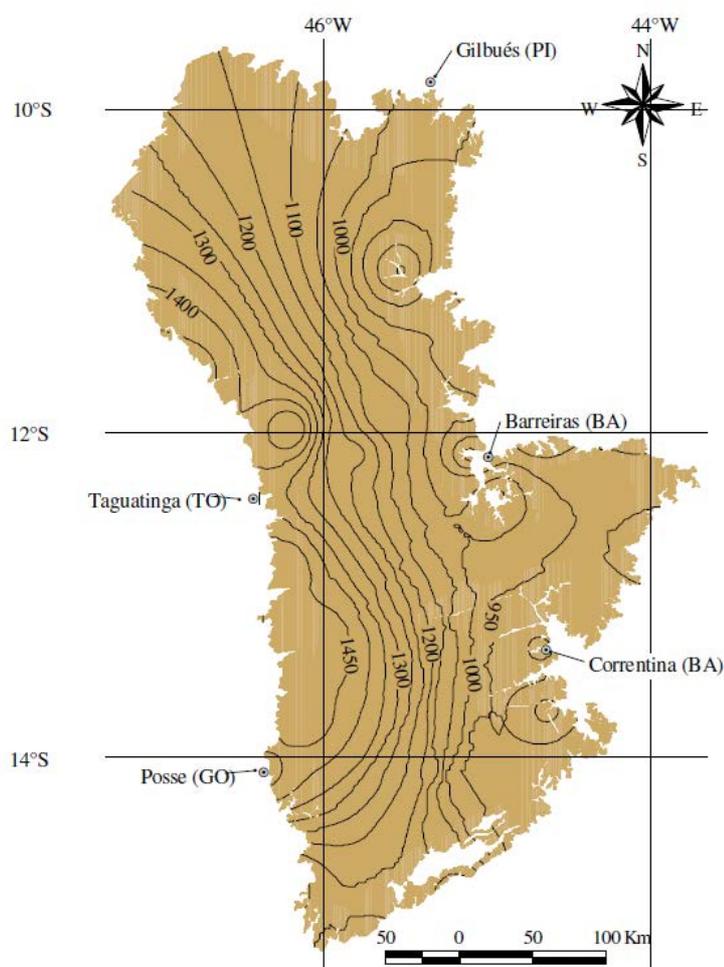


Figura 4.5 – Mapa de isoietas do oeste da Bahia. Período de 1982 à 2002. Adaptado de Gaspar (2006).

Nos meses úmidos precipita, em média, quase a totalidade anual (94%), sendo que o rio se mantém perene na estação seca, devido apenas à exsudação do Sistema Aquífero Urucuia. Esse comportamento irregular ocasiona na região períodos de excesso e déficits hídricos, e pode ser visualizado em gráficos de balanço hídrico (Figura 4.6).

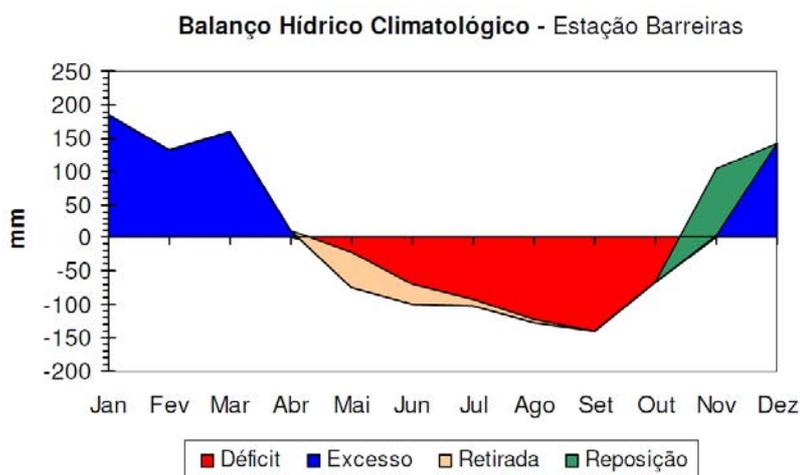


Figura 4.6 – Gráfico do balanço hídrico climatológico da estação meteorológica de Barreiras, para o período de 1995 a 2005 (GASPAR, 2006).

4.4 Caracterização Hidrogeológica

Gaspar (2006) e Gaspar & Campos (2007) utilizaram o termo Sistema Aquífero Urucuia como o conjunto de aquíferos que ocorrem no domínio do Grupo Urucuia, abrangendo a Sub-bacia Urucuia definida por Campos & Dardenne (1997).

No Mapa Hidrogeológico do Brasil de DNPM/CPRM (1983), a região estudada enquadra-se na Província Hidrogeológica de São Francisco, definido como Ku – Aquíferos contínuos, livres e/ou confinados, constituídos de sedimentos clásticos não consolidados e consolidados, de permeabilidade média a baixa e importância hidrogeológica relativa média.

Enquanto que no mapa de Domínios e Subdomínios Hidrogeológicos (CPRM, 2007 e BONFIM, 2010), a região estudada está no Domínio 2 – Bacias Sedimentares (aquífero poroso) e no Subdomínio: Bacia do Urucuia (2U) - Alta favorabilidade hidrogeológica, com vazões que podem ultrapassar 300 m³/h e águas em geral de excelente qualidade química.

Gaspar (2006) e Gaspar & Campos (2007) delimitam quatro subtipos de aquíferos do SAU, descritos sucintamente abaixo:

(1) Aquífero livre regional – possui a maior abrangência, com águas pouco mineralizadas e fluxo de excelente qualidade mantendo a elevada vazão específica da rede de drenagem. Possui nível estático variável e é normalmente explorado em poços tubulares com cerca de 100 m de profundidade;

(2) Aquífero suspenso local – ocorrência irregular no SAU, dependente da presença de níveis silicificados rasos e limitados atuando como aquitardes;

(3) Aquífero (semi)confinado – é condicionado por níveis silicificados mais profundos e exhibe níveis potenciométricos variáveis na faixa de 7 m a 70 m. Schuster et al. (2002) atestou ocorrência na bacia rio do Cachorro.

(4) Aquífero livre profundo – ocorrência na porção oeste do SAU com profundidades superiores a 100 m, e alimenta as drenagens de TO e GO. É o único subtipo não presente na área de estudo (bacia do rio Grande).

4.4.1 PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS

Schuster *et al.* (2002) realizaram estudos hidrogeológicos na bacia do rio do Cachorro, e com base em testes de bombeamento em poços tubulares determinaram valores de condutividade hidráulica (K) entre $8,8 \times 10^{-5}$ m/s e $2,1 \times 10^{-4}$ m/s, transmissividade (T) entre $1,3 \times 10^{-2}$ m²/s e $5,2 \times 10^{-3}$ m²/s, e coeficiente de armazenamento (Ss) entre $1,1 \times 10^{-5}$ e $2,7 \times 10^{-4}$. O aquífero foi dividido em: (1) inferior, semi-confinado, arenitos finos a médios (Fm. Posse), e (2) superior, freático, arenitos com níveis silicificados (Fm. Serra das Araras).

Em relatório da SRH (2002a), temos para a bacia do rio do Cachorro valores de K entre $8,42 \times 10^{-5}$ m/s e $1,22 \times 10^{-4}$ m/s, e T entre $2,28 \times 10^{-5}$ m²/s e $3,42 \times 10^{-5}$ m²/s; e para a bacia do rio das Fêmeas foram obtidos valores de K entre $6,75 \times 10^{-5}$ m/s e $4,39 \times 10^{-4}$ m/s, T entre $1,53 \times 10^{-5}$ m²/s e $1,78 \times 10^{-5}$ m²/s, Ss entre $3,0 \times 10^{-4}$ e $7,5 \times 10^{-4}$ e porosidade eficaz (Sy) entre $1,25 \times 10^{-2}$ e $1,43 \times 10^{-2}$. O aquífero nesta bacia foi caracterizado como “não confinado com drenagem retardada”.

Gaspar & Campos (2007) apresentam parâmetros hidrodinâmicos os subtipos: livre regional – K entre $2,4 \times 10^{-7}$ m/s e $1,3 \times 10^{-6}$ m/s e T entre $4,9 \times 10^{-5}$ m²/s e $2,7 \times 10^{-4}$ m²/s; e (semi)confinado – K entre $2,55 \times 10^{-5}$ m/s e $3,8 \times 10^{-5}$ m/s, T entre $8,91 \times 10^{-3}$ m²/s e $2,5 \times 10^{-2}$ m²/s e Ss entre $1,01 \times 10^{-4}$ e $1,8 \times 10^{-4}$.

Gaspar (2006) analisando uma série de solos na região de recarga do SAU com ensaios de infiltração obteve valores de condutividade hidráulica vertical da ordem de 10^{-4} a 10^{-7} m/s, com valores médios próximos de 10^{-4} m/s.

Esses parâmetros obtidos conferem ao Sistema Aquífero Urucuia características de um excelente reservatório para uma região com grandes perspectivas de expansão de áreas agrícolas, com utilização das águas subterrâneas na irrigação de diversas culturas (GASPAR, 2006).

4.4.2 ESCOAMENTO DE BASE, RECARGA E RESERVAS

Pimentel *et al.* (2000) estimaram a recarga média em 257,02 mm/ano, ou 20% da precipitação média, utilizando o método de separação de hidrogramas entre jan/1984 e dez/1995 a partir de estudos na bacia do rio das Fêmeas. Realizando a modelagem matemática nesta mesma bacia, Nascimento (2003) obteve um escoamento de base de 258,67 mm/ano, para o período de 1984 e 1995, com uma recarga média de 258,96 mm/ano. Gaspar (2006) obteve uma recarga de 278,98 mm/ano, 24,10% da precipitação média, num balanço hidrogeológico, para o período de 1982 a 2002, na região de Correntina (BA). Albuquerque (2009) estimou a recarga na bacia do rio das Fêmeas em 256,53 mm/ano, correspondendo com 22,87% da precipitação média, pelo método automático de Rutledge e Daniel (1994), no período de 1977 a 2007.

Gaspar & Campos (2007) estimaram, para a área efetiva do SAU (76.000 km²) reserva permanente de água (Rp) de 3,77x10¹² m³. A reserva reguladora (Rr) é calculada em 30,78x10⁹ m³/ano, considerando a oscilação do nível estático (Δh) de 2,7 m e $\eta_e = 15\%$. E ainda segundo Gaspar (2006), a reserva de exploração (Re), apresenta valor de 4,1x10¹¹ m³, considerando para o cálculo $Re = Rr + (0,10 \times Rp)$.

5 METODOLOGIA

5.1 Modelagem Numérica

O desenvolvimento do presente trabalho será pautado em etapas metodológicas baseadas nas PAMMs. Tais etapas foram divididas em 7 conjuntos distintos descritos abaixo:

5.1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.

A primeira etapa consiste na consulta à bibliografia, e se estende até o término do projeto, com a busca direcionada à informações pertinentes à:

- a. caracterização e distribuição litológica referente aos litotipos pertencentes ao SAU;

- b. aspectos referentes aos parâmetros hidráulicos do Sistema Aquífero Urucuia;
- c. informações hidrológicas e climatológicas disponíveis.

5.1.2 CONTROLE DE QUALIDADE DAS INFORMAÇÕES E CONFECÇÃO DE BANCO DE DADOS.

Esta etapa consiste na compilação de dados levantados e analisados até o momento:

- d. compilação dos dados levantados, incluindo informações de mapeamento e reconhecimento de campo e investigações geofísicas;
- e. criação de banco de dados parcial;
- f. análise crítica dos dados disponíveis e filtragem qualitativa destes;
- g. cálculo de balanço hídrico e recarga;
- h. criação de banco de dados consolidado.

5.1.3 MODELO CONCEITUAL.

A terceira etapa fundamenta-se na elaboração de um modelo conceitual preliminar a partir da compilação e interpretação conjugada das informações obtidas.

5.1.4 MODELO MATEMÁTICO.

Uma vez concebido o modelo conceitual, prepara-se o modelo numérico em ambiente FEFLOW considerando-se suas simplificações e suposições, e então realizam-se simulações preliminares de fluxo.

5.1.5 CALIBRAÇÃO.

Esta etapa consiste na adequação dos parâmetros do modelo hidrogeológico conceitual até obter-se uma significativa correlação entre os valores observados (reais) e calculados (modelo matemático). Neste trabalho será utilizado um erro aceitável de menos de 5%, ou seja, serão realizados ajustes sucessivos nos parâmetros de entrada do modelo e realizadas novas simulações até o erro estar dentro do nível aceitável de 5%.

