



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

ELDIR BANDEIRA DA SILVA

MODELAGEM MATEMÁTICA DA DINÂMICA DE FLUXO RIO-AQUÍFERO
NA SUB-BACIA PATOS/ CARIÚS/ IGUATU NO SEMIÁRIDO CEARENSE

FORTALEZA

2018

ELDIR BANDEIRA DA SILVA

MODELAGEM MATEMÁTICA DA DINÂMICA DE FLUXO RIO-AQUÍFERO NA
SUB-BACIA PATOS/ CARIÚS/ IGUATU NO SEMIÁRIDO CEARENSE

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Centro de Ciência Agrárias, da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e conservação de bacias hidrográficas no semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça

FORTALEZA

2018

ELDIR BANDEIRA DA SILVA

MODELAGEM MATEMÁTICA DA DINÂMICA DE FLUXO RIO-AQUÍFERO NA
SUB-BACIA PATOS/ CARIÚS/ IGUATU NO SEMIÁRIDO CEARENSE

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Centro de Ciência Agrárias, da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e conservação de bacias hidrográficas no semiárido.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça (Orientador)
Universidade Federal do Cariri (UFCA)

Prof. Dr. Sávio de Brito Fontenele
Faculdade Paraíso – FAP

Profª. Dra. Ana Célia Maia Meireles
Universidade Federal do Cariri – UFCA

Aos meus pais, José Edir Bandeira da Silva e Ivanilde Lucena da Silva por todo amor e fé depositada. À minha filha, por cada sorriso traduzido a mim como fonte de motivação. À minha irmã, meu sobrinho, minha namorada, familiares e amigos que me ajudaram a chegar até aqui.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, minha fonte de fé e inspiração em me tornar melhor a cada dia. Por me ajudar a nunca desviar do meu propósito e objetivo. Por me sustentado enquanto estive fraco e longe de quem mais amo. Por me capacitar defronte situações difíceis e por me permitir vencê-las.

Agradeço a minha mãe que é base de toda a minha vida, que ora por mim todos os dias e que é a minha proteção aqui na terra. Por todo seu amor, carinho, conselhos e ensinamentos ao longo de todos esses anos. Por sempre acreditar em mim e, acima de tudo, pela sua existência.

Agradeço a minha filha, pelo seu nascimento, crescimento e por cada gesto de carinho que engrandece tanto os meus dias. À minha família de maneira geral por estarem presentes na minha vida, por me ajudarem a persistir no meu sonho, em especial ao meu pai, minha irmã, meu sobrinho e minha namorada.

Agradeço a Universidade Federal do Ceará e ao Departamento de Engenharia Agrícola pela convivência durante o período de realização do mestrado. Aos professores da instituição, em especial: Eunice Andrade (por ceder seu espaço para que eu pudesse desenvolver minhas atividades), José Carlos (por cada palavra de ensinamento), Fernando Lopes e Marcos Bezerra.

Agradeço ao meu Orientador Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça, por ter acreditado e confiado na minha competência, por todos os ensinamentos, excelente orientação, paciência e amizade.

Agradeço também ao Prof. Sávio de Brito Fontenele por tantas facilitações no decorrer deste trabalho, muitas vezes sendo um segundo orientador.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará – *campus* Iguatu, nas pessoas dos professores Helba Araújo e José Ribeiro (Júnior) por toda amizade, orientação e acompanhamento da pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo durante esses dois anos.

Aos colegas e amigos de Mestrado, Doutorado e do Grupo MASSA: José Brasil (Zezinho), Kleber, Juarez, Paulilo, Pedro, Cleomar, Vinícius, Thamires, Maria Albertina (Bebel), Wilner, Gilberto (Giba), Fredson, Janaína.

Aos meus demais amigos e àqueles que, de alguma forma, fizeram parte desta trajetória, Muito Obrigado!

RESUMO GERAL

SILVA, Eldir Bandeira da. Universidade Federal do Ceará. Fevereiro de 2018. **Modelagem matemática da dinâmica de fluxo rio-aquífero na sub-bacia Patos/ Cariús/ Iguatu no semiárido cearense.** Orientador: Luiz Alberto Ribeiro Mendonça. Examinadores: Sávio de Brito Fontenele e Aná Célia Maia Meireles.

A simulação da interação rio-aquífero é um processo dinâmico e desafiador, sendo este processo importante tanto na caracterização dos sistemas hídricos subterrâneos quanto na sustentabilidade, preservação e desenvolvimento de sistemas aquíferos. Com isso, o principal objetivo deste trabalho foi caracterizar a zona aluvionar da região e compreender processos hidrogeológicos e hidrodinâmicos responsáveis pela interação rio-aquífero utilizando modelagem matemática. O estudo foi realizado na sub-bacia hidrográfica Patos/ Cariús/ Iguatu (SBHPCI), localizada na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, Ceará. A sub-bacia possui uma área de aproximadamente 1.018,9 km², drena um trecho de 62,2 km do rio Jaguaribe e apresenta em sua estrutura geológica aquíferos aluvionares em meio sedimentar e cristalino. O programa aplicado nas simulações de fluxo da interação rio-aquífero foi o *Visual MODFLOW for Windows*, versão 2.7. A SBHPCI apresenta nove estações pluviométricas, três estações fluviométricas e três poços monitorados por meio de sensores de pressão Hobo U20 water level (Onset®). O monitoramento dos poços ocorreu de abril de 2010 a novembro de 2013, com dados coletados a cada seis horas. Os parâmetros condutividade hidráulica do aquífero (k), produção específica (S_y) e condutância do leito do rio (C_{RIV}) foram ajustados na etapa de calibração do modelo. Nessa etapa também foram ajustadas as cargas constantes na entrada e saída do sistema, definidas como condições de contorno. O fluxo de base do rio, antes e após cada evento, foi ajustado com base no balanço hídrico fornecido pelo modelo. Para todos os eventos analisados, a interação rio-aquífero ocorreu apenas por meio de perda em trânsito, indicando a importância do rio na recarga do aquífero local. O gradiente hidráulico calculado a partir das cargas hidráulicas dos poços foi de 0,0007 m m⁻¹. A condutividade hidráulica (k) e a produção específica do aquífero, considerado livre, homogêneo e isotrópico, foram estimadas por calibração estacionária do modelo em respectivamente $4,5 \times 10^{-4}$ m s⁻¹ e 16%. De maneira geral o modelo foi capaz de simular as condições observadas em campo, porém constatou-se, para obtenção de respostas mais robustas, há necessidade de aprimoramento e manutenção de um sistema de monitoramento e coleta de dados na área estudada.

Palavras-chave: Fluxo subterrâneo. Interação rio-aquífero. Simulação hidrológica.

GENERAL SUMMARY

SILVA, Eldir Bandeira da. Federal University of Ceará. February 2018. **Mathematical modeling of the dynamics of the rio-aquífero flow in the sub-bowl Patos/ Cariús/ Iguatu in the semiarid cearense.** Advisor: Luiz Alberto Ribeiro Mendonça. Examiners: Sávio de Brito Fontenele e Aná Célia Maia Meireles.

The simulation of the river-aquifer interaction is a dynamic and challenging process, being this process important both in the characterization of the underground water systems and in the sustainability, preservation and development of aquifer systems. With this, the main objective of this work was to characterize the alluvial zone of the region and to understand hydrogeological and hydrodynamic processes responsible for the river-aquifer interaction using mathematical modeling. The study was carried out in the Patos/ Cariús/ Iguatu sub-basin (SBHPCI), located in the Alto Jaguaribe basin, Ceará. The sub-basin has an area of approximately 1,018.9 km², drains a stretch of 62.2 km of the Jaguaribe river and presents in its geological structure alluvial aquifers in sedimentary and crystalline environment. The program applied in the flow simulations of the river-aquifer interaction was Visual MODFLOW for Windows, version 2.7. The SBHPCI presents nine pluviometric stations, three fluviometric stations and three wells monitored by Hobo U20 water level sensors (Onset®). Monitoring of the wells occurred from April 2010 to November 2013, with data collected every six hours. The parameters hydraulic conductivity of the aquifer (k), specific production (S_y) and river bed conductance (CRIV) were adjusted in the calibration stage of the model. In this step, the constant loads at the input and output of the system, defined as boundary conditions, were also adjusted. The river basin flow, before and after each event, was adjusted based on the water balance provided by the model. For all the events analyzed, the river-aquifer interaction occurred only through loss in transit, indicating the importance of the river in the recharge of the local aquifer. The hydraulic gradient calculated from the hydraulic loads of the wells was 0.0007 m m⁻¹. Hydraulic conductivity (k) and the specific production of the aquifer, considered free, homogeneous and isotropic, were estimated by stationary calibration of the model at 4.5 x 10⁻⁴ m s⁻¹ and 16% respectively. In general, the model was able to simulate the conditions observed in the field, but it was verified, in order to obtain more robust answers, the need for improvement and maintenance of a monitoring and data collection system in the studied area.

Keywords: Groundwater flow. River-aquifer interaction. Hydrological simulation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Sistema típico de águas subterrâneas em regiões semiáridas.	16
Figura 2 - Tipos de aquíferos.....	19
Figura 3 - Representações de trocas hídricas entre águas subterrâneas e superficiais.	20
Figura 4 - Volume de controle com fluxo subterrâneo Q na direção x , através das faces 1 e 2.....	25
Figura 5 - Fluxo subterrâneo Q na direção x , através das faces 1 e 2 da superfície de controle, com cargas hidráulicas de respectivamente z_1 e z_2	28
Figura 6 - Célula i, j, k e as seis células adjacentes.	31
Figura 7 - Esboço esquemático das funções dreno e rio utilizadas no MODFLOW.....	32
Figura 8 - Localização da SBHPCI.	33
Figura 9 - Espacialização da precipitação anual para as localidades de Patos, Cariús e Iguatu.	34
Figura 10 - Espacialização da declividade da SBHPCI.....	36
Figura 11 - Tipos de solos predominantes na SBHPCI.	37
Figura 12 - Formação geológica da SBHPCI.	38
Figura 13 - Litologia da SBHPCI.	39
Figura 14 - Estações de monitoramento e localização dos Poços monitorados na SBHPCI.	40
Figura 15 - Fluxograma de elaboração modelo conceitual de simulação.....	42
Figura 16 – Perfil geológico dos poços localizados na zona sedimentar da SBHPCI...	45
Figura 17 – Visualização do pacote aluvionar em 3D da SBHPCI.	46
Figura 18 – Ilustração da seção modelada (A) e da seção desconsiderada (B).	47
Figura 19 – Hidrograma dos eventos simulados na SBHPCI.....	48
Figura 20 – Precipitação acumulada por evento.....	49
Figura 21 – Domínio do modelo.....	52
Figura 22 – Gradiente entre a carga hidráulica dos poços e distância linear.....	53
Figura 23 – Correlação entre Vazão e Carga hidráulica do rio.	54
Figura 24 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 01.....	55
Figura 25 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 02.....	56

Figura 26 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 03.....	57
Figura 27 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 04.....	58
Figura 28 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para o evento 01.	61
Figura 29 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para evento 02.	63
Figura 30 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para o evento 03.	64
Figura 31 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para o evento 04.	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tipos de formações geológicas e respectivas características.	18
Tabela 2 - Caracterização morfométrica da SBHPCI.	35
Tabela 3 - Distribuição das classes de declividade para a SBHPCI.	36
Tabela 4 - Caracterização dos perfis geológicos dos poços localizados na zona sedimentar da SBHPCI.	44
Tabela 5 – Lista dos eventos simulados.	48
Tabela 6 - Volumes escoados à montante e à jusante e respectivas variações.	50
Tabela 7 – Cargas constantes na entrada (H_e) e na saída (H_s) do domínio do sistema, condutividade hidráulica (k) e produção específica (S_y), obtidas para cada evento em regime estacionário.	54
Tabela 8 – Variações de volumes e perdas em trânsito medidas e calculadas.	59

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	13
2.	HIPÓTESE E OBJETIVOS	15
a)	Hipótese.....	15
b)	Objetivo Geral	15
c)	Objetivos Específicos	15
3.	REFERÊNCIAL TEÓRICO	16
3.1	Água Subterrânea	16
3.1.1	Características Gerais	16
3.1.2	Hidrogeologia.....	17
3.2	Interação Rio-Aquífero	19
3.3	Modelagem Hidrológica	20
3.4	Parâmetros importantes no estudo de fluxo hídrico em meio poroso	21
3.4.1	Compressibilidade da água	21
3.4.2	Condutividade Hidráulica.....	22
3.4.3	Transmissividade	22
3.4.4	Gradiente Hidráulico	23
3.4.5	Coefficiente de Armazenamento Específico	23
3.4.6	Coefficiente de Armazenamento.....	24
3.4.7	Produção Específica	24
3.5	Equações de fluxo hídrico subterrâneo	24
3.5.1	Aquífero confinado.....	24
3.5.2	Aquífero livre	27
3.6	Software MODFLOW	30
4.	CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	33
4.1	Climatologia	33
4.2	Morfologia	34
4.3	Solos	37
4.4	Geologia	38
5.	MATERIAL E MÉTODOS	40
5.1	Monitoramento	40

5.2	Modelagem Matemática	41
5.3	Modelo Conceitual	42
5.3.1	Obtenção das variáveis a partir dos dados coletados	42
5.3.2	Condições de Contorno	43
5.3.3	Desenho da malha do modelo.....	46
5.3.4	Atribuições das propriedades ao modelo computacional	46
5.4	Hipóteses e Simplificações	46
5.5	Eventos simulados	47
5.6	Vazão	48
5.7	Calibração do modelo	48
5.7.1	Regime Estacionário.....	49
5.7.2	Regime Transiente.....	50
6.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	52
6.1	Condições de Contorno	52
6.2	Simulação em regime estacionário	53
6.3	Obtenção de variável a partir de dados coletados	54
6.4	Análise de Sensibilidade e Calibração do Modelo	55
6.5	Simulação em regime transiente	58
6.5.1	Interação rio-aquífero	58
6.5.2	Carga Hidráulica nos Poços.....	60
7.	CONCLUSÕES	66
	REFERÊNCIAS	67

1. INTRODUÇÃO

Desde os primórdios da antiguidade, a humanidade obteve água de boa qualidade proveniente de fontes subterrâneas para realização de suas necessidades básicas (FOSTER; CHILTON, 2003). Sabe-se que as águas subterrâneas são recursos hídricos governados por um mecanismo de recarga e descarga em condições de quase equilíbrio (FREEZE; CHERRY, 1979). Este equilíbrio se dá, em sua maioria, devido a interação existente entre o fluxo superficial e o subterrâneo.

A interação entre esses fluxos, em regiões semiáridas, pode promover perdas de até 30% da vazão liberada pelos reservatórios (ARAÚJO; RIBEIRO, 1996). Assim, analisar os processos hidrológicos que envolvem o fluxo de transmissão entre rio e aquífero é fundamental para compreensão, caracterização, sustentabilidade, preservação e desenvolvimento dos recursos hídricos subterrâneos (RASSAM, 2011; FOSTER; CHILTON, 2003). Neste contexto, o entendimento da dinâmica do fluxo superficial e subterrâneo torna-se um fator chave para o planejamento da gestão dos recursos hídricos, especialmente em ambientes semiáridos (SOPHOCLEOUS, 2002).

A rápida urbanização, com mudança no uso e ocupação do solo, cobertura vegetal e impermeabilização da superfície terrestre vêm causando mudanças no regime de recarga e na dinâmica de fluxo dos aquíferos (FOSTER, 2000), além de causar uma superexploração dos sistemas hídricos subterrâneos, que, caso não tenha uma regra de operação adequada, ficam sujeitos a danos acentuados, comprometendo o caráter sustentável do recurso (MAYS, 2010; ISRAFILOV, 2006).

Trabalhos de campo vêm sendo empregados para que se promova uma melhor gestão destas fontes, entretanto é um processo oneroso e necessita de tempo para análises. Assim, modelos hidrológicos que tem como função equacionar, representar, entender e simular os processos hidrológico de uma bacia hidrográfica (TUCCI, 1998) vêm sendo constantemente aplicados como uma forma de praticidade e ganho em vários aspectos.

Modelos hidrológicos permitem a simulação dos processos físicos que ocorrem ao longo do tempo (PULLAR; SPRINGER, 2000). Logo, simular a interação entre águas superficiais e subterrâneas é uma ferramenta importante quanto ao gerenciamento destes recursos hídricos, porém é um grande desafio, devido à complexidade dos processos envolvidos (FONTENELE, 2015).

Desta forma, objetivou-se com este trabalho caracterizar a zona aluvionar da sub-bacia Patos/ Cariús/ Iguatu além de compreender os processos hidrogeológicos e hidrodinâmicos de transmissão de fluxo entre rio e aquífero, utilizando modelagem matemática.

2. HIPÓTESE E OBJETIVOS

a) Hipótese

A modelagem matemática permite analisar a dinâmica da interação rio-aquífero, possibilitando simular este processo e caracterizar as variáveis envolvidas.

b) Objetivo Geral

Caracterizar a zona aluvionar da sub-bacia Patos/ Cariús/ Iguatu (SBHPCI) além de compreender os processos hidrogeológicos e hidrodinâmico de transmissão de fluxo entre rio e aquífero, utilizando modelagem matemática.

c) Objetivos Específicos

Caracterizar a zona aluvionar da SBHPCI.

Simular os processos hidrológicos de transmissão de fluxo entre rio e aquífero.

Entender a influência da transmissão de fluxo na conservação dos aquíferos que compõem a SBHPCI.

3. REFERÊNCIAL TEÓRICO

3.1 Água Subterrânea

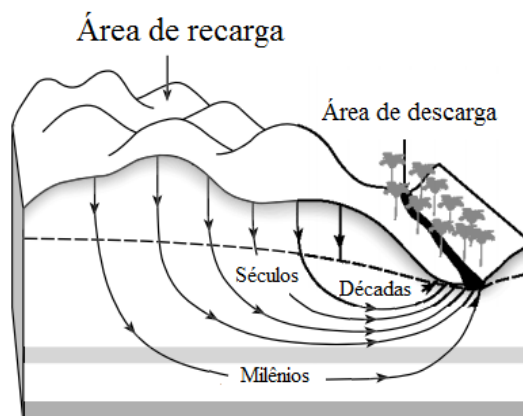
3.1.1 Características Gerais

A água como constituinte essencial na sobrevivência dos seres vivos, assegura grande parte dos processos metabólicos, se tornando um bem imprescindível na realização de diversas atividades (WORLD BANK, 2004). Assim, desde a antiguidade a humanidade manteve sua existência a partir da extração de água de boa qualidade oriunda de múltiplas fontes, sendo uma delas a subterrânea (FOSTER; CHILTON, 2003).

As águas subterrâneas são recursos hídricos armazenados que foram acumulados ao longo do tempo (FONTENELE, 2015) e governados por um mecanismo de recarga e descarga em condições de quase equilíbrio (FREEZE; CHERRY, 1979). Estima-se que 25 a 30% do total de água doce do mundo é originária de fontes subterrâneas, sendo esta considerada o componente mais lento do ciclo hidrológico (CARVALHO; AMADOR, 2001).

O tempo de residência da água subterrânea em aquíferos localizados no semiárido são contados em décadas, séculos e milênios (Figura 1). A linha tracejada é o nível freático (com níveis máximo e mínimo no aquífero não confinado); Áreas cinzas claras e escuras são, respectivamente, Aquitardo com estratos de baixa permeabilidade e estratos praticamente impermeáveis.

Figura 1 - Sistema típico de águas subterrâneas em regiões semiáridas.



Fonte: Foster e Chilton (2003).

A dependência da água para diversos fins, associada à escassez dos recursos hídricos superficiais, contribui com o aumento da exploração das águas subterrâneas (MAYS, 2010). As águas subterrâneas e as águas superficiais não são necessariamente recursos independentes, já que em muitos casos existem ligações entre elas (FONTENELE, 2015), sendo este tema origem de vários estudos relacionados a impactos ambientais (BINLEY et al., 2013; FAULKNER et al., 2012).

Comparando com as águas superficiais, as águas subterrâneas trazem consigo inúmeras vantagens: são prontamente disponíveis em ambientes sedimentares, são protegidas da evaporação e são geralmente de boa qualidade em áreas preservadas, exigindo tratamento mínimo (BURKE; MOENCH, 2000).

Entretanto, a superexploração das águas subterrâneas, associada ao crescimento de áreas urbanas sem planejamento ambiental, tem contribuído com a escassez quantitativa e qualitativa destes recursos (FOSTER et al., 1997). Neste contexto, os recursos hídricos subterrâneos ficam sujeitos a danos acentuados quando não há planejamento na operação e no uso e ocupação dos solos, comprometendo o caráter sustentável dos seus usos (FOSTER, 1999; ISRAFILOV, 2006; FOSTER; CHILTON, 2003).

Um exemplo da importância dos recursos hídricos subterrâneos no desenvolvimento de um país populoso está na Índia, que possui cerca de 80% da rede doméstica abastecida por águas subterrâneas. Além disso, cerca de $244 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ de águas subterrâneas são bombeadas para irrigação, sendo responsável por 70% da produção agrícola (NIGAM et al., 1998; BURKE; MOENCH, 2000).

3.1.2 Hidrogeologia

Um fator limitante para que haja ou não a existência de água subterrânea é a formação geológica. Em hidrogeologia as formações geológicas dividem-se em quatro grandes grupos com capacidades diferenciadas para armazenar e transmitir a água: aquíferos, aquícludes, aquíquardos e aquífugos (TUCCI, 2001) (Tabela 1).

Tabela 1 - Tipos de formações geológicas e respectivas características.

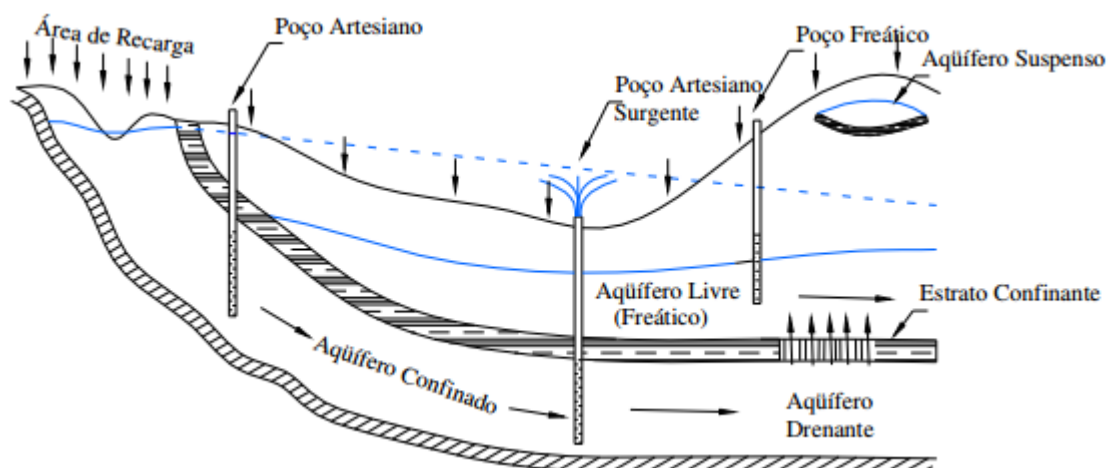
Tipos	Características
Aquífero	Formação geológica permeável, capaz de armazenar água e transmiti-la através dos poros e/ou fissuras. É economicamente viável para utilização em atividades humanas em geral.
Aquitardo	Formação geológica semipermeável, que possui a capacidade de armazenar grandes quantidades de água, porém transmite-la muito lentamente, inviabilizando o aproveitamento por poços ou furos de captação.
Aquiclude	Formação geológica constituída de argilas e/ou materiais que possuem água em seu interior, mas não a transmite, devido a capacidade de retenção, impossibilitando a extração.
Aquífugo	Formação geológica que armazena nem transmite água. Atualmente essa designação caiu em desuso, sendo constantemente denotado como “camada confinante” não drenante.