5.1.6 ANÁLISE DE SENSITIVIDADE.

Na sexta etapa do trabalho, com o modelo já calibrado, realimenta-se o modelo com uma gama de parâmetros de entrada e avalia-se o grau de dependência dos resultados, assim esboçando a precisão dos parâmetros calculados.

5.1.7 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.

Por fim temos, na última etapa, uma análise da dinâmica de fluxo de águas subterrâneas, realizada a partir do cálculo do balanço de fluxo e da distribuição de carga hidráulica calculada pela simulação. É realizada nesta fase uma análise integrada de todas as etapas anteriores com vistas ao entendimento e verificação do modelo conceitual inicialmente admitido.

6 SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO

6.1 Modelo Conceitual

Com base nas investigações geoclimáticas, hidroestratigráficas, geofísicas, resultados das perfurações dos poços, resultados dos testes de aquífero e características do fluxo subterrâneo concluídas em trabalhos anteriores, é possível estabelecer o modelo conceitual do SAU. Esse estudo visa obter, de forma simplificada, as condições geológicas-hidrogeológicas, que considera os principais aspectos do sistema hidrogeológico, possibilitando que o modelo responda adequadamente aos propósitos deste trabalho.

Nos itens abaixo estão relacionadas as premissas impostas neste modelo conceitual simplificado:

- 1) Homogeneidade litológica e, portanto, hidráulica em toda a bacia. Justificável pela predominância dos litotipos arenosos atestada pelos trabalhos de campo e diversas descrições e ensaios de diferentes autores.
- 2) É admitido que todo o conjunto de unidades situadas abaixo do Urucua é impermeável, representado, portanto, por uma condição de fluxo nulo. Justificável pela existência de um grande contraste nos valores de condutividade hidráulica entre os litotipos que compõe o aquífero e as unidades mais antigas, tendo uma conectividade hidráulica nula ou pouco expressiva. Como apontado em diversos trabalhos renomados de hidrogeologia, se existe uma diferença superior a duas ordens de grandeza em relação aos valores de condutividade hidráulica, o fluxo na base pode

ser considerado paralelo a este contato, justificando a adoção de um contorno impermeável.

- 3) A descarga da água subterrânea se direciona exclusivamente para as drenagens que cortam o aquífero. Tal fato é justificado pelo elevado grau de dissecação destas drenagens, que confere espessuras menos expressivas do SAU nestas regiões e propiciando a convergência de fluxo de porções profundas para tais drenagens. Neste caso, admite-se que o sistema aquífero é segmentado em diversos sistemas de fluxos locais, cujos limites coincidem com os limites das bacias hidrográficas. Tal premissa é corroborada pelos valores reduzidos de condutividade elétrica da água mesmo em porções profundas do aquífero (profundidades superiores a 120 m), são indicativos de um período de residência da água muito curto e a descarga ocorre dentro das drenagens presentes.
- 4) O aquífero é do tipo livre em toda sua extensão, inexistindo camadas confinantes expressivas na escala de trabalho adotada.
- 5) Os limites do aquífero são representados por contornos de não-fluxo devido a sua posição topográfica mais elevada, na forma de um platô isolado. Assim é admitida a ausência de conectividade lateral com as unidades mais antigas e que o fluxo é paralelo à borda deste aquífero em suas porções limítrofes.

Em complemento à essas premissas, assume-se também neste modelo conceitual que os limites norte, com a bacia do Rio Preto, e sul, com a bacia do Rio Corrente, são divisores de águas subterrâneas. Desse modo, é admitida a ausência de conectividade lateral com as sub-bacias confrontantes nesses limites e que o fluxo é paralelo a estes.

6.2 Modelo Matemático

6.2.1 DISCRETIZAÇÃO DO MODELO

A discretização do domínio do modelo foi realizada com vistas à representação detalhada do fluxo dentro da escala adotada de trabalho. Deste modo, o modelo foi discretizado em uma malha de 314.432 elementos finitos (triângulos irregulares), com 320.452 nós. A distância entre os nós variam entre 180m e 90m, com maior refinamento nas bordas do modelo e nas drenagens. Não há elementos que possuem ângulo obtuso maior que

120°, e apenas 14.4% possuem ângulo acima de 90°, caracterizando uma malha de elementos finitos de boa qualidade.

A área simulada possui 27.357,6 km² e foi discretizada em uma camada, perfazendo um volume simulado de 4.249,89 km³. Também foram representados 21 poços de observação. A configuração adotada para o modelo está representada na Figura 6.1.

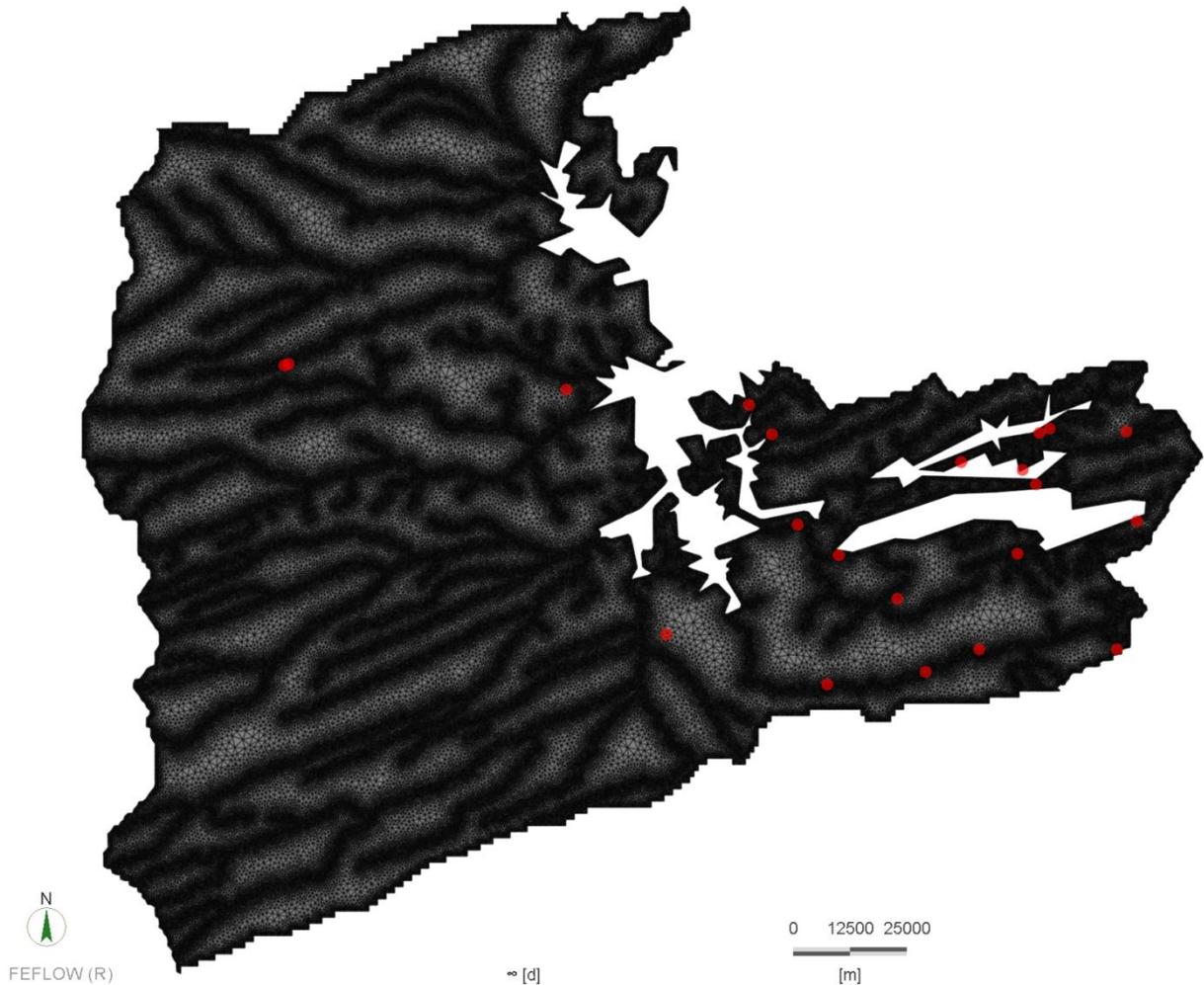


Figura 6.1 – Configuração da área simulada com a malha de elementos finitos com refinamento nas drenagens e nas bordas. Os pontos vermelhos representam os 21 poços de observação.

A topografia do modelo foi gerada a partir de informações do modelo digital do terreno obtido da SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e está ilustrada na Figura 6.2.

A superfície correspondente à base impermeável do modelo, representada pelo contato da base do Urucua, foi gerada a partir da interpolação dos dados disponíveis em trabalhos anteriores, como perfis descritivos de poços e sondagem elétrica vertical. A Figura 6.3 mostra o resultado tridimensional do domínio simulado e os valores de espessura do modelo.

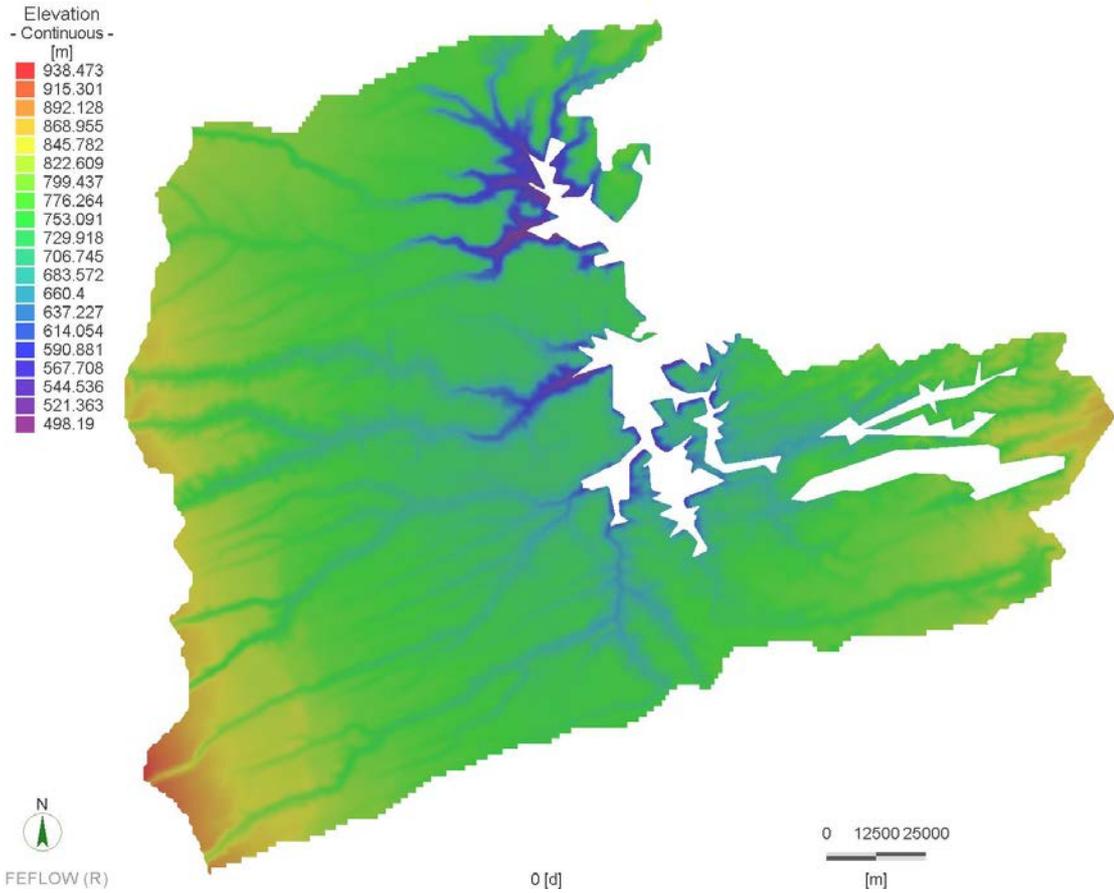


Figura 6.2 – Cota altimétrica do topo do modelo (SRTM).

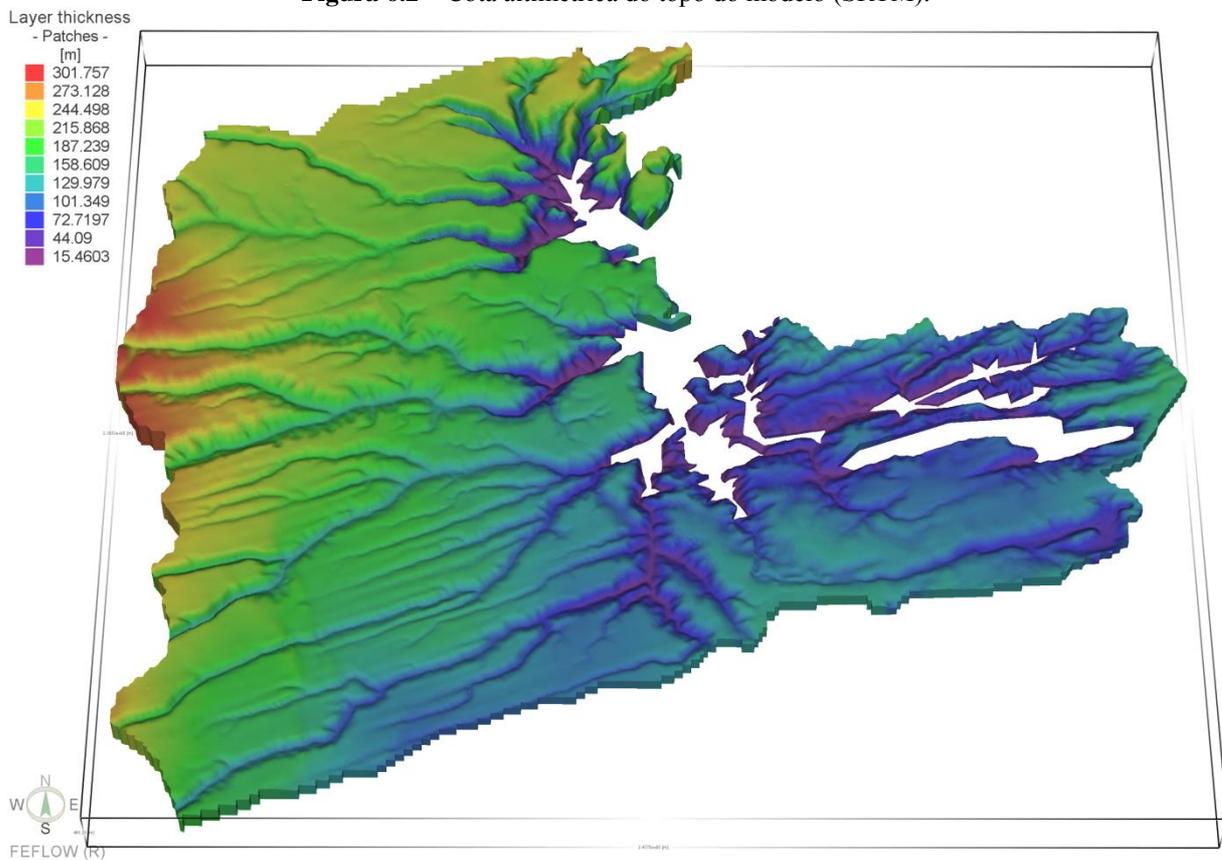


Figura 6.3 – Visualização em 3-D do domínio simulado, com valores de espessura (exagero vertical 30X).

6.2.2 CONDIÇÕES DE CONTORNO

Como explanado anteriormente no modelo conceitual que o aquífero Urucua não possui conectividade hidráulica com as unidades litoestratigráficas com as quais possui contato, foi imposto uma condição de fluxo nulo nos limites laterais e inferior deste sistema aquífero. Também foram impostas condições de contorno de carga especificada em todas as drenagens interiores que cortam o aquífero com elevado grau de dissecação e conectividade hidráulica bem definida com o aquífero, adotando-se a premissa que toda a saída de água se dá exclusivamente pelos inúmeros rios que cortam o aquífero.

Os limites norte e sul, fronteiros com a bacia do Rio Preto e do Rio Corrente, respectivamente, admitida a ausência de conectividade lateral e fluxo paralelo, são representados por contornos de não fluxo.

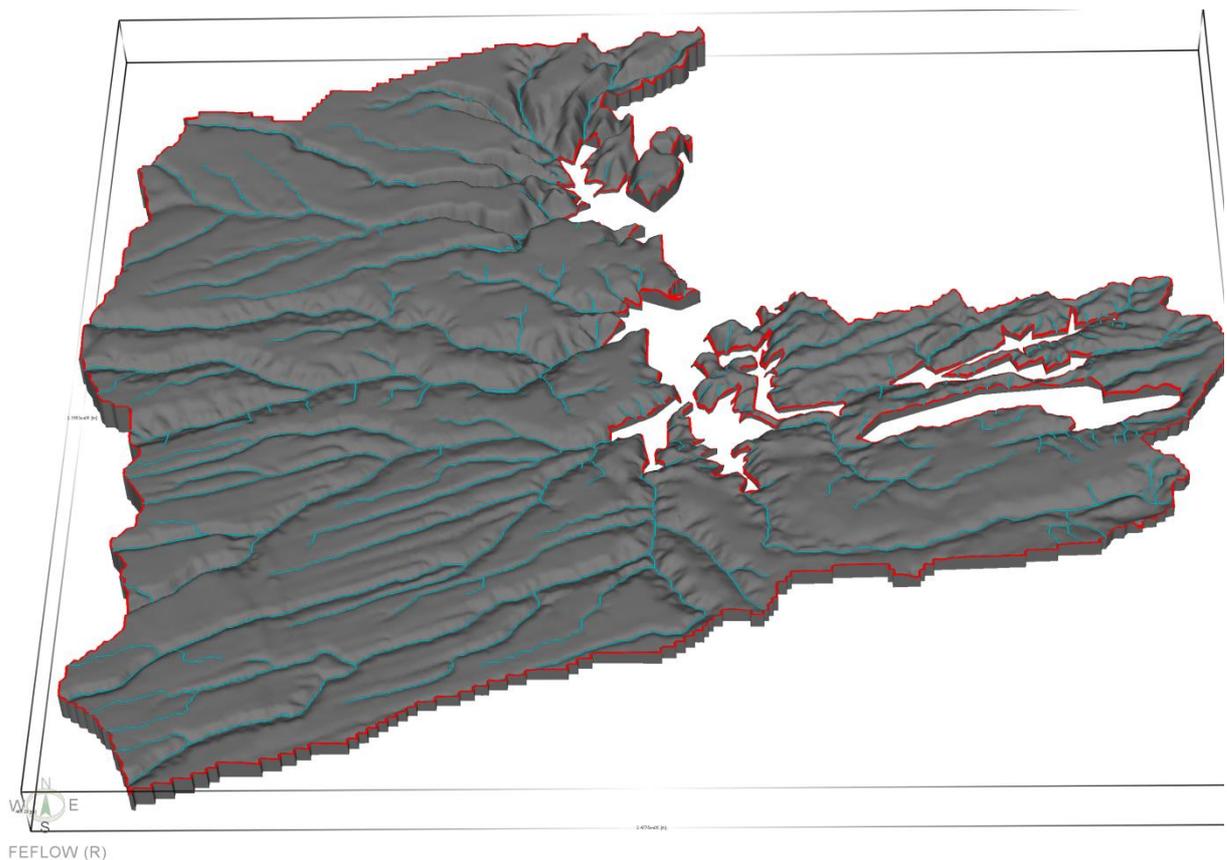


Figura 6.4 – Visualização em 3-D do domínio simulado com as condições de contorno representadas: em vermelho o contorno de fluxo nulo e em azul o contorno de carga especificada nas drenagens que cortam o aquífero (exagero vertical 30X).

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 Condutividade Hidráulica e Recarga

A consulta de informações disponíveis na literatura permite a identificação de uma ampla variabilidade nos valores de condutividade hidráulica, determinados a partir de testes de bombeamento. A Tabela 7.1 destaca alguns destes valores de condutividade hidráulica mensurados por diferentes autores para distintos locais do Sistema Aquífero Urucua (SAU).

Tabela 7.1 – Valores de condutividade hidráulica determinados por diferentes autores.

AUTORES	VALORES DE K (m/s)	
	MÍNIMO	MÁXIMO
Schuster <i>et al</i> (2002)	$1,00 \times 10^{-4}$	$1,08 \times 10^{-4}$
Nascimento (2003)	$4,05 \times 10^{-3}$	4.11×10^{-3}
Gaspar (2006)	$2,40 \times 10^{-7}$	$6,40 \times 10^{-5}$
CPRM-UFBA (2007)	$6,9 \times 10^{-5}$	$1,7 \times 10^{-4}$

A despeito de tais variações, para as simulações realizadas nesta etapa de trabalho foi adotado um valor inicial único de condutividade hidráulica para todo o modelo, de $6,0 \times 10^{-5}$ m/s, que representa um valor médio ponderado dos valores descritivo pelos autores citados acima.

Trabalhos representativos na área mostram taxas de recarga média variando aproximadamente de 20% a 25% da precipitação média (Tabela 7.2). Deste modo, os valores de recarga do modelo variam nesta escala, sendo que nas proximidades de regiões de descarga e alto declive estes valores decrescem.

Tabela 7.2 – Valores de recarga determinados por diferentes autores.

Autores	Valores de Recarga média		Local	Período
	(mm/ano)	% da precip. média		
Pimentel <i>et al.</i> (2000)	257.02	20	Bacia do rio das Fêmeas	1984-1995
Nascimento (2003)	258.96	20.15	Bacia do rio das Fêmeas	1984-1995
Gaspar (2006)	278.98	24.10	Correntina (BA)	1982-2002
Albuquerque (2009)	256.53	22.87	Bacia do rio das Fêmeas	1977-2007

As zonas de diferentes valores de recarga por precipitação foram estipuladas com base no mapa de isoietas da área (Figura 4.5) e na topografia, e os valores foram obtidos através das simulações. Deste modo, é possível observar na Figura 7.1 as diferentes zonas,

distinguidas na escala pelas cores, quentes os valores mais altos, e frias os valores mais baixos.

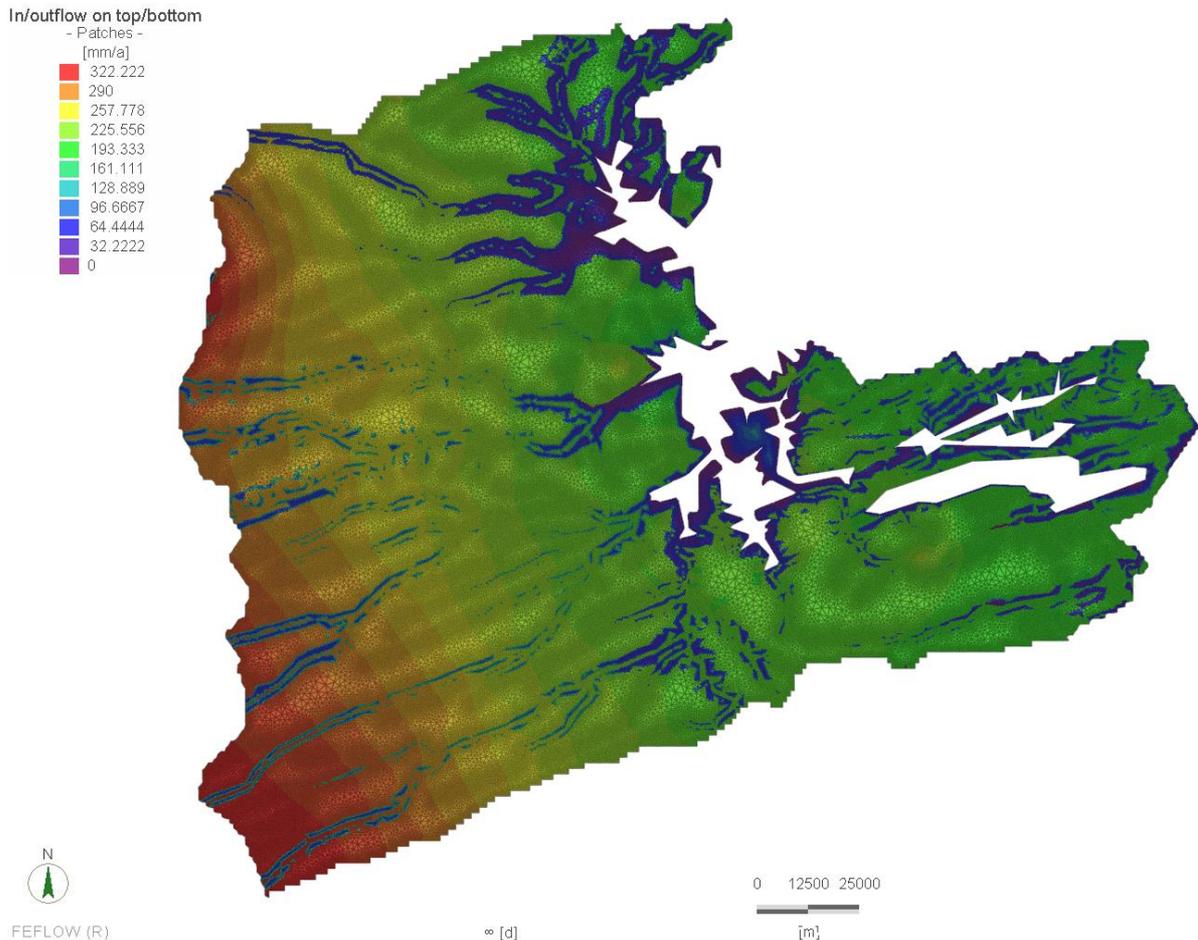


Figura 7.1 – Distribuição dos valores de recarga por precipitação com melhor resposta na simulação.