Fonte: Adaptado (CPRM, 2017).

Com um enfoque em aquíferos, o mesmo pode ser classificado como confinado e não confinado (livre) (ARANTES, 2003). O aquífero confinado encontra-se numa pressão maior que a pressão atmosférica devido a presença de duas camadas confiantes, uma superior e outra inferior. Pode ainda ser classificado como não drenante e drenante, o primeiro é caracterizado por possuir confinamento “perfeito”, e o segundo por possuir uma das camadas semipermeável, permitindo um fluxo lento através dela (CPRM, 2017).

Já os não confinados ou livres são os mais explorados devido a facilidade de acesso por não ter uma camada superior impermeável, havendo como limite superior a superfície freática (Figura 2). Há ainda um caso particular de aquífero livre, chamado de aquífero suspenso, em que é formado sobre uma camada impermeável ou semipermeável (CPRM, 2017).

Figura 2 - Tipos de aquíferos.



Fonte: Todd (1967).

3.2 Interação Rio-Aquífero

Analisar os processos hidrológicos que ocorrem nos sistemas de rios e aquíferos tem importância significativa para compreender a dinâmica de funcionamento dos ecossistemas aquáticos (RASSAM, 2011; HANCOCK et al., 2005). O processo de interação entre as águas superficiais e as águas subterrâneas é um componente importante para caracterizar a gestão dos sistemas hídricos, a sustentabilidade, a preservação e o desenvolvimento dos aquíferos (FOSTER; CHILTON, 2003). Porém é um processo complexo, dependente, dentre outros, das características físicas do solo e subsolo (SOPHOCLEOUS, 1991).

A detecção de zonas de recargas e as estimativas da velocidade média de percolação e da rede de fluxo subterrâneo são importantes na avaliação do transporte de contaminantes, na definição da potencialidade dos aquíferos e na adoção de políticas de uso e ocupação do solo (HEALY, 2010).

Foster et al. (2000) elencaram alguns fatores que influenciam na recarga e na dinâmica de fluxo dos aquíferos:

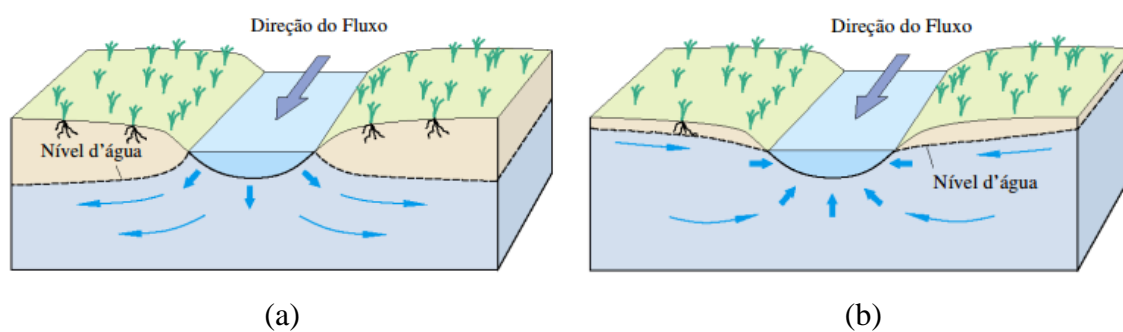
- (I) Mudança no uso e ocupação do solo e na cobertura vegetal, alterando o bioma natural e compactando o solo;
- (II) Mudança na permeabilidade da superfície terrestre e nas redes de drenagem devido o processo de urbanização;
- (III) Mudança no regime das águas superficiais;
- (IV) Rebaixamento do lençol freático por captação;

Esses fatores interferem no processo de trocas hídricas entre as águas superficiais e subterrâneas.

Quando um rio perde água para o aquífero, ao longo de um trecho, ele possui um regime hídrico influente. Neste caso a carga hidráulica do aquífero encontra-se abaixo da cota do leito do rio (Figura 3a).

Se um rio recebe água do aquífero ele possui um regime hídrico efluente e a carga hidráulica do aquífero encontra-se acima do leito (Figura 5b). (ARANTES, 2003; WINTER et al., 1998).

Figura 3 - Representações de trocas hídricas entre águas subterrâneas e superficiais.



Fonte: Arantes (2003).

Este processo pode ocorrer em terrenos sedimentares e/ou fraturados caracterizados como montanhosos, fluviais, costeiros, depressões glaciais ou de dunas, como também em terrenos cársticos, caracterizados por dissoluções de rochas carbonáticas, que levam ao aparecimento de cavernas, dolinas, vales secos, rios subterrâneos, dentre outros (ARANTES, 2003).

Em condições de fluxo mínimo, ou seja, quando apenas a drenagem do aquífero é a fonte que alimenta os cursos d'água, a investigação da interação é importante para avaliar os efeitos das mudanças de uso da terra sobre os recursos hídricos (CHO; BARONE; MOSTAGHIMI, 2009).

3.3 Modelagem Hidrológica

Modelos hidrológicos permitem equacionar os processos, representar, entender e simular o comportamento hidrológico de diversos fenômenos inerentes a uma bacia hidrográfica (TUCCI, 1998). Neste contexto, simular a interação entre águas

superficiais e subterrâneas é desafiador, devido à complexidade dos processos envolvidos (FONTENELE, 2015). Assim a modelagem hidrológica combinando equações que representem cada processo num sistema base definido é importante na simulação da interação entre águas superficiais e subterrâneas (MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2011).

Porém um dos grandes desafios da modelagem hidrológica é construir um modelo que represente bem os fenômenos observados em diferentes escalas e que permitam testar hipóteses sobre os processos dominantes em qualquer sistema (SAVENIJE, 2009; ANDRÉASSIAN et al., 2010; BUYTAERT; BEVEN, 2011).

Esses modelos partem desde equações diferenciais ordinárias de fácil solução analítica até equações diferenciais parciais não lineares, que tem como alternativa de resolução os métodos numéricos (SALCEDO-SÁNCHEZ et al., 2013). Esses métodos resolvem várias equações algébricas, geradas a partir de aproximações das equações diferenciais parciais e dentre os mais utilizados estão os de elementos finitos e de diferenças finitas (ANDERSON; WOESSNER, 1992).

Neste contexto, diversos softwares de modelagem matemática tem sido desenvolvidos para simular fluxo subterrâneo em diferentes tipos de aquíferos, objetivando prever/ interpretar as condições dos recursos hídricos subterrâneos (FONTENELE, 2015). Eles definem a dinâmica do aquífero a partir das direções de fluxos, da identificação de divisores de água, da estimativa da superfície piezométrica, do conhecimento de fontes e/ ou sumidouros, dentre outros (WANG et al., 2008).

Segundo Mendonça (1996) a consistência dos resultados de um modelo não é determinada apenas pela sua base matemática, mas, por vezes, pela qualidade do banco de dados disponível. Ou seja, a representação de um modelo em determinada localidade está mais associada aos dados coletados da região do que a robustez do software.

3.4 Parâmetros importantes no estudo de fluxo hídrico em meio poroso

3.4.1 Compressibilidade da água

A compressibilidade da água (β) descreve a variação do volume da água devido à aplicação de uma tensão e é definida pela razão entre a deformação específica ($\frac{dV_a}{V_a}$) e a variação de pressão (dp) (Equação 1).

$$\beta = \frac{-dV_a}{V_a dp} \quad (1)$$

Essa variação pode ocorrer por três mecanismos: compressão da água nos poros (pressão hidrostática), compressão dos grãos (tensão efetiva) e rearranjo dos grãos numa nova configuração (FREEZE e CHERRY, 1979). O valor da compressibilidade da água de 5 a 35° C é de aproximadamente $4,4 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ N}^{-1}$.

3.4.2 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica (k) é um coeficiente de proporcionalidade da lei de Darcy, dependente de vários fatores físicos, como porosidade, tamanho, forma e arranjo das partículas, dentre outros (TODD, 1980). A condutividade hidráulica expressa a facilidade com que um fluido é transportado através do meio poroso (SOUZA, 2007). Este parâmetro pode ser expresso em função dos parâmetros do meio e do fluido da seguinte forma (MANOEL FILHO, 1997) (Equação 2):

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} = \frac{kg}{v} \quad (2)$$

Onde:

K - condutividade hidráulica [$L T^{-1}$];

k - permeabilidade intrínseca do meio poroso [L^2];

ρ - massa específica [$M L^{-3}$];

μ - viscosidade absoluta [$M T L^{-1}$];

v - viscosidade cinemática [$L^2 T^{-1}$];

g - aceleração da gravidade [$L T^{-2}$].

3.4.3 Transmissividade

A transmissividade corresponde à quantidade de água que pode ser transmitida horizontalmente por toda a espessura saturada do aquífero (MANOEL FILHO, 2001). Pode-se conceituá-la como o fluxo volumétrico que passa através de uma seção de largura unitária e altura igual à espessura do aquífero, considerando um gradiente

hidráulico unitário (CLEARY, 2007). Para aquíferos confinados a transmissividade é dada pela Equação 3:

$$T = k * b \quad (3)$$

Onde:

T – transmissividade [$L^2 T^{-1}$];

k - condutividade hidráulica [$L T^{-1}$];

b - espessura saturada do aquífero livre [L].

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

3.4.4 Gradiente Hidráulico

O gradiente hidráulico $\partial h / \partial x_i$, onde h é a carga hidráulica e x é a distância horizontal na direção i, representa a inclinação da superfície potenciométrica ou freática (SOUZA, 2007). Os valores típicos de gradiente hidráulico variam de 0,0001 a 0,05 m/m (NEWELL et al, 1996).

3.4.5 Coeficiente de Armazenamento Específico

O coeficiente de armazenamento específico de um aquífero é definido como o volume de água que um volume unitário de aquífero libera ou recebe por variação unitária da carga potenciométrica (TODD, 1980) (Equação 4).

$$S_s = \rho * g * (\alpha + n * \beta) \quad (4)$$

Onde:

Ss - coeficiente de armazenamento específico [L^{-1}];

ρ - densidade da água [$M L^{-3}$];

g - aceleração da gravidade [$L T^{-2}$];

n - porosidade [-];

α e β compressibilidade do aquífero e da água, respectivamente [$L T^2 M^{-1}$].

3.4.6 Coeficiente de Armazenamento

O coeficiente de armazenamento de um aquífero é definido como o volume de água liberado ou recebido por variação unitária por carga potenciométrica, numa base de área unitária (MANOEL FILHO, 1997) (Equação 5).

$$S = S_s * b \quad (5)$$

Onde:

S – coeficiente de armazenamento [-];

S_s - coeficiente de armazenamento específico [L⁻¹];

b - espessura saturada do aquífero [L].

3.4.7 Produção Específica

O mecanismo de liberação de água nos aquíferos livres difere dos aquíferos confinados, porque neles a água é liberada para poços ou áreas de descarga, principalmente pela drenagem gravitacional dos poros.

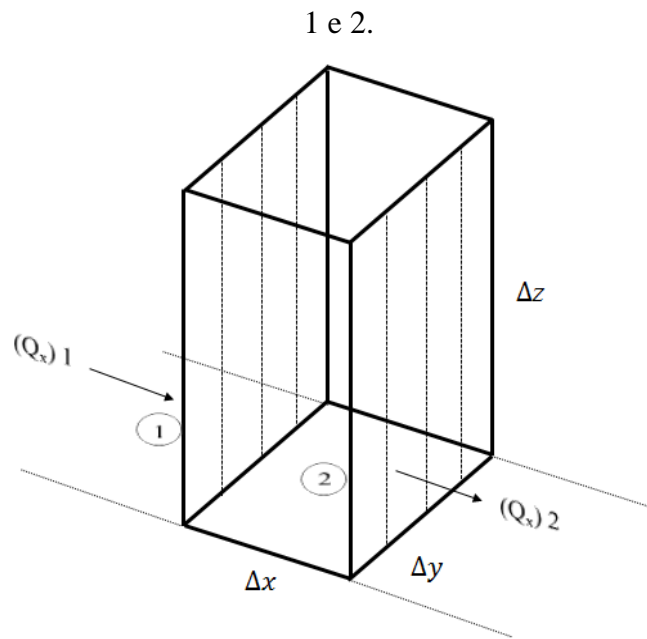
A produção específica S_y [-] é o parâmetro que indica o volume de água liberado por um volume unitário de um aquífero livre, em função da queda unitária da superfície freática.