Com estes valores de recarga foi possível calibrar a porção oeste da área com valores de condutividade hidráulica horizontal de $6,0 \times 10^{-5}$ m/s e vertical de $3,0 \times 10^{-5}$ m/s. No entanto, na porção leste, após simulações em condição de regime permanente (*steady state*), foram determinados valores de condutividade hidráulica horizontal variando de $5,0 \times 10^{-4}$ m/s a $1,0 \times 10^{-5}$ m/s, e vertical de $4,0 \times 10^{-4}$ m/s a $5,0 \times 10^{-6}$ m/s. As zonas de condutividade hidráulica, horizontal ($K_x = K_y$) e vertical (K_z) podem ser observadas na Figura 7.2.

A análise da distribuição dos valores de condutividade hidráulica mostra além de uma clara diferença condutiva da porção leste em relação à oeste, 4 grandes zonas de condutividade hidráulica. Essas zonas são compreendidas em (K_1) zona oeste, com $K=6 \times 10^{-5}$ m/s; (K_2) zona leste centro, com $K=3 \times 10^{-4}$ m/s; (K_3) zona extremo leste, com $K=5 \times 10^{-4}$ m/s; e (K_4) zona leste-norte, com $K=1 \times 10^{-5}$ m/s.

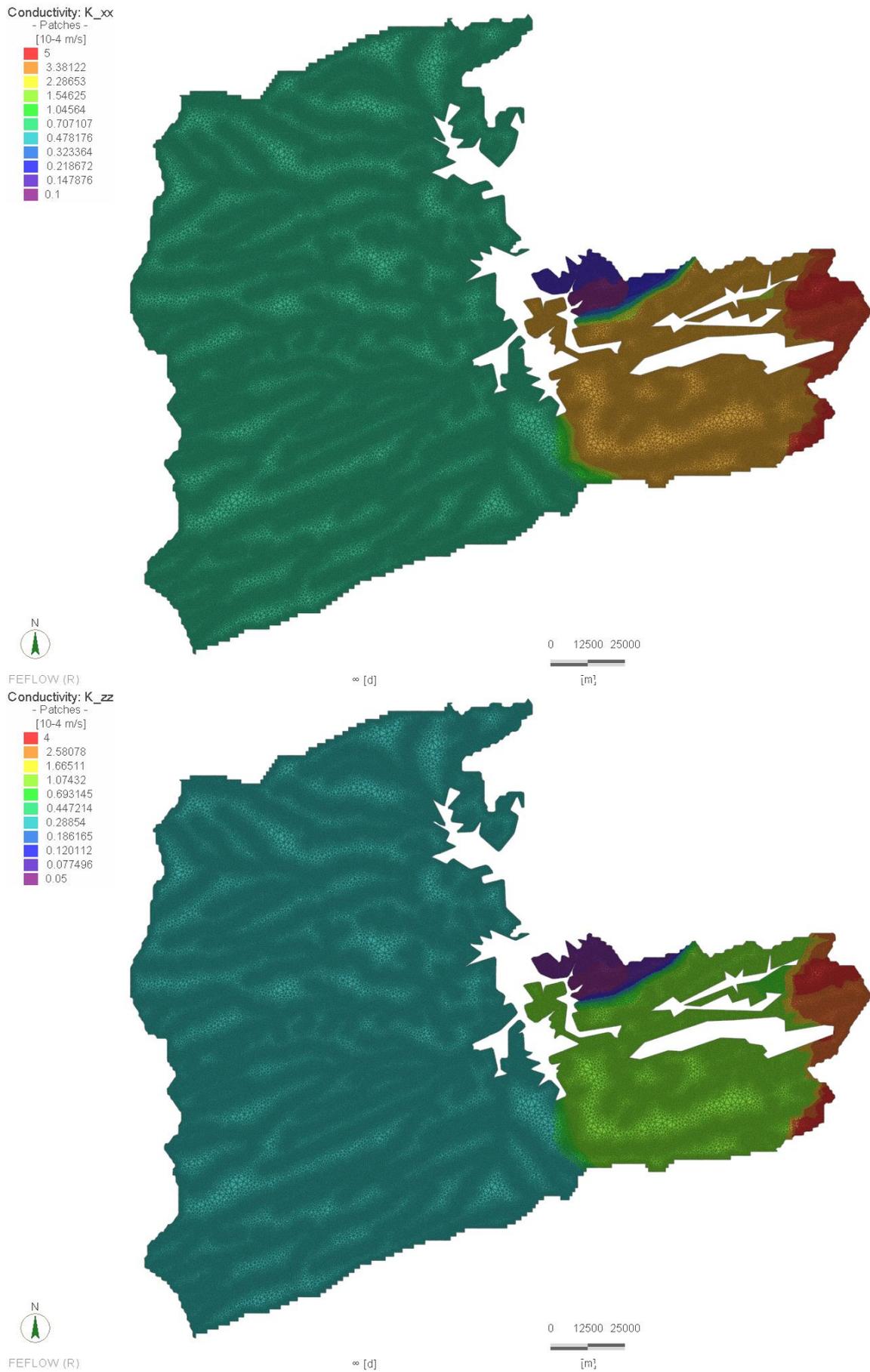


Figura 7.2 – Distribuição dos valores de condutividade hidráulica, horizontal e vertical, respectivamente.

O gráfico abaixo apresenta os valores de condutividade hidráulica determinados nas simulações em condição de regime permanente (*steady state*) e os valores mensurados em estudos anteriores. É de se notar que os valores simulados estão em conformidade com os resultados obtidos em trabalhos anteriores realizados na área.

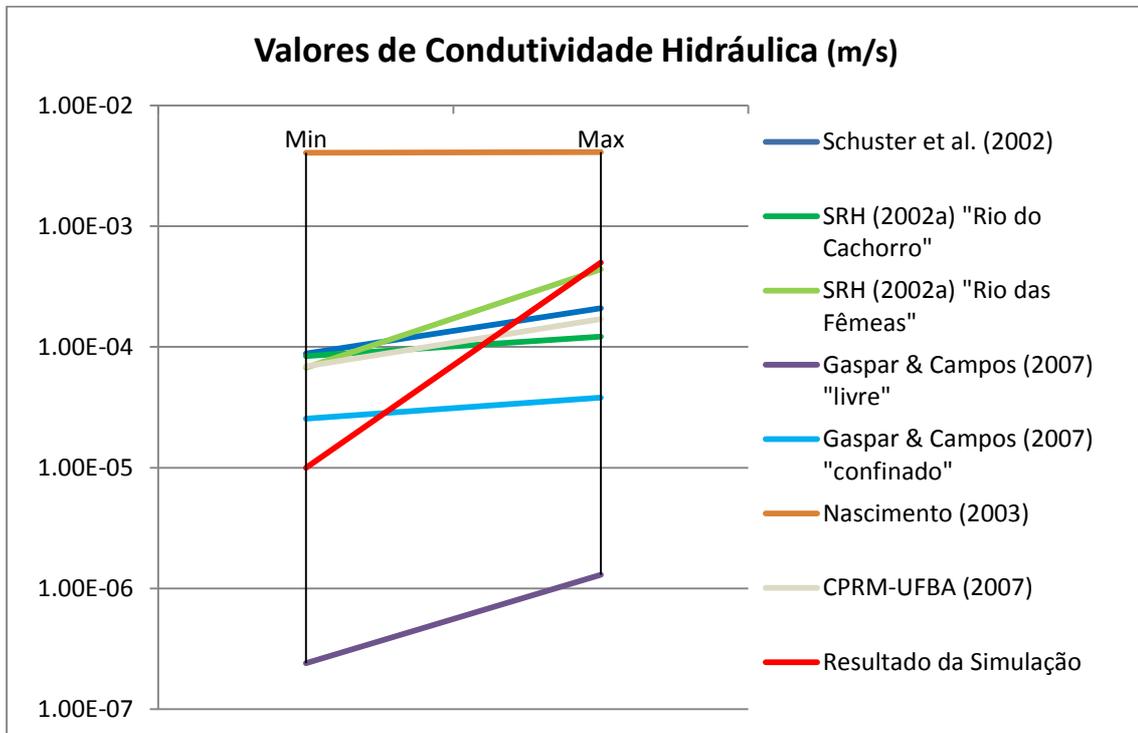


Figura 7.3 – Gráfico comparativo dos valores de condutividade hidráulica mensurados em estudos anteriores e dos valores resultantes da simulação.

7.2 Correlação entre os valores de Carga Hidráulica

O principal critério de calibração utilizado foi a verificação dos valores de carga hidráulica reais e os calculados para o modelo. Para esta etapa foram utilizados 21 poços operados pela CERB (Companhia de Engenharia Ambiental e Recursos Hídricos da Bahia), localizados na área de interesse e com os filtros no Sistema Aquífero Urucuaia. Na Figura 7.4 podemos observar a distribuição dos poços na bacia em estudo.

Na Tabela 7.3 são apresentados os valores de carga hidráulica observados nos poços e aqueles obtidos pelas simulações. Na Figura 7.5 temos os gráficos de dispersão dos valores de carga hidráulica observados e calculados. Atentar para os bons índices de ajustamento, como erro normalizado quadrático: $Normalized\ RMS = 3.481\%$, coeficiente de determinação: $R^2 = 0.9844$ e coeficiente de correlação: $\rho = 99.2178\%$.

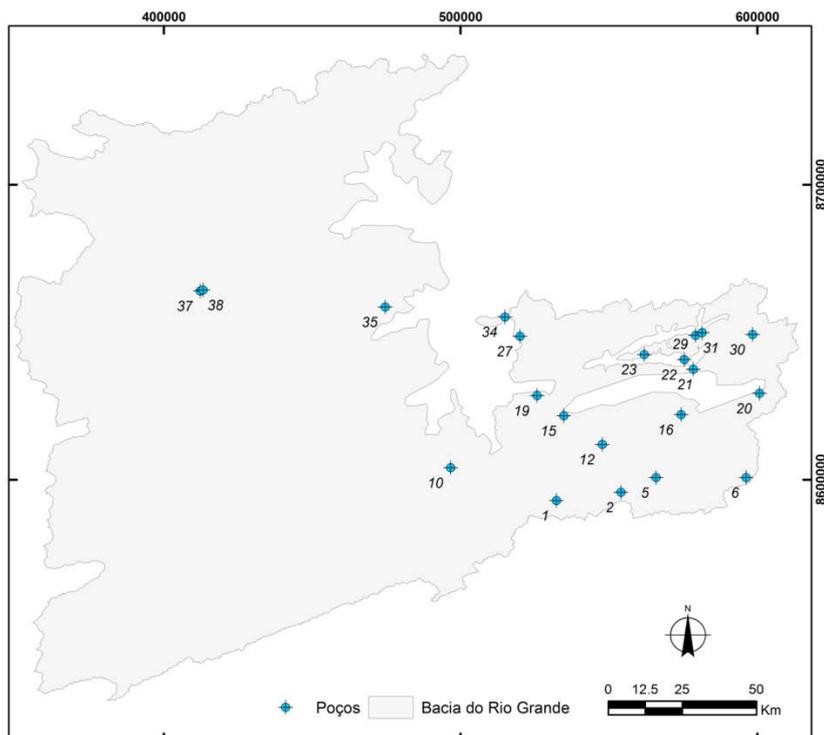


Figura 7.4 – Distribuição espacial dos 21 poços de observação utilizados na calibração.