3.5 Equações de fluxo hídrico subterrâneo

3.5.1 Aquífero confinado

O fluxo subterrâneo em aquíferos confinados a partir de um volume de controle prismático de volume $\Delta x * \Delta y * \Delta z$ (Figura 4), com fluxo subterrâneo (Q) ocorrendo preferencialmente na direção x, pode ser definido pela Equação 6 (FREEZE; CHERRY, 1979; FEITOSA *et al.*, 2008).

Figura 4 - Volume de controle com fluxo subterrâneo Q na direção x, através das faces



Fonte: Autor.

Para o volume de controle da Figura 3, a variação de massa na direção “x” é dada pela Equação 6.

$$[\rho(Q_x)2] - [\rho(Q_x)1] = \frac{\partial(\rho \cdot Q_x)}{\partial x} * \Delta x \quad (6)$$

Onde:

ρ - massa específica do fluido.

Partindo do conceito de vazão específica $q_x = \frac{Q_x}{\Delta y \cdot \Delta z}$, tem-se a Equação 7 a partir da 6.

$$[\rho(Q_x)2] - [\rho(Q_x)1] = \frac{\partial(\rho \cdot q_x)}{\partial x} * \Delta x * \Delta y * \Delta z \quad (7)$$

O balanço de massa no volume de controle poderá ser expresso pela Equação 8 adotando o mesmo procedimento que foi adotado para a direção x, agora, porém, nas direções y e z.

$$\left(\frac{\partial(\rho * qx)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho * qy)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho * qz)}{\partial z} \right) * \Delta x * \Delta y * \Delta z = - \frac{\partial M}{\partial t} \quad (8)$$

Aplicando a Lei de Darcy obtém-se as vazões específicas nas direções x, y e z e da Equação 8 obtém-se a Equação 9.

$$- \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho * kx * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho * ky * \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho * kz * \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] * \Delta x * \Delta y * \Delta z = - \frac{\partial M}{\partial t} \quad (9)$$

Considerando o fluido incompressível, obtém-se a Equação 10 a partir da 9.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(kx * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(ky * \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(kz * \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho * \Delta x * \Delta y * \Delta z} * \frac{\partial M}{\partial t} \quad (10)$$

Como o aquífero é confinado, ele é governado pelo coeficiente de armazenamento específico (Ss), e a partir da Equação 4 obtém-se a Equação 11.

$$dVa = \rho * g * (\alpha + \eta * \beta) * dh * \Delta x * \Delta y * \Delta z = Ss * dh * \Delta x * \Delta y * \Delta z \quad (11)$$

Considerando a definição de massa específica $\left(\rho = \frac{dM}{dVa} \right)$, da Equação 11 obtém-se a Equação 12.

$$dM = \rho * Ss * dh * \Delta x * \Delta y * \Delta z \quad (12)$$

A taxa de variação de massa no volume de controle (Equação 13) é obtida a partir da Equação 12.

$$\frac{dM}{dt} = \frac{\rho * Ss * dh * \Delta x * \Delta y * \Delta z}{dt} \quad (13)$$

Das Equações 10 e 13, obtém-se a equação de fluxo subterrâneo para aquífero confinado (Equação 14).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(kx * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(ky * \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(kz * \frac{\partial h}{\partial z} \right) = Ss * \frac{\partial h}{\partial t} \quad (14)$$

Se o aquífero for isotrópico, ou seja, a mesma condutividade nas três dimensões ($k_x = k_y = k_z = k$), da Equação 14 obtém-se a Equação 15.

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta z^2} = \frac{S_s}{k} * \frac{\partial h}{\partial t} \quad (15)$$

Considerando um aquífero confinado de espessura constante b e adotando as definições de coeficiente de armazenamento ($S = S_s \cdot b$) e transmissividade ($T = k \cdot b$), obtém-se a Equação 16 a partir da Equação 15.

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta z^2} = \frac{S}{T} * \frac{\partial h}{\partial t} \quad (16)$$

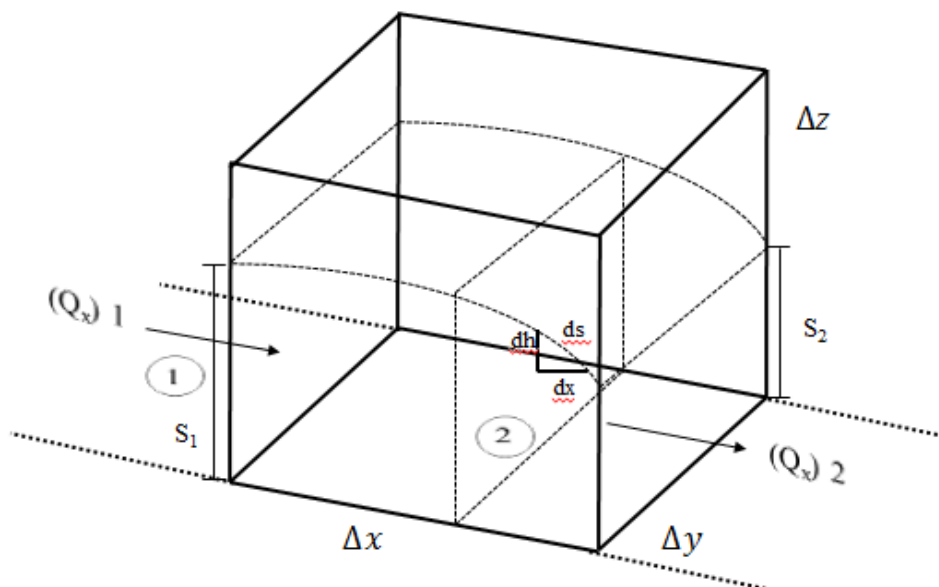
Quando o regime é estacionário, tem-se a Equação 17.

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta z^2} = 0 \quad (17)$$

3.5.2 Aquífero livre

Na Figura 5 o fluxo subterrâneo (Q) ocorre preferencialmente na direção x , atravessando as faces 1 e 2 da superfície de controle, apresentando cargas hidráulicas z_1 e z_2 , respectivamente.

Figura 5 - Fluxo subterrâneo Q na direção x , através das faces 1 e 2 da superfície de controle, com cargas hidráulicas de respectivamente z_1 e z_2 .



Fonte: Autor.

O balanço de massa na direção x é dada pela Equação 18 (FREEZE; CHERRY, 1979; FEITOSA et al., 2008).

$$[\rho(Q_x)2] - [\rho(Q_x)1] = \frac{\partial(\rho \cdot Q_x)}{\partial x} * \Delta x \quad (18)$$

Onde:

ρ - massa específica.

Partindo do princípio que $Q_x = q_x \cdot h \cdot \Delta y$, tem-se a Equação 19.

$$[\rho(Q_x)2] - [\rho(Q_x)1] = \frac{\partial(\rho \cdot q_x \cdot h)}{\partial x} * \Delta x * \Delta y \quad (19)$$

A Equação 20 é obtida a partir da aplicação da Lei de Darcy ao fluxo da Figura 4, com gradiente hidráulico definido a partir da superfície freática (s).

$$q_s = -k_x * \frac{\partial h}{\partial s}, \quad (20)$$

Onde,

$$\frac{\partial h}{\partial s} = \text{sen}\theta \quad (21)$$

Com θ igual ao ângulo de inclinação da superfície freática.

A suposição de Dupuit-Forcheiner, define $\text{sen}\theta \cong \text{tg}\theta = \frac{\partial h}{\partial x}$, para inclinações de superfícies freáticas muito pequenas ($\theta < 6^\circ$), com fluxo preferencialmente horizontal (q_x) e uniforme. A partir dessa suposição da Equação 20 obtém-se a Equação 22.

$$q_x = -k_x * \frac{\partial h}{\partial x} \quad (22)$$

Das Equações 19 e 22 obtém-se a Equação 23.

$$[\rho(Q_x)_2] - [\rho(Q_x)_1] = \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho * k_x * h * \frac{\partial h}{\partial x} \right) * \Delta x * \Delta y \quad (23)$$

Aplicando o mesmo princípio para a direção y, obtém-se a Equação 24.

$$[\rho(Q_y)_2] - [\rho(Q_y)_1] = \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho * k_y * h * \frac{\partial h}{\partial y} \right) * \Delta x * \Delta y \quad (24)$$

Para a direção z, como o escoamento é preferencialmente horizontal, o gradiente $\frac{\partial h}{\partial z}$ será nulo. Considerando as Equações 20 e 24 e ρ constante, obtém-se a Equação 25.

$$-\rho * \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x * h * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y * h * \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right] * \Delta x * \Delta y = -\frac{\partial M}{\partial t} \quad (25)$$

A partir da produção específica (S_y) pode-se obter a variação de volume por drenagem gravitacional (dVa) (Equação 26).

$$dVa = S_y * (\Delta x * \Delta y * dh) \quad (26)$$

Onde:

dh - variação de carga hidráulica.

Considerando a variação de massa dada por $dM = \rho * dVa$, da Equação 26 obtém-se a Equação 27.

$$dM = \rho * S_y * (\Delta x * \Delta y * dh) \quad (27)$$

A equação de fluxo subterrâneo para aquífero livre é obtida substituindo a Equação 27 na Equação 25, (Equação 28).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x * h * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y * h * \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_y * \frac{\partial h}{\partial t} \quad (28)$$

Considerando que o aquífero livre como isotrópico ($k_x = k_y = k$), da Equação 28 obtém-se a Equação 29.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h * \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{S_y}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (29)$$

Para um regime estacionário, a partir da Equação 29 obtém-se a Equação 30.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h * \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h * \frac{\partial h}{\partial y} \right) = 0 \quad (30)$$

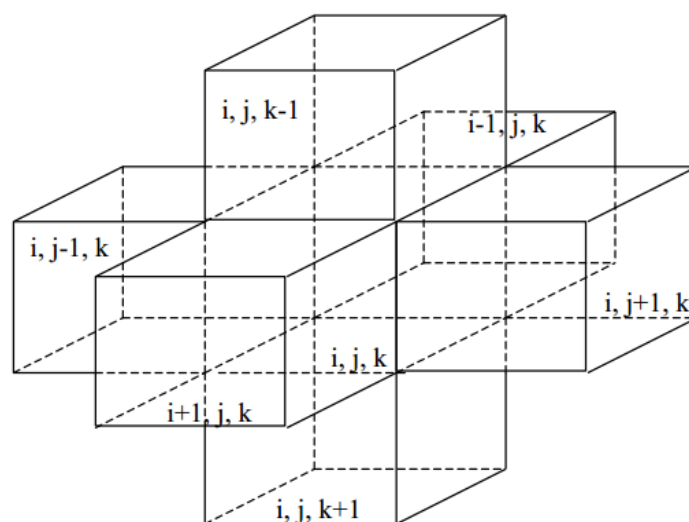
3.6 Software MODFLOW

A modelagem de águas subterrâneas surgiu como uma importante ferramenta para coletar diversos dados de aquíferos objetivando desenvolver uma melhor compreensão do funcionamento do fluxo subterrâneo (KHADRI; PANDE, 2016).