Tabela 7.3 – Valores de carga hidráulica para os 21 poços de observação.

POÇO	MUNICÍPIO	LOCALIDADE	CARGA HIDR. OBSERVADA (m)	CARGA HIDR. CALCULADA (m)
1	SÃO DESIDÉRIO	CAMPO GRANDE	744.76861572	744.717484
2	BAIANÓPOLIS	MILAGRE	750.49969482	750.843477
5	BAIANÓPOLIS	LAGOA CLARA	755.86102295	758.839588
6	TABOCAS DO BREJO VELHO	JUAZEIRO	762.65673828	772.295319
10	SÃO DESIDÉRIO	ALVORADA	703.99609375	703.671356
12	BAIANÓPOLIS	COCOS OU VEREDA DOS COCOS	773.12579346	761.842354
15	BAIANÓPOLIS	COCAL DE BAIXO	685.21508789	687.954685
16	TABOCAS DO BREJO VELHO	MOCAMBO	750.74383545	751.277864
19	SÃO DESIDÉRIO	PORTO ALEGRE	675.44061279	677.021417
20	CORIBE	FAZ. BAIXAO (JOSÉ)	741.80322266	744.581067
21	TABOCAS DO BREJO VELHO	BAIXA DA CINZA	749.47326660	746.084327
22	CRISTÓPOLIS	PASSAGEM DO JACARE	737.91210938	739.202927
23	CRISTÓPOLIS	ENCHARCO	704.02990723	707.600586
27	BARREIRAS	BEZERRO	694.49334717	694.552093
29	CRISTÓPOLIS	ÁGUA DOCE	758.07348633	759.972857
30	CRISTÓPOLIS	LAGOA DO OSCAR	783.95861816	792.230248
31	CRISTÓPOLIS	POÇO NOVO	767.31274414	763.509721
34	BARREIRAS	ALTO DA BELA VISTA	662.79705811	662.537703
35	BARREIRAS	KM 30 OU CAPAO DO MEIO	679.15557861	670.901746
37	LUÍS EDUARDO MAGALHÃES	SEDE	749.01251221	749.412734
38	LUÍS EDUARDO MAGALHÃES	SEDE	749.99267578	749.964927

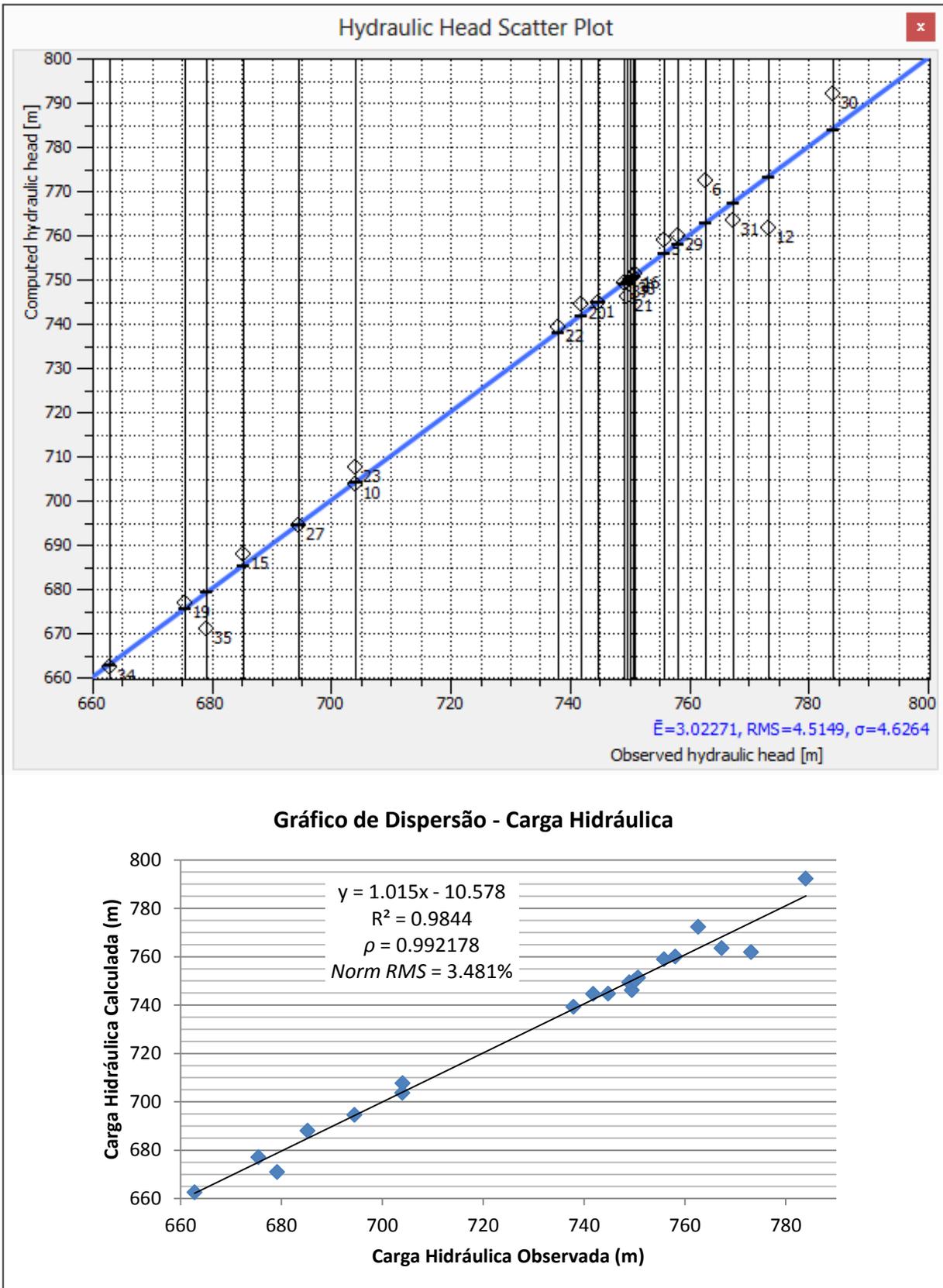


Figura 7.5 – Gráficos de correlação dos valores de carga hidráulica observados nos poços de observação *versus* os calculados pela simulação.

7.3 Análise de Sensibilidade

7.3.1 ANÁLISE QUALITATIVA – PRÉ-CALIBRAÇÃO

Devido ao modelo conceitual explicitar que uma das premissas é a homogeneidade litológica e hidráulica do modelo, esperava-se que este pudesse ser calibrado com um valor de condutividade hidráulica homogêneo em toda a área, alterando-se apenas a distribuição das diferentes zonas de recarga.

Em vista disso, o processo de calibração do modelo teve início na porção oeste deste, definindo-se os valores de condutividade hidráulica, que em conjunto com as zonas de recarga resultavam em uma distribuição realista da carga hidráulica. Por conseguinte, o processo de calibração migrou para a porção leste. No entanto, as alterações nos valores das zonas de recarga, por mais exageradas e irreais que fossem não surtiam muito efeito na distribuição de carga hidráulica nessa porção do modelo, com valores de RMS variando em cerca de 9 a 7%.

Assim sendo, foram mantidos os padrões de zonas de recarga mais realistas e alterados sucessivamente os valores de condutividade hidráulica em zonas, com a finalidade de calibrar o modelo segundo estes parâmetros, dentro das variações já mensuradas em estudos anteriores na área.

Nesta análise de sensibilidade foi destacado então que variações apenas nos valores de recarga não são suficientes para calibrar o modelo utilizando um valor homogêneo de condutividade hidráulica. Portanto mantiveram-se os valores de recarga próximos aos estimados na Tabela 7.2 e o modelo foi calibrado com as cargas hidráulicas sendo distribuídas em zonas, como mostra a Figura 7.2.

7.3.2 ANÁLISE QUANTITATIVA – PÓS-CALIBRAÇÃO

Após a calibração do modelo, são realizadas análises de sensibilidade para avaliação do grau de dependência dos resultados deste modelo frente a determinados parâmetros de entrada. O coeficiente de sensibilidade (X_k), na forma normalizada, fornece este grau de dependência:

$$X_k = \frac{\partial S}{\partial a_k/a_k} \approx \frac{S(a_k + \Delta a_k) - S(a_k)}{\Delta a_k/a_k}$$

onde ΔS é a variação do RMS no valor de base $S(a_k)$ para o novo valor $S(a_k + \Delta a_k)$ devido a mudança no parâmetro a_k .

Tendo em vista que o modelo calibrado é influenciado por incertezas, faz-se necessária a análise de sensibilidade a fim de ponderar a influência de parâmetros incertos no modelo e assim estipular o grau de confiabilidade dos diversos parâmetros inseridos. Assim, foram realizadas modificações de 20% do valor original dos parâmetros de recarga e condutividade hidráulica utilizados no modelo e submetidos a novas simulações, sendo adotado, neste caso, o critério de calibração RMS como ponderador de sensibilidade.

Abaixo temos os resultados dos coeficientes de sensibilidade com alteração de 20% nos parâmetros de condutividade hidráulica e recarga obtidos separadamente em zonas (1 a 4) e em todo o modelo (Rt, Kt, Kxy e Kz).

Tabela 7.4 – Resultados de análise de sensibilidade para os parâmetros de condutividade hidráulica e recarga, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.

Parâmetro	RMS	RMS alterado	Coefficiente de Sensibilidade	Parâmetro	RMS	RMS alterado	Coefficiente de Sensibilidade
K1 (m/s)	4.5149	4.76409	1.246	R1 (mm/a)	4.5149	4.71042	0.978
K1* (m/s)	4.5149	4.45029	-0.323	R1* (mm/a)	4.5149	4.51969	0.024
K2 (m/s)	4.5149	4.56729	0.262	R2 (mm/a)	4.5149	4.55776	0.214
K3 (m/s)	4.5149	4.47673	-0.191	R3 (mm/a)	4.5149	4.6195	0.523
K4 (m/s)	4.5149	4.55856	0.218	R4 (mm/a)	4.5149	4.5704	0.278
Kt (m/s)	4.5149	4.67668	0.809	Rt (mm/a)	4.5149	4.91146	1.983
Kxy (m/s)	4.5149	4.69923	0.922				
Kz (m/s)	4.5149	4.47583	-0.195				

*obs.: * sem o poço de observação 35*

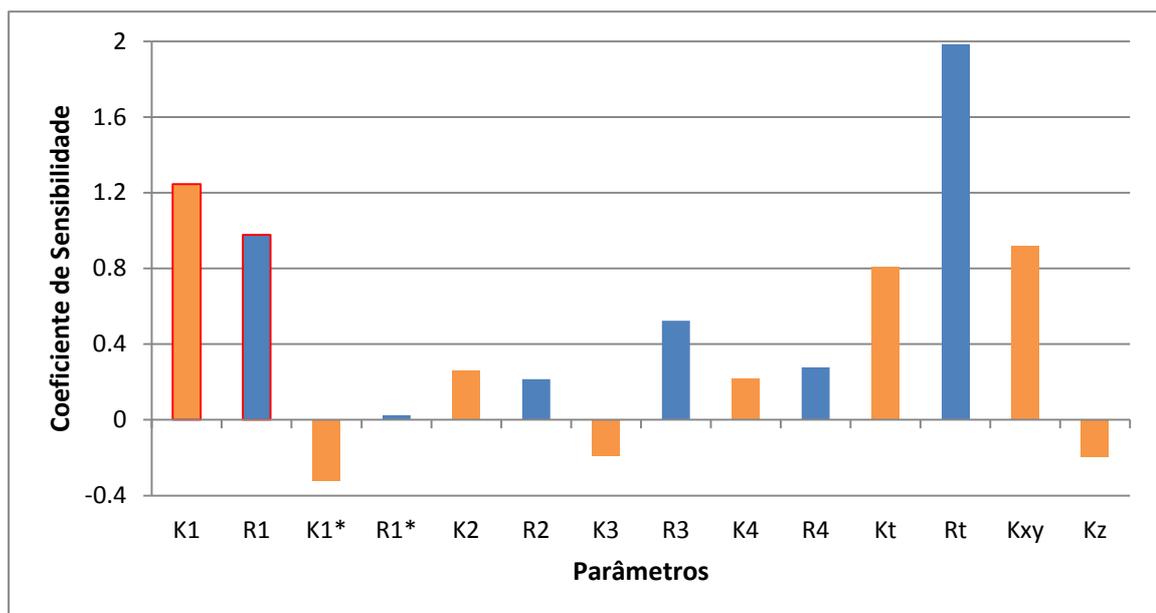


Figura 7.6 – Gráfico ilustrando os coeficientes de sensibilidade do critério de calibração RMS dos resíduos, encontrados na simulação, com a modificação dos parâmetros de entrada do modelo.

Os resultados obtidos com a modificação dos parâmetros por zonas mostram que a zona com maior sensibilidade é a K1 (zona oeste), no entanto, temos uma queda considerável do coeficiente de sensibilidade na análise dessa zona desconsiderando o poço 35. Esse fato indica que a maior sensibilidade incide sobre a região leste dessa zona, onde está locado este poço. Nota-se ainda que a zona extremo leste (3) tem elevada sensibilidade à taxa de recarga.

A análise de sensibilidade com modificação em 20% dos parâmetros em todo o domínio simulado mostra um coeficiente de sensibilidade relacionado à mudança no parâmetro de recarga (R_t) muito superior à mudança na condutividade hidráulica (K_t), e em relação a esta última, uma sensibilidade muito maior na horizontal (K_{xy}) com uma pequena contribuição da variação vertical (K_z). No geral, é importante salientar que predominam valores de coeficiente de sensibilidade muito baixos, os quais na média resultam em erros de 0.07%, e mesmo o valor mais alto (R_t) altera em 0.39656 m o valor do RMS, o que resulta num erro de 0.28%.

Visando complementar a análise de sensibilidade, foram realizadas simulações com a supressão dos valores de recarga para avaliar a importância desse parâmetro na solução do modelo. Os resultados desta simulação (Figura 7.7) apresentam o valor de RMS alterado para 10.9618 m e um incremento de erro em 7.75%.

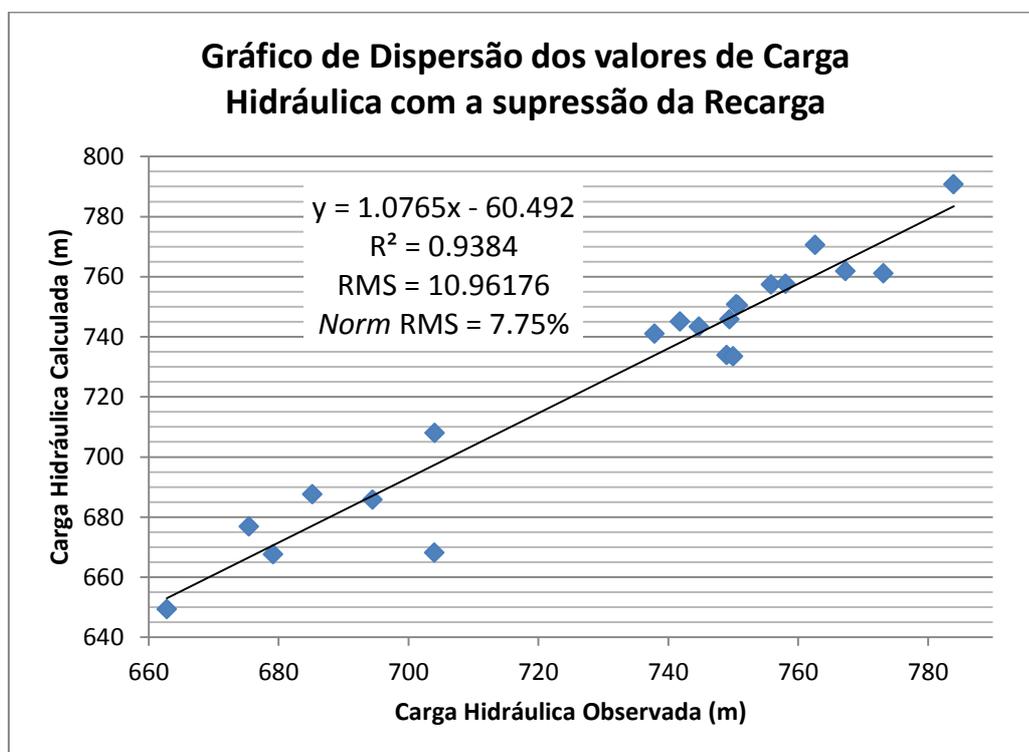


Figura 7.7 – Gráfico de correlação dos valores de carga hidráulica observados nos poços de observação *versus* os calculados pela simulação com a supressão dos valores de recarga.

Diante do exposto, a análise dos resultados integrados anterior e posteriormente à calibração evidencia que os valores de recarga, apesar de não serem suficientes para a calibração do modelo sem a respectiva alteração dos valores de condutividade hidráulica, são parâmetros essenciais para a solução do modelo e sua ausência induz a um crescimento bastante acentuado do erro.

7.4 Balanço de Fluxo

Em regime permanente (*steady state*), o balanço de fluxo pressupõe uma condição de equilíbrio, onde o volume de água que entra no modelo é equivalente ao volume de água que sai. As simulações realizadas permitiram calcular o balanço hídrico para a sub-bacia delimitada no modelo e, deste modo, quantificar o volume de água que sai pelas condições de contorno rios e representa fisicamente o escoamento de base.

A somatória de entrada de água na bacia é de 23,708,580 m³/dia, que corresponde à recarga por precipitação (15,711,448 m³/dia) e uma participação de recarga pela drenagem (7,997,175 m³/dia). O valor total de saída do modelo é de 23,718,654 m³/dia, que consiste na saída de água da drenagem. O balanço total simulado é de -10,031.26 m³/dia, que corresponde à 0,04% do volume de água do modelo. Estes valores podem ser vistos na Figura 7.8 que representa o balanço hidráulico do modelo.

<input checked="" type="checkbox"/> Active	[m ³ /d]	Fluid
-2.37187e+07	+7.99718e+06	
Dirichlet-BCs		
Neumann-BCs		
Cauchy-BCs		
Wells		
	+1.57114e+07	
Distributed Sources/Sinks		
-10031.3		
Total Balance		

Figura 7.8 – Balanço hidráulico do modelo.

Uma vez que não se dispõe de informações confiáveis do número de poços operantes para fins de abastecimento e irrigação, optou-se pela sua não representação no modelo. Tendo em vista que as informações empregadas neste trabalho provêm de médias de séries históricas, o efeito da exploração do sistema aquífero foi atenuado e constituiu uma das incertezas hoje presente.

7.5 Potenciometria Simulada

As Figuras 7.9 e 7.10 ilustram a distribuição de carga hidráulica gerada pela simulação. É de se notar que os valores de carga hidráulica são concordantes com a conformação topográfica do Urucuia.

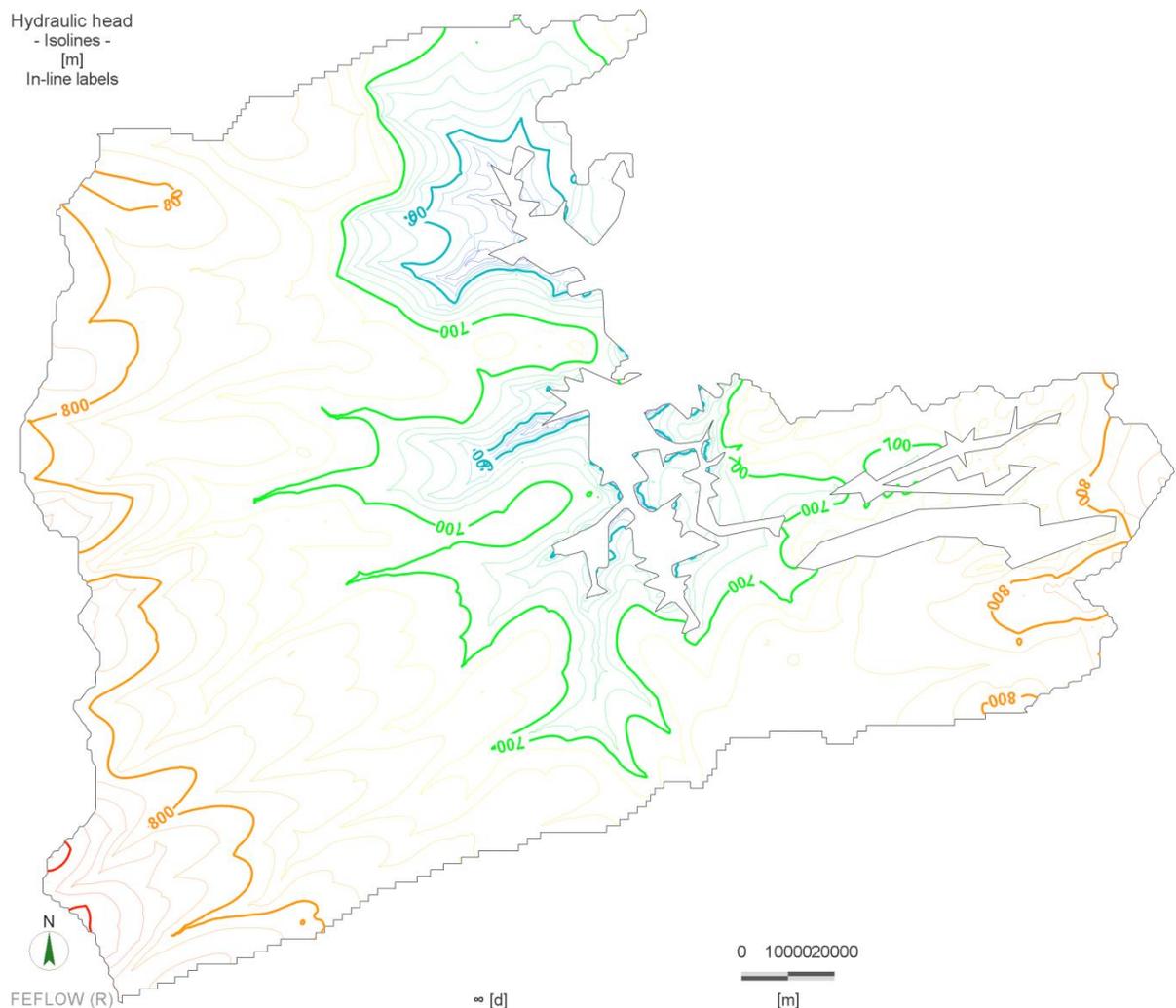


Figura 7.9 – Mapa potenciométrico gerado pela simulação.