Assim, diversos programas foram criados no intuito de resolver problemas específicos do fluxo de águas subterrâneas, dentre outros encontram-se: Finite Element Subsurface FLOW System (FEFLOW) (DIERSCH, 2009); Groundwater Modeling System (GMS) (ANON, 2000); Visual Modular Three Dimensional Flow (Visual MODFLOW) (ANON, 2000); 2D and 3D Geostatistics, Uncertainty Analysis and Visualization Software Package (UNCERT) (WINGLE et al., 1999); e Processing MODFLOW for Window (PMWIN) (CHIANG, 2005).

Dentre estes programs, o MODFLOW foi amplamente documentado por McDonald e Harbaugh (1988) por ser um aplicativo que simula fluxos subterrâneos tridimensionais utilizando em sua base o método das diferenças finitas para resolução aproximada das equações de fluxos (Equação 14, para aquíferos confinados e Equação 28, para aquíferos livres), cujo domínio é subdividido em células, nas quais os parâmetros hidrogeológicos assumem médias uniformes (TRESCOTT, 1975) (Figura 6). Os índices i, j, k são definidos em referência a localização das células nas colunas, nas linhas e nas camadas, respectivamente.

Figura 6 - Célula i, j, k e as seis células adjacentes.



Fonte: McDonald e Harbaugh (1988).

O programa modular escrito originalmente em linguagem Fortran 66, possui domínio público e foi desenvolvido por uma equipe de pesquisadores hidrogeólogos da United States Geological Survey (MCDONALD; HARBAUGH, 1988). Por se tratar de um programa estruturado e com domínio compartilhado, desde a sua criação foram acrescentados módulos para simulação de vários processos como recarga, evapotranspiração, relações hidráulicas entre rios e drenos, extrações por poços, etc.

Após a versão desenvolvida na linguagem Fortran 66 o programa foi modificado para Fortran 77, sendo denominado MODFLOW - 88. Em seguida foi desenvolvido o MODFLOW - 96, com duas importantes modificações proposta pela United States Geological Survey:

- (I) MODFLOWP (HILL, 1992);

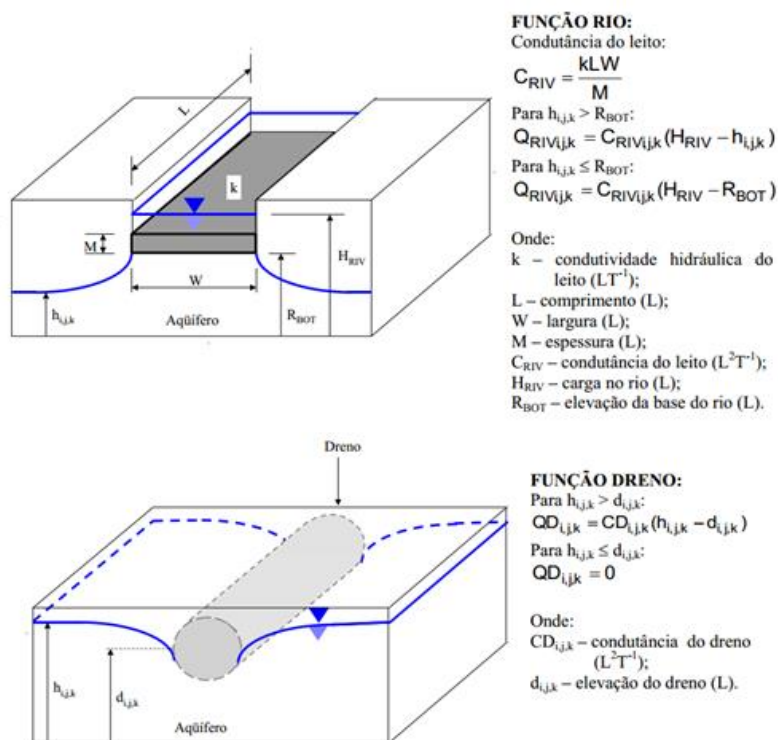
(II) MOC3D (KONIKOW et al., 1996).

O primeiro trata-se de um software auxiliar do MODFLOW capaz de calcular um conjunto de valores de parâmetros pré-selecionados que minimizam o erro entre os valores observados e simulados (processo habitualmente designado por modelação inversa). O segundo software auxilia na resolução da equação de transporte em solução, acompanhando a concentração de determinado constituinte químico ao longo do tempo em função do gradiente hidráulico.

Na versão atual (MODFLOW-2005) foram atribuídas diversas ferramentas ligadas a estatística, análises de sensibilidade e estimativa de parâmetros, facilitando o processo de calibração.

Os módulos de simulações rios e drenos, associados ao balanço hídrico do sistema apresentado no final da simulação, podem ser utilizados na simulação da interação rio-aquífero. Esses pacotes assumem funções matematicamente semelhantes, onde o fluxo que entra ou sai na célula i, j, k é proporcional à diferença entre a carga no aquífero ($h_{i, j, k}$) e a carga de uma fonte ou sumidouro (McDONALD; HARBAUGH, 1988) (Figura 7).

Figura 7 - Esboço esquemático das funções dreno e rio utilizadas no MODFLOW.

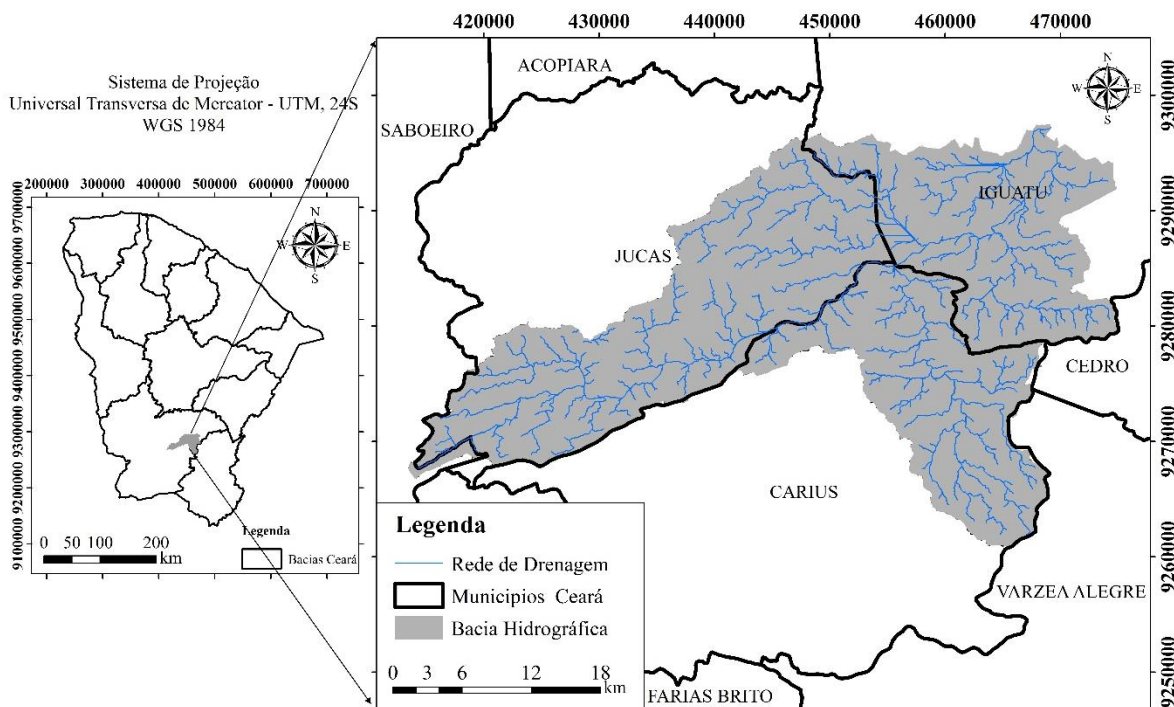


Fonte: McDonald e Harbaugh (1988).

4. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi realizado na sub-bacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu (SBHPCI), localizada na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, Ceará (Figura 8).

Figura 8 - Localização da SBHPCI.



Fonte: Autor.

A SBHPCI está inserida entre as localidades de Patos, Cariús e Iguatu, na região Centro do Sul do estado do Ceará, mais especificamente a montante do reservatório Orós, segundo maior reservatório do estado (com capacidade para $1,94 \times 10^9 \text{ m}^3$), contendo um trecho de 62,2 km do rio Jaguaribe, principal rio da sub-bacia.

A região é estruturada por aquíferos aluvionares em meio sedimentar e cristalino, perfazendo uma área de aproximadamente $1.018,9 \text{ km}^2$.

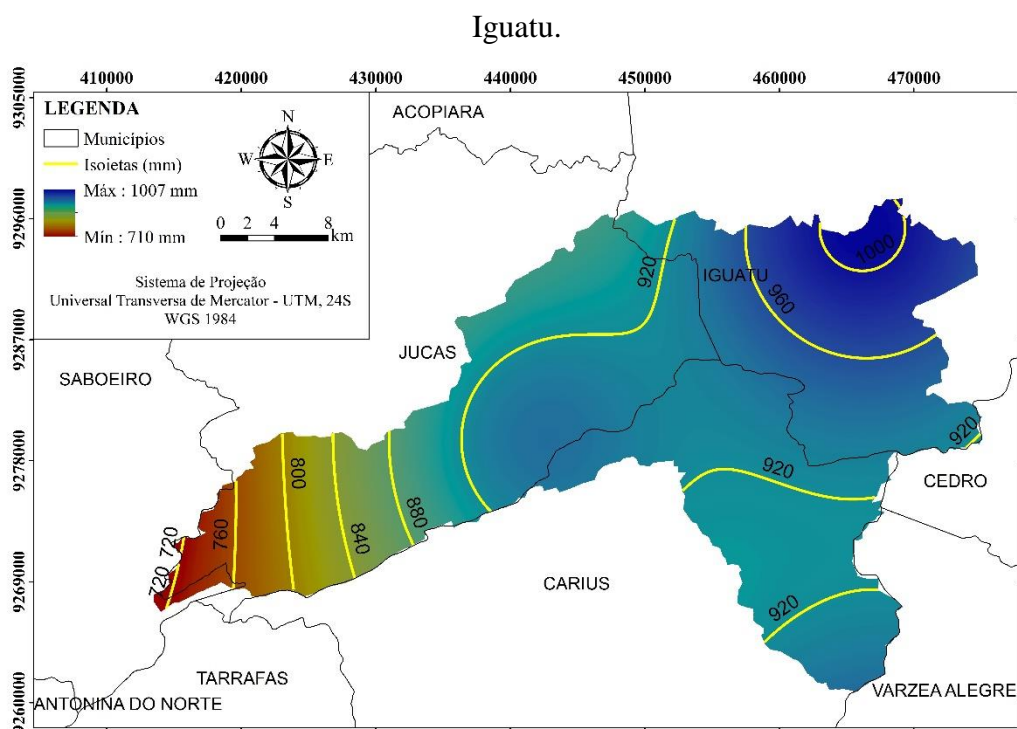
4.1 Climatologia

O clima da região é do tipo BSw'h' (Semiárido quente) de acordo com a classificação climática de Köppen. A temperatura chega a atingir, em média, $34 \text{ }^\circ\text{C}$, de setembro a dezembro, nas regiões mais planas, e $25 \text{ }^\circ\text{C}$, no mesmo período, nas áreas

serras. As temperaturas mais baixas, que ocorrem de junho a agosto, são de 22 °C, nos terrenos baixos e 19 °C, nos mais elevados (BRASIL, 1998).

A evapotranspiração potencial média é de aproximadamente 2.059 mm ano⁻¹ e a precipitação média na bacia é de 913 mm, com chuvas no verão e precipitações máximas no outono, concentradas (em torno de 80%) nos meses de janeiro a maio. A espacialização das precipitações médias anuais na SBHPCI foi obtida por meio do método krigagem linear através do Software QGis (Figura 9). Foram usados dados da série histórica disponibilizados pela Fundação Cearense de Meteorologia do período de 1978 a 2015.

Figura 9 - Espacialização da precipitação anual para as localidades de Patos, Cariús e



Fonte: Autor.

4.2 Morfologia

A caracterização morfométrica da SBHPCI encontra-se na Tabela 2.