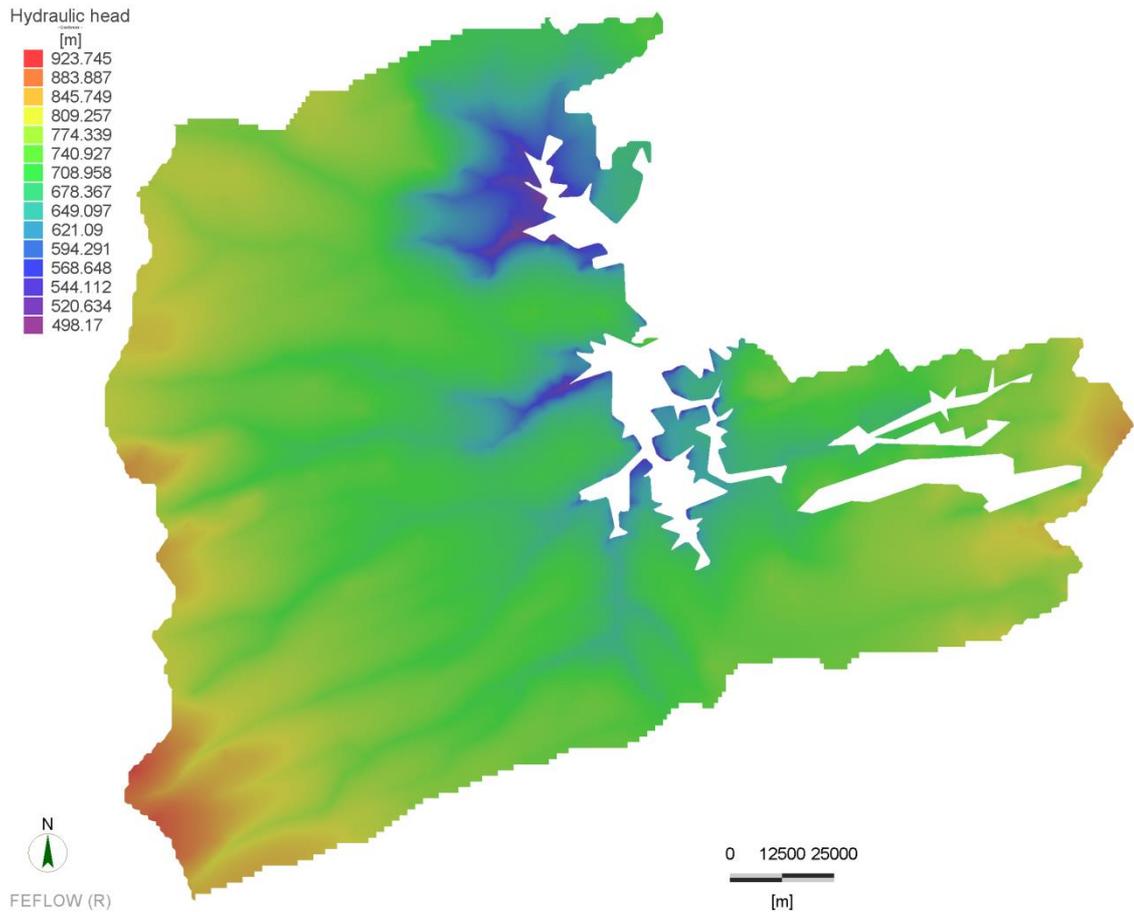


Figura 7.10 – Distribuição da carga hidráulica gerada pela simulação.

Para melhor visualização da configuração final do modelo obtido pelas simulações, é possível visualizar a superfície potenciométrica em três dimensões (Figura 7.11).

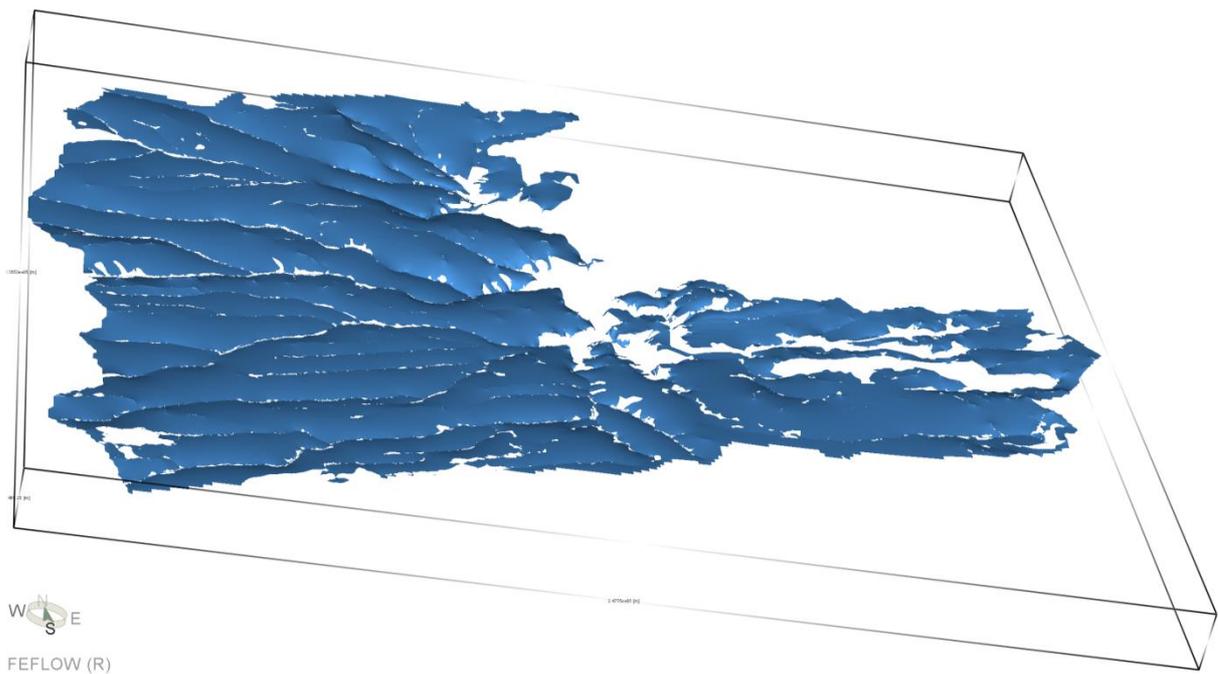


Figura 7.11 – Visualização em 3-D da superfície potenciométrica no domínio simulado (exagero vertical 30X).

Numa seção vertical de direção norte-sul (perpendicular à direção principal das drenagens) traçada na região central da área em estudo (Figura 7.12) podemos observar o comportamento da superfície potenciométrica e sua relação com a topografia da área e os principais rios que cortam o aquífero.

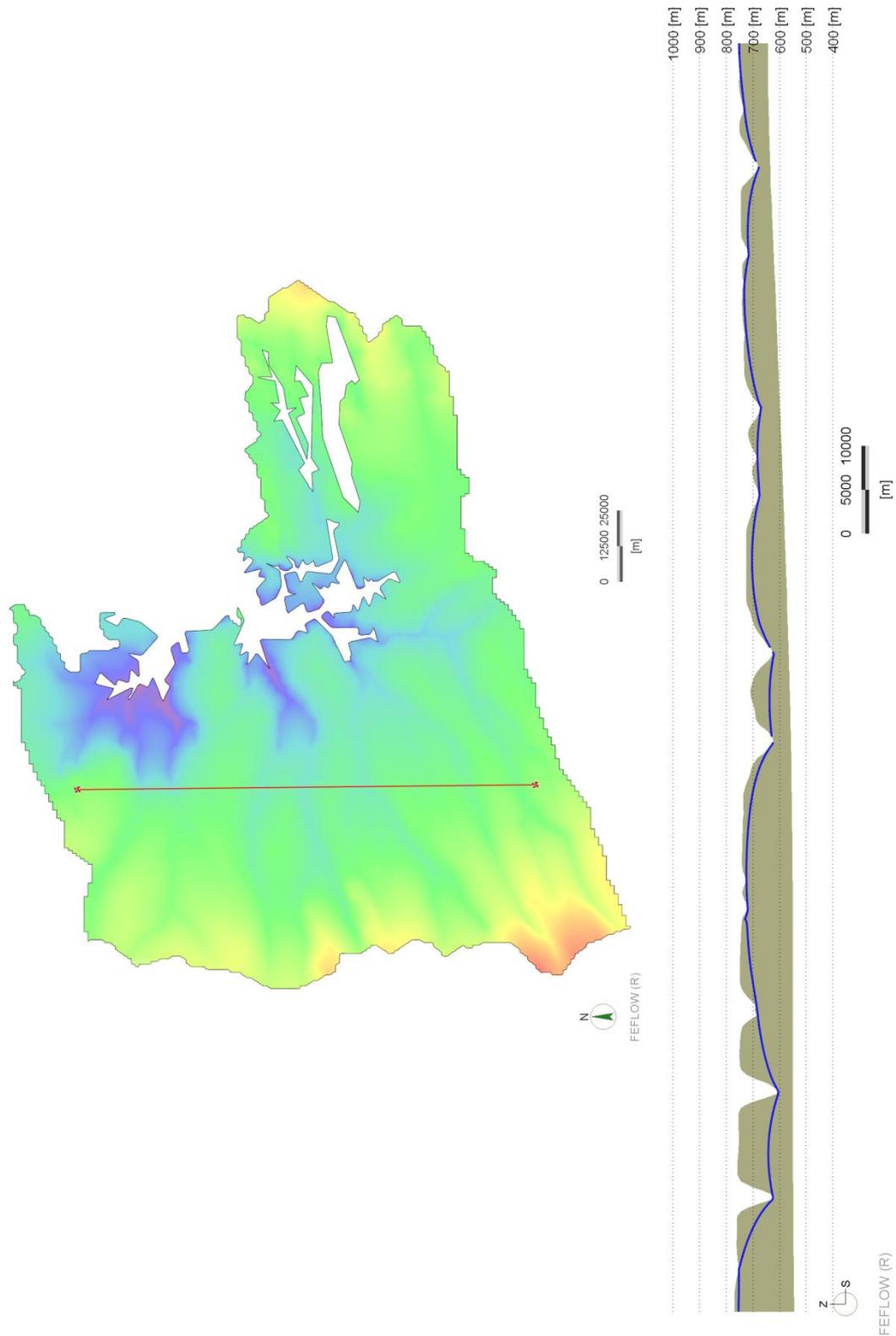


Figura 7.12 – Seção vertical de direção norte-sul. A linha azul representa a superfície potenciométrica (exagero vertical 30X).

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As informações referentes ao meio físico e hidrogeológico necessárias para o entendimento das condições geológicas-hidrogeológicas a serem simuladas provêm de investigações geoclimáticas, hidroestratigráficas, geofísicas, perfurações de poços e testes de aquífero executados na Bacia do Rio Grande e em todo o Sistema Aquífero Urucua. Estes vários estudos proporcionaram a base para o entendimento das características hidrogeológicas regional e local, possibilitando assim a elaboração de um modelo conceitual simplificado inicial.

Acerca deste modelo conceitual inicial, a premissa de homogeneidade litológica e hidráulica em toda a bacia foi utilizada devido aos inúmeros trabalhos de campo e ensaios na área. No entanto, a tentativa inicial de calibração com um valor homogêneo de condutividade hidráulica em toda a bacia mostrou-se falha, revelando assim uma variação desse parâmetro entre a porção oeste e a porção leste da bacia, esta última mais condutiva. É importante salientar que a grande maioria dos estudos do Sistema Aquífero Urucua foram realizados na porção oeste da bacia, com destaque para os trabalhos executados nas sub-bacias do Rio das Fêmeas e do Rio do Cachorro.

A partir da calibração, os valores de condutividade hidráulica mais adequados puderam ser distribuídos ao longo do domínio para a obtenção da melhor resposta. A análise da distribuição dos valores de condutividade hidráulica mostra além de uma clara diferença condutiva da porção leste em relação a oeste, 4 grandes zonas de condutividade hidráulica: (K_1) zona oeste, com $K=6 \times 10^{-5}$ m/s; (K_2) zona leste centro, com $K=3 \times 10^{-4}$ m/s; (K_3) zona extremo leste, com $K=5 \times 10^{-4}$ m/s; e (K_4) zona leste-norte, com $K=1 \times 10^{-5}$ m/s. Todos estes valores estão em consonância com os resultados de estudos anteriores realizados na área (como pode ser visto no gráfico comparativo da Figura 7.3).

Assim sendo, concluímos que a porção leste da bacia é caracterizada por apresentar: (1) declive topográfico e direção de fluxo de águas subterrâneas para oeste (oposto à porção oeste da bacia); (2) um alto do embasamento do Grupo Bambuí que recebe água do SAU na sua porção leste; (3) valores de condutividade hidráulica distintos da porção oeste da bacia; e (4) uma distribuição heterogênea dos valores de condutividade hidráulica, diferentemente da porção oeste.

Como a premissa inicial de homogeneidade litológica e hidráulica ideal em toda a bacia não foi corroborada pelos resultados das simulações, foi incorporado ao modelo conceitual final a discrepância hidráulica entre as porções oeste e leste, e a heterogeneidade hidráulica desta última. Recomendam-se aqui estudos de maior detalhe na porção leste da bacia, para aprimoramento dos parâmetros hidráulicos, composição litológica e contatos com o embasamento já existentes, com vistas ao melhor entendimento da dinâmica do fluxo de águas subterrâneas nessa área e a influência do alto do embasamento nessa dinâmica.

Os resultados do modelo em regime permanente obtidos neste trabalho podem ser considerados representativos para as condições reais devido aos elevados índices de correlação entre os valores de carga hidráulica reais e aqueles calculados pela simulação e os baixos valores de coeficiente de sensibilidade, evidenciando que as incertezas associadas aos diversos parâmetros de entrada do modelo, como valores de condutividade hidráulica e recarga, e a dependência do resultado da simulação frente a estes, são reduzidas.