Tabela 2 - Caracterização morfométrica da SBHPCI.

Parâmetros	Valores
Área da Bacia (km ²)	1018,9
Perímetro (km)	226,0
Comprimento do Rio Principal (km)	62,2
Comprimento da Bacia (km)	63,2
Índice de Compacidade (Kc)	2,0
Fator de Forma (Kf)	0,2
Ordem da Bacia	6 ^a
Sinuosidade do Rio	1,0
Declividade do Rio Principal (m/km)	1,2
Declividade Média da Bacia (%)	9,7
Tempo de Concentração (tc) (h)	23,2

Fonte: Autor.

O índice de compacidade (Kc) maior que 1 e o baixo fator de forma (Kf) indicam que a bacia tem um formato mais alongado, sendo pouco sujeita a enchentes.

Para cálculo do tempo de concentração foi aplicado a equação Califórnia Culverts Practice (Equação 31) proposta pelo Departamento de Água e Energia Elétrica – DAEE, tendo em vista que a mesma se aplica para áreas maiores de 1 km², diferindo da equação de Kirpich (aplicável a áreas menores que 0,5 km²).

$$tc = 57 * \frac{L^{1,155}}{H^{0,385}} \quad (31)$$

Onde:

tc= tempo de concentração (min)

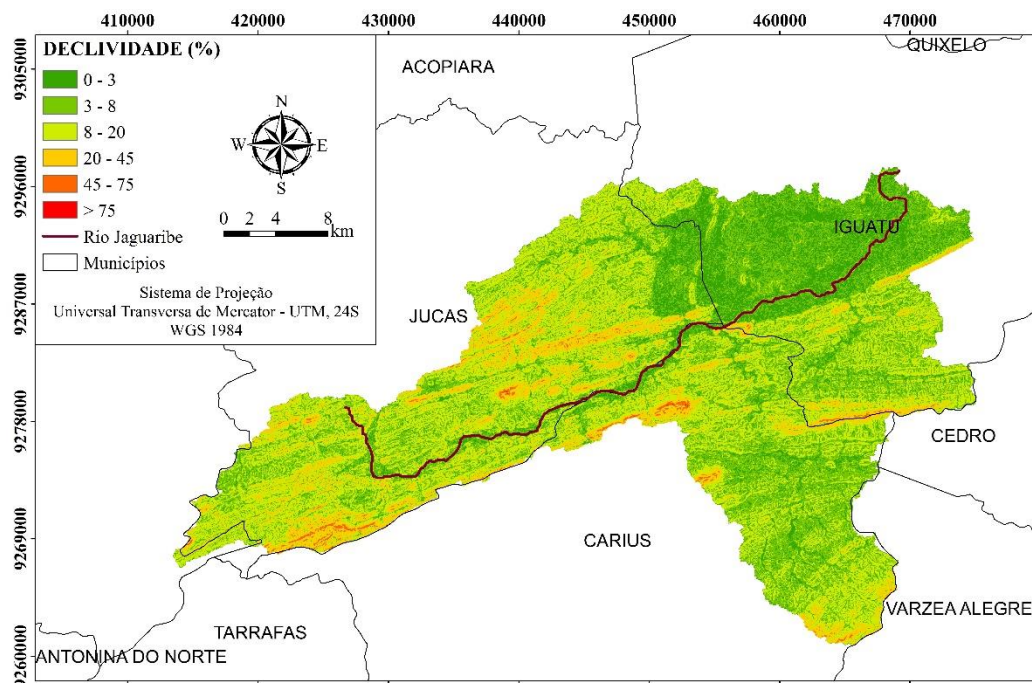
L= comprimento do talvegue (km);

H= diferença de cotas entre a saída da bacia e o ponto mais alto do talvegue (m).

O relevo da SBHPCI é caracterizado por apresentar um amplo pediplano definido pela erosão. A declividade média da bacia de 9,7% é classificada, de acordo com a EMBRAPA (1979), como de relevo ondulado.

Segundo Fontenele (2015), esta área também apresenta grandes planícies fluviais, formadas preferencialmente pelo rio Jaguaribe, resultando na acumulação fluvial, sujeitas a inundações periódicas. A espacialização das declividades da SBHPCI encontra-se na Figura 10.

Figura 10 - Espacialização da declividade da SBHPCI.



Fonte: Autor.

Aproximadamente 90% da sub-bacia apresenta relevo plano a ondulado de acordo com a classificação da EMBRAPA (1979) (Tabela 3), sendo as baixas declividades relacionadas a regiões aluvionares e as maiores a picos montanhosos e, em especial, a serra do Torto (FONTENELE, 2015).

Tabela 3 - Distribuição das classes de declividade para a SBHPCI.

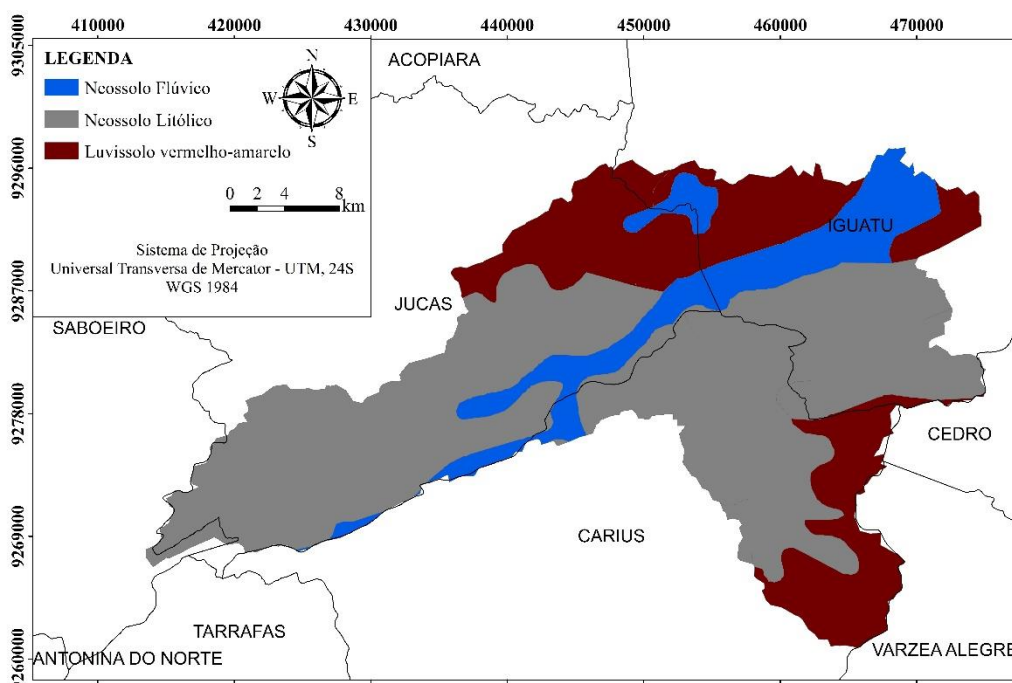
Declividade (%)	Discriminação	Área (km ²)	%
0 - 3	Relevo plano	180,1	17,68%
3 - 8	Relevo suavemente ondulado	367,5	36,07%
8 - 20	Relevo ondulado	369,1	36,23%
20 - 45	Relevo fortemente ondulado	95,0	9,33%
45 - 75	Relevo montanhoso	7,0	0,69%
> 75	Relevo fortemente montanhoso	0,1	0,01%

Fonte: Autor.

4.3 Solos

De acordo com a abordagem da nova classificação dos solos, a SBHPCI apresenta solos pouco desenvolvidos, rasos e pedregosos, com predominância de Neossolo flúvico (13,4%), Neossolo litólico (61,0%) e Luvisolo vermelho-amarelo (25,6%) (Figura 11).

Figura 11 - Tipos de solos predominantes na SBHPCI.



Fonte: Autor.

Os Neossolos da SBHPCI são constituídos por material mineral, não hidromórficos, ou por material orgânico pouco espesso. Eles não apresentam alterações expressivas em relação ao material de origem e são solos pouco desenvolvidos que não apresentam horizonte B diagnóstico. Já os Luvisolos compreendem solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B textural com argila de atividade alta e saturação de bases elevada, imediatamente abaixo do horizonte A (JACOMINE, 2009).

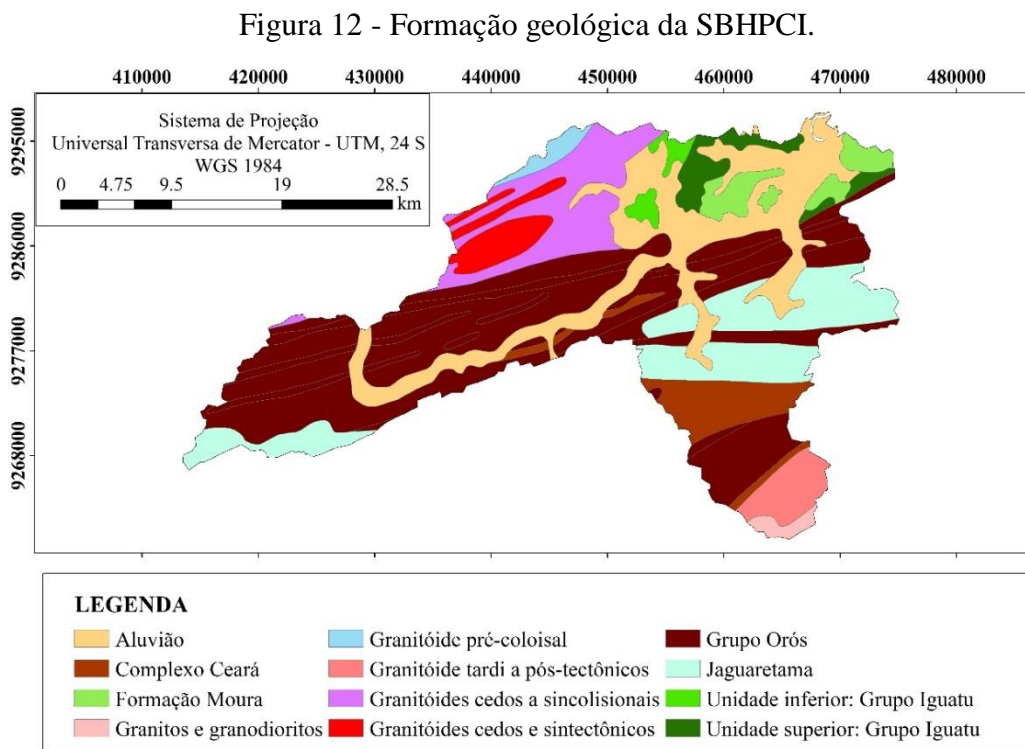
JACOMINE (2009) lista algumas características dos solos presentes na SBHPCI:

- **Neossolo flúvico:** solos derivados de sedimentos aluvionais, que apresentam caráter flúvico.

- **Neossolo litólico:** solos com horizonte A ou hístico, assentes sobre a rocha ou sobre material com 90% (por volume) ou mais de massa constituída por fragmentos de rocha com diâmetro maior que 2 mm, apresentando um contato lítico ou fragmentário dentro de 50 cm da superfície do solo.
- **Luvissolo vermelho-amarelo:** solos de caráter crômico na maior parte do horizonte B.

4.4 Geologia

A bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, onde está inserida a SBHPCI, é caracterizada predominantemente por afloramentos rochosos do embasamento cristalino, com apenas 14,6% da área constituída por rochas sedimentares aflorantes, representadas por aluviões (655 km²) e coberturas terció-quartenárias (1.214,1 km²) (CEARÁ, 1992). A Figura 12 mostra o detalhamento do afloramento das principais formações geológicas da SBHPCI.



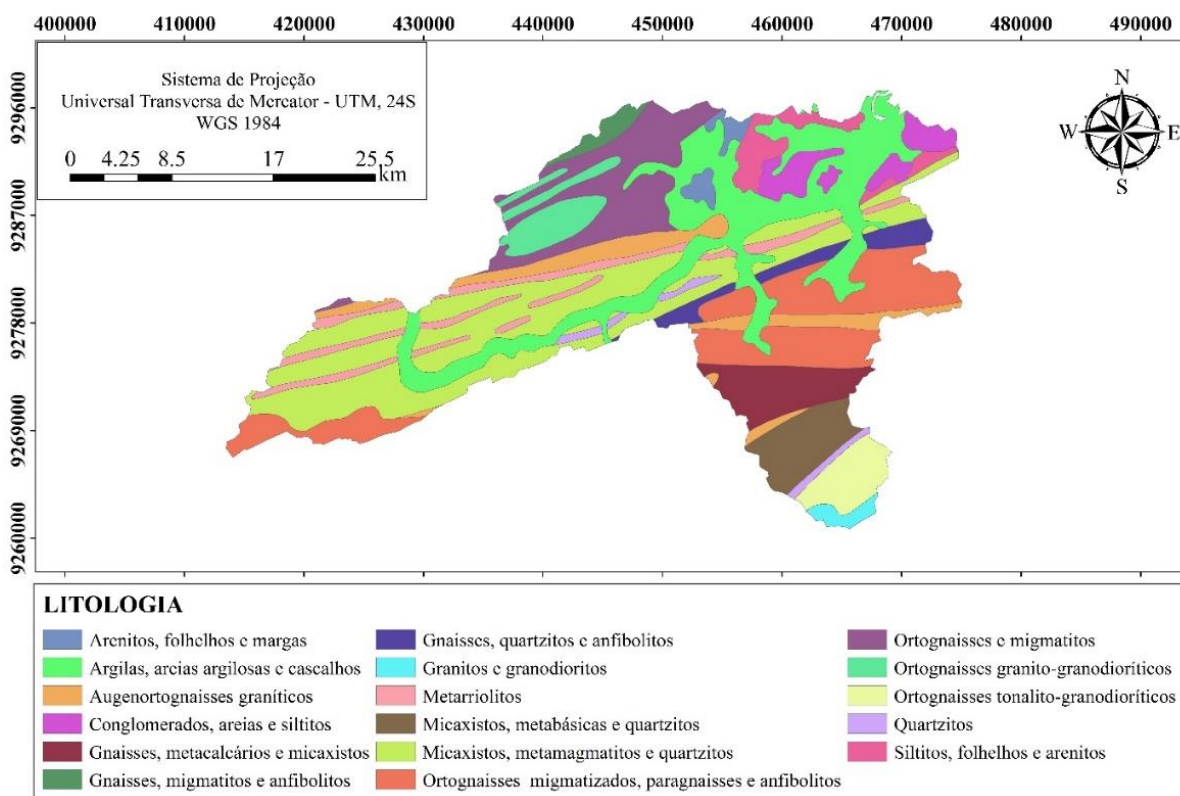
Fonte: Adaptado BRASIL (1998).

O detalhamento geológico da SBHPCI mostra 12 formações, sendo as principais o Grupo Orós, com 39% da área, caracterizado por uma sequência plutono-vulcano-sedimentar, as Aluviões, com 18% e a formação Jaguaretama, com 13%.

De acordo com a Figura 12, a formação geológica aluvionar, foco desta pesquisa, é litologicamente constituída por argilas, areias argilosas e cascalhos.

Além da geologia, a litologia da sub-bacia também é bastante heterogênea, sendo formada por 17 tipos (Figura 13).

Figura 13 - Litologia da SBHPCI.



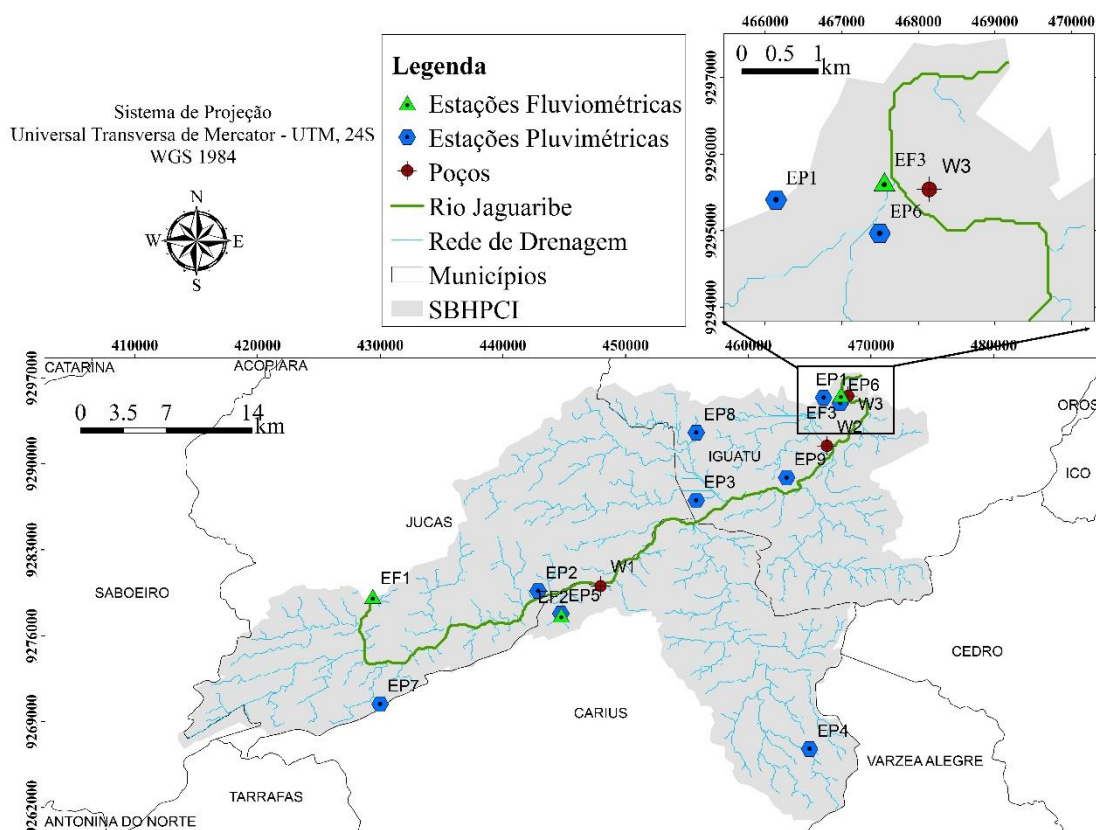
Fonte: Autor.

5. MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Monitoramento

A SBHPCI apresenta nove estações pluviométricas que são monitoradas diariamente pela Fundação Cearense de Meteorologia – FUNCEME e Agência Nacional das Águas - ANA, três estações fluviométricas monitoradas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM e três poços monitorados por meio de sensores de pressão Hobo U20 water level (Onset®) (Figura 14).

Figura 14 - Estações de monitoramento e localização dos Poços monitorados na SBHPCI.



Fonte: Autor.

As estações fluviométricas EF1 e EF2 estão localizadas, respectivamente, nos rios Jaguaribe e Cariús e a EF3, próxima ao exultório da SBHPCI. Os níveis das águas nas estações foram monitorados diariamente meio de régua limnimétricas.

Os níveis freáticos dos três poços localizados na SBHPCI (W1, W2 e W3) foram monitorados de abril de 2010 a novembro de 2013, com dados obtidos a cada seis horas por Fontenele (2015). Este monitoramento se deu através de sensores de pressão Hobo U20 water level (Onset®).

5.2 Modelagem Matemática

O programa aplicado nas simulações de fluxo da interação rio-aquífero foi o Visual MODFLOW for Windows versão 2.7 (GUIGUER; FRANZ, 1996). O software segue o princípio da Ley de Darcy, a mesma que foi utilizada na dedução das equações diferenciais parciais que definem fluxos tridimensionais de densidade constante em aquíferos heterogêneo e anisotrópico confinado (Equação 31) e livres (Equação 32). Nestas equações introduziu-se condições de contorno expressas por 'W', que definem fonte ou sumidouro. No MODFLOW elas são apresentadas por funções que definem carga constante, poço, dreno, rio e recarga. As condições de contorno rio e dreno estão representadas na Figura 7.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (31)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z h \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm W^* = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (32)$$

Onde:

k_x, k_y, k_z - condutividades hidráulicas ao longo dos eixos coordenados x, y e z [$L T^{-1}$];

h - carga hidráulica [L];

W - fluxo externo por unidade de volume, representando fonte e/ou sumidouro [T^{-1}];

W* - volume de água que entra ou sai no sistema por unidade de área horizontal do aquífero

por unidade de tempo [$L T^{-1}$];

S_s - coeficiente de armazenamento específico dos poros do material [L^{-1}]

S_y - produção específica do aquífero livre;

t - tempo [T].

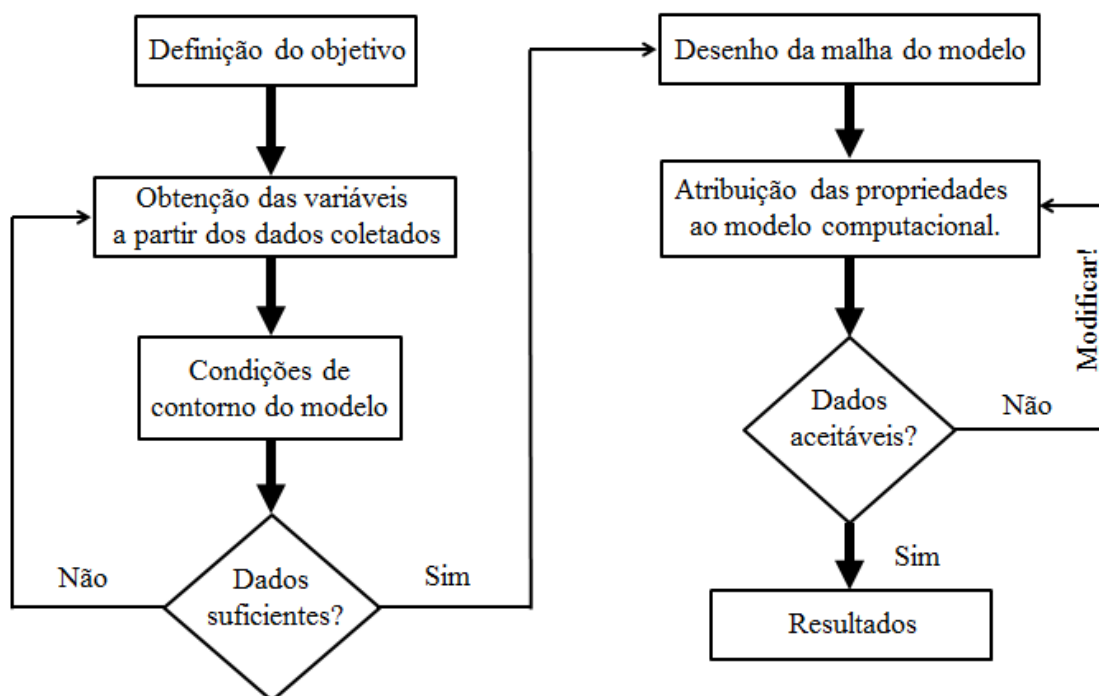
O MODFLOW soluciona as Equações 31 e 32 utilizando a técnica das diferenças finitas.

No método das diferenças finitas as equações diferenciais parciais são discretizadas no espaço e no tempo, definindo o domínio das funções como uma malha que divide o espaço e o tempo em nós distintos. Este procedimento leva a um sistema linear de equações, que é solucionado no aplicativo MODFLOW através do “procedimento fortemente implícito” (MENDONÇA, 1996).

5.3 Modelo Conceitual

A elaboração do modelo conceitual é definida pelas etapas indicadas no fluxograma da (Figura 15).

Figura 15 - Fluxograma de elaboração modelo conceitual de simulação.



Fonte: Adaptado Santos (2004).

5.3.1 Obtenção das variáveis a partir dos dados coletados

Para a determinação das cargas hidráulicas do aquífero foram necessários dados de cota da boca de cada poço, obtidos por GPS geodésico, altura da boca de cada poço

em relação ao solo e profundidades do lençol freático, obtidos a partir dos sensores de pressão.