Algumas conclusões acerca dos poços de observação com maior dispersão entre os valores observados e os calculados podem ser enumeradas: (1) o poço 12, na zona de condutividade hidráulica leste centro, deve ter algum problema de medição ou de localização, pois foi o único nessa região a apresentar grande dispersão, enquanto que todos os outros poços próximos a ele apresentaram resultados ótimos de correlação; (2) além deste, nesta zona leste centro, apenas os poços 31, 23 e 21 tiveram um pouco de dispersão, que é devido à proximidade com as bordas do domínio (condições de contorno); (3) na zona extremo leste, que compreende os poços 6, 20 e 30, temos uma topografia mais acidentada, com maiores declives e uma maior variação da espessura, fatores que dificultam a calibração da carga hidráulica nessa região; (4) na zona oeste, apesar dos poços 37, 38 e 10 estarem perfeitamente calibrados, o poço de observação 35 apresenta uma moderada dispersão, o que pode indicar uma litologia menos condutiva, parecida com a da zona leste-norte (poços 27 e 34) e, neste caso, aliado com elevado coeficiente de sensibilidade apresentado nesta área, pode-se argumentar que nas bordas centrais da bacia, com menor espessura e maior proximidade com os contatos, há influência do embasamento nos parâmetros hidráulicos da unidade aquífera; e (5) como nessa simulação não foram representados os efeitos de bombeamento, que apesar de atenuados devido ao uso de médias de séries históricas, consistem em uma das incertezas do modelo, podem estar afetando qualquer dos poços de observação utilizados na simulação.

Diante do exposto, recomendam-se mais estudos nas áreas supracitadas, principalmente no extremo leste e nas bordas centrais da bacia, onde há escassez de dados e estudos hidrogeológicos e destoantes coeficientes de sensibilidade. No extremo leste é recomendado um refinamento dos dados litológicos e dos parâmetros hidráulicos a fim de diminuir as incertezas, e investigações abordando a variação da espessura e o topo do substrato impermeável, visto a proximidade com o alto do embasamento, e assim facilitar o entendimento da variação da carga hidráulica dessa área. Já nas bordas centrais da bacia, próximo as descargas dos rios que cortam o aquífero e confluem para o Rio Grande, são necessários maiores estudos quanto à influência do embasamento nos parâmetros hidráulicos do aquífero nessas áreas pouco espessas. Recomendam-se investigações acerca das variações litológicas e estruturais, e dos parâmetros hidráulicos para gerar mapas e seções com distribuição da condutividade hidráulica e da transmissividade.

Quanto ao desempenho do software e os resultados gerados, destaca-se a acuidade de uma boa malha e um adequado refinamento nas regiões de maior interesse e entrada de dados. Estima-se, nesse estudo, que a etapa mais importante e detalhista do processo de modelagem numérica com método de elementos finitos é a pré-simulação, período em que é definida a geometria da malha. O tratamento dos dados desta etapa deve ser realizado em ambiente SIG, por se mostrar mais adequado e preciso para resolver problemas de geometria e topologia.

No balanço hídrico calculado na simulação, o valor total de saída de água, que consiste na saída de água da drenagem, é de 23,718,654 m³/dia. Este valor é sensivelmente maior do que a contribuição do fluxo de base do SAU calculada em trabalhos recentes na Bacia Hidrográfica do Rio Grande. Diante disso, pode-se inferir que o SAU contribui com uma grande parcela no escoamento de base da bacia hidrográfica, e que parte desse volume de água ao sair do Urucuia através dos rios é drenado para o embasamento metacalcário do Grupo Bambuí.

A partir da análise dos resultados obtidos, é possível afirmar que o modelo elaborado possui representatividade frente às condições reais regionais e auxilia no direcionamento de investigações adicionais. Os resultados deste trabalho integrados aos vários dados levantados em estudos anteriores não foram suficientes para sanar algumas incertezas presentes na área, portanto as conclusões aqui elencadas tem menor eficácia nas áreas com escassez de informações.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, A. C. L. S. Estimativa de recarga da bacia do Rio das Fêmeas através de métodos manuais e automáticos. Dissertação de Mestrado em Engenharia Florestal, Publicação PPGENE.DM-128/2009, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 101p., 2009.

AMORIM JUNIOR, V. 2003. Avaliação Hidrogeológica do aquífero Urucuia na bacia do rio das Fêmeas usando IP-Resistividade. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador, 82 p

AMORIM JR, V.; LIMA, O. A. L. Avaliação hidrogeológica do Aquífero Urucuia na Bacia do Rio das Fêmeas-BA usando resistividade e polarização elétrica induzida. Revista Brasileira de Geofísica 25(2):117-129. 2007.

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

ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. Applied Groundwater Modeling: simulation of flow and advective transport. Academic Press, 381p., 2002.

ASTM Designation: D 5611 – 94 Standard Guide for Conducting a Sensitivity Analysis for a Ground-Water Flow Model Application, 2002.

BARRETO, A. B. C. Avaliação de recarga e de sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos de uma micro-bacia cristalina através de modelagem numérica. Tese (doutorado) – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Departamento de Engenharia Civil, 2010.

BEAR, J. Dynamics of Fluids in Porous Media. McGraw-Hill Inc., New York, 1972.

BEAR, J.; M. S. BELJIN; R. R. ROSS. Fundamentals of Groundwater Modeling, in EPA Groundwater Issue, EPA/540/S-92/005, 11pp., 1992.

BONFIM, L. F. C. & GOMES, R. A. A. D. 2004. Aquífero Urucuia – Geometria e Espessura: Idéias para Discussão. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13, Cuiabá (MT).

BONFIM, L. F. C. Mapa de domínios/subdomínios hidrogeológicos do Brasil em ambiente SIG: concepção e metodologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGUAS SUBTERRANEAS, 16., 2010, São Luís, MA. Anais... [São Paulo]: ABAS, 2010.

- CABRAL, J. J. S. P.; DEMETRIO, J. G. A. Aplicação de modelos em Hidrogeologia. In: FERNANDO A. C. FEITOSA et al. (Org.). Hidrogeologia Conceitos e Aplicações. 3 ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2008, v. 1, p. 687-707.
- CABRAL, J. J. S. P.; WROBEL, L. C. Numerical analysis of saltwater intrusion using B-spline boundary elements. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Chichester, N.Y., v. 16, n. 11, p. 989-1005, 1993.
- CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. 1997a. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (3): 269-282.
- CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. 1997b. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (3): 283-294.
- CIRILO, J. A.; CABRAL, J. J. S. P. Modelos de água subterrânea. In: SILVA, Rui Vieira da (Ed.). Métodos numéricos em Recursos Hídricos. Rio de Janeiro: ABRH, 1989. p. 303-379. (Métodos numéricos em recursos hídricos, 1).
- CLEARY, R. W. Águas Subterrâneas. Clean Environment Brasil, Princeton Groundwater Inc, ABRH, 112 p., 2007.
- CPRM 2007. Serviço Geológico do Brasil. Mapa de domínios e subdomínios hidrogeológicos do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2007. 1 CD-ROM.
- DIERSCH, H.J.G. 2002. FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system - user's manual, Release 5.0. Wasy, Berlin, Germany.
- DNPM/CPRM 1983. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM e Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais- CPRM. Mapa hidrogeológico do Brasil. 1:5.000.000. 1983.
- FETTER, C.W. Applied Hydrogeology. 4th edition, New Jersey, Prentice Hall, 691p. 2001
- FREEZE, A.; J. A. CHERRY. Groundwater. Prentice Hall, Inc., Eaglewood Cliffs, New Jersey, 604 p., 1979.
- GASPAR, M. T. P. 2006. Sistema Aquífero Urucuia: Caracterização Regional e Propostas de Gestão. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. 158p.
- GASPAR, M. T. P. & CAMPOS, J. E. G. O Sistema Aquífero Urucuia. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (4 - suplemento): 216-226. 2007.
- HUBBERT, M. K. 1940. The Theory of Groundwater Motion. *Journal of Geology* 48: 785-944.

ISTOK, J. D. Groundwater Modeling by the Finite Element Method. Water resources monograph 13, American Geophysical Union, 495 p., 1989.

KRESIC, N. 1997. Quantitative solutions in hydrogeology and groundwater modeling. CRC – Lewis Publishers, Boca Raton – New York, 461 pp.

LIMA, O. A. L. 2000. Estudos Geológicos e Geofísicos do Aquífero Urucuia na Bacia do rio do Cachorro – Oeste da Bahia. 42p. Publicação da SRH-BA e UFBA. Disponível em www.srh.ba.gov.br/publicações.

MCDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model (MODFLOW). Reston, VA: U.S. Geological Survey, 1988. Book 6, chapter A1. (U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resource Investigation, 06-A1).

MOORE, J. E., 1979, Contributions of ground-water modeling to planning, Journal of Hydrology 43, pp. 121-128.

NASCIMENTO, K. R. F (Coordenação). Uso Conjunto das Águas Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Fêmeas – BA. Relatório Final (Subprojeto 3.2 – Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco ANA/GEF/PNUMA/OEA). 2003.

NEUMAN, S. P.; WITHERSPOON, P. A. Theory of flow in a confined two-aquifer system. Water Resources Research, Washington, v. 5, n. 4, p. 803-816, 1969.

PIMENTEL, A. L.; AQUINO, R. F. SILVA, R. C. A. & VIEIRA, C. M. B. Estimativa da recarga do aquífero Urucuia na sub-bacia do rio das Fêmeas – Oeste da Bahia, utilizando separação de hidrogramas. In: Congresso sobre Aproveitamentos e Gestão de Recursos Hídricos em Países de Idioma Português, p. 27 – 37 CD-ROM. 2000.

PINDER, G.F.; GRAY, W.G. Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology. Academic Press, New York, 295 p., 1977.

RUTLEDGE, A. T.; DANIEL, C.C. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. Ground Water, v.32, p.180-189, 1994.

SCHUSTER, H. D. M; SILVA, F. F. da; TEIXEIRA, S. L.; BATISTA, L. H. G. & FREITAS, W. A. 2002. Estudos Hidrogeológicos do Aquífero Urucuia no Oeste baiano para Obtenção de Parâmetros nas outorgas de mananciais Subterrâneos. In: ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 12, Santa Catarina, CD-ROM.

SILVA, F. F. da; NETO, A. V. L; CARDOSO. E. R. SCHUSTER, H. D. M. 2005. Aplicação da modelagem matemática no uso conjunto água superficial e subterrânea para a gestão de recursos hídricos no oeste do Estado da Bahia. In: ABRH, Simpósio de Recursos Hídricos da Amazônia, 2, Palmas (TO).

SPITZ, K.; MORENO, J. A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modeling. John Wiley & Sons, New York, 461 p., 1996.

SRH-BA SUPERINTENDÊNCIA DE RECURSOS HÍDRICOS DA BAHIA. 2006. Estatísticas da concessão de outorga de Água. Disponível em: <http://www.srh.ba.gov.br>.

STOLLBERG, R. Groundwater Contaminant Source Zone Identification at an Industrial and Abandoned Mining Site – A Forensic Backward-In-Time Modelling Approach. PhD Dissertation. Halle (Saale), Germany. 183 p. 2013.

TERAMOTO, E. H. Caracterização hidrogeológica e simulação numérica de fluxo em uma região situada no Distrito Industrial de Paulínia (SP). Dissertação (mestrado). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro (SP). 96 p., 2007.

TOWNLEY, L. R. & WILSON, J. L. Description of and user's manual for a finite element aquifer flow model AQUIFEM-1. Cambridge, MA: Massachusetts Institute of Technology, 1980. 294 p. (Technology adaptation Program Report, n. 79-3).

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

WENDLANDER, E. Modelos Matemáticos e Métodos Numéricos em Águas Subterrâneas. São Carlos, SP. SBMAC, 95 p., 2003 (Notas em Matemática Aplicada; 3)

ZHENG, C., & G.D. BENNETT, 1995, Applied Contaminant Transport Modeling: Theory and Practice, Van Nostrand Reinhold (now John Wiley & Sons), New York, 440 pp.

10 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. Hidrología subterránea. Barcelona, Omega, 1157 p., 2 ed. 1996.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition. Wiley, 2 edition. 528 p. 1997.

WEIGHT, W. D.; SONDEREGGER, J. L. Manual of Applied Field Hydrogeology. McGraw-Hill Professional; 1 edition. 608p. 2001