Para determinação da carga hidráulica no rio foram utilizados os dados de vazão medida diariamente nas três estações fluviométricas (EF1, EF2 e EF3) e posteriormente o *software WETTED*, desenvolvido pela Divisão de Recursos Hídricos do Departamento de Meio Ambiente e dos Recursos Naturais da Carolina do Norte – Estados Unidos. Este software utiliza dados topográficos da seção transversal para vazão, carga hidráulica e perímetro molhado mínimo e máximo, com intervalos de 0,03 m.

Os parâmetros condutividade hidráulica do aquífero, condutância do leito do rio e produção específica foram ajustados na calibração do modelo.

5.3.2 Condições de Contorno

Considerou-se células inativas nas áreas correspondentes ao embasamento cristalino.

Atribuiu-se cargas constantes nas seções do rio a montante e a jusante do aquífero estudado, para definir um gradiente hidráulico médio para o fluxo subterrâneo.

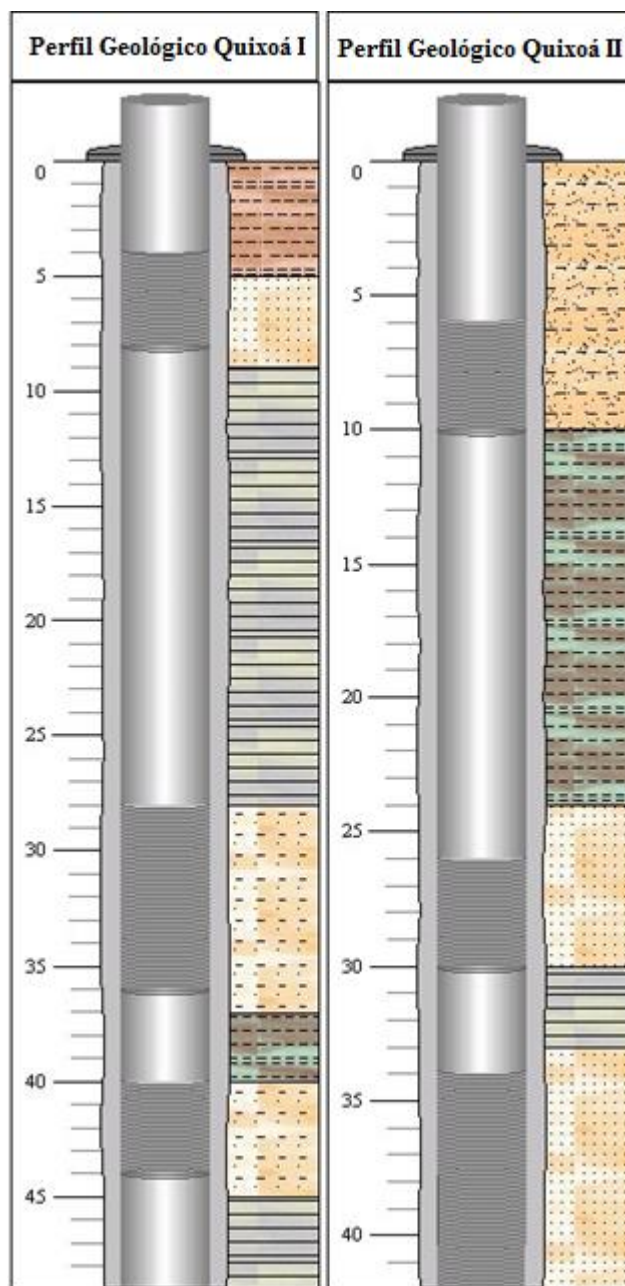
Analisou-se os perfis de poços, obtidos do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), para avaliar as espessuras do pacote (Figura 16) (Tabela 4).

Tabela 4– Caracterização dos perfis geológicos dos poços localizados na zona sedimentar da SBHPCI.

Poços	De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição Litológica:
QUIXOÁ I	0	5	Argila	Argila cinza.
	5	9	Arenito fino	Arenito fino branco.
	9	28	Folhelho	Folheto cinza.
	28	37	Arenito argiloso	Sedimento argilo-arenoso de coloração cinzenta.
	37	40	Argilito	Argila cinza.
	40	45	Arenito argiloso	Sedimento argilo-arenoso de coloração cinzenta.
QUIXOÁ II	45	49	Folhelho	Folheto cinza.
	0	10	Areia argilosa	Sedimento argilo-arenoso de fino a médio.
	10	24	Argilito	Argiliza cinza.
	24	30	Arenito fino	Folheto verde intercalado por arenito fino.
	30	33	Folhelho	Folheto verde.
	33	42	Arenito fino	Arenito fino com intercalações de folheto verde.

Fonte: Adaptado (CPRM, 2017).

Figura 16 – Perfil geológico dos poços localizados na zona sedimentar da SBHPCI.

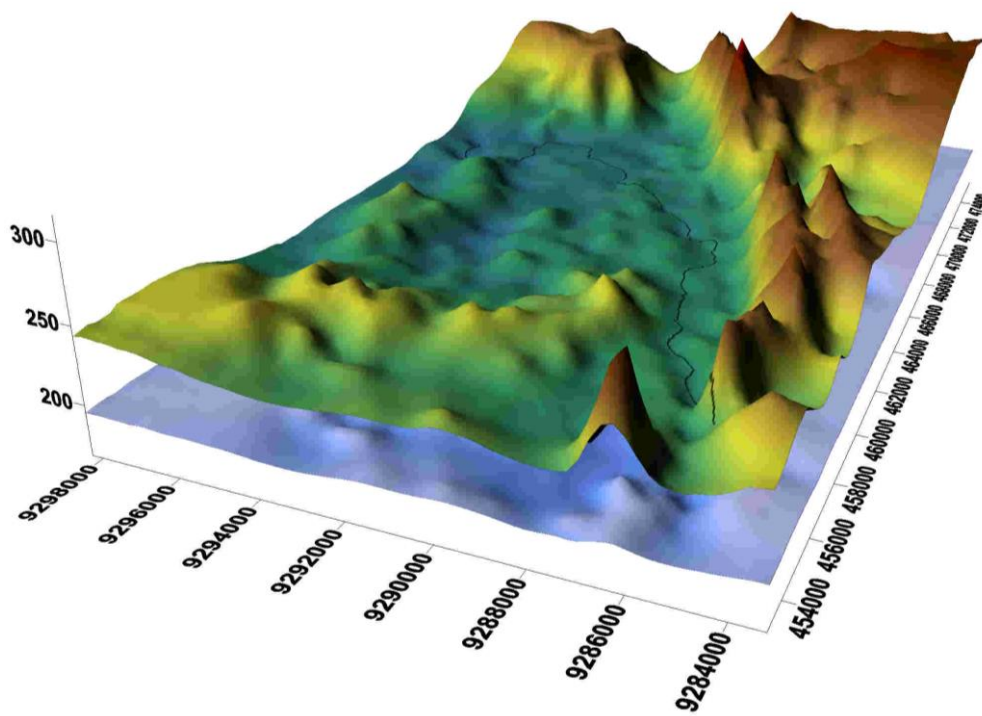


Fonte: Adaptado (CPRM, 2017).

Definiu-se o pacote aluvionar (Figura 17) a partir da superfície topográfica (obtida dos dados do SRTM) e da superfície da base, obtida considerando o seguinte critério:

- 1- Para elevações topográficas de cada célula do domínio menores que a média da região (236 m), subtraiu-se 40 m (espessura média do pacote aluvionar);
- 2- Para elevações topográficas maiores que a média da região, subtraiu-se 40 m da média da elevação topográfica.

Figura 17 – Visualização do pacote aluvionar em 3D da SBHPCI.



Fonte: Autor.

5.3.3 Desenho da malha do modelo

A área modelada possui 32,1 km de comprimento por 16,3 km de largura e foi dividida em 100 linhas e 100 colunas e apenas uma camada, delimitada pela superfície topográfica e a base do aquífero.

5.3.4 Atribuições das propriedades ao modelo computacional

Nesta etapa foi realizada parametrização do modelo computacional, que compreende a definição dos valores dos parâmetros necessários à resolução das equações diferenciais, considerando as características apresentadas pelo modelo conceitual.

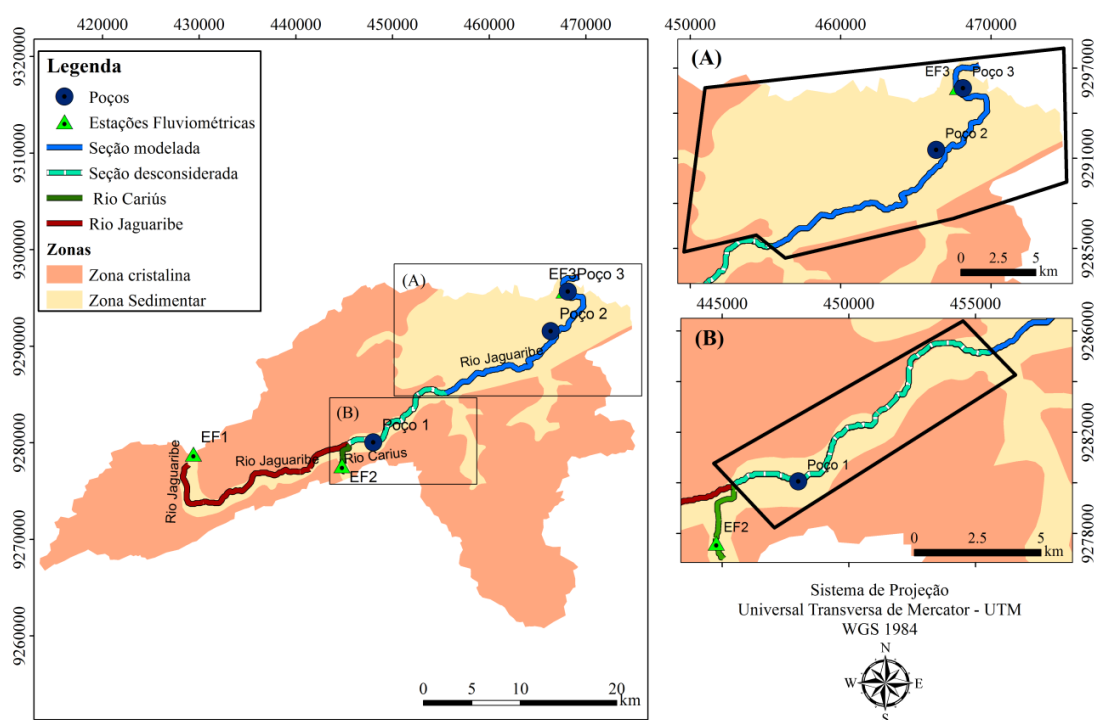
5.4 Hipóteses e Simplificações

As vazões do rio na seção de entrada da área modelada correspondem à soma das vazões dos rios Jaguaribe e Cariús, monitoradas nas estações EF1 e EF2.

Devido à grande extensão da zona cristalina, estando a aluvião limitada numa pequena extensão, hipotetizou-se que a interação rio-aquífero nesta área (Figura 18B) não foram suficientes para produzir variações consideráveis na vazão do rio. Neste contexto, esta área, de aproximadamente 9,7 km², foi desconsiderada na modelagem.

A área modelada (Figura 18A) de aproximadamente 188,4 km² possui uma grande extensão aquífera, com potencial para importantes interações com o rio. Hipótese semelhante também foi considerada por Fontenele (2015), Landim (2014) e Costa (2012), em estudos na mesma área.

Figura 18 – Ilustração da seção modelada (A) e da seção desconsiderada (B).



Fonte: Autor.

O comprimento do trecho do rio na área modelada é de aproximadamente 26,2 km.

5.5 Eventos simulados

Neste estudo foram simulados quatro eventos obtidos de Fontenele (2015) (Tabela 5).

Tabela 5 – Lista dos eventos simulados.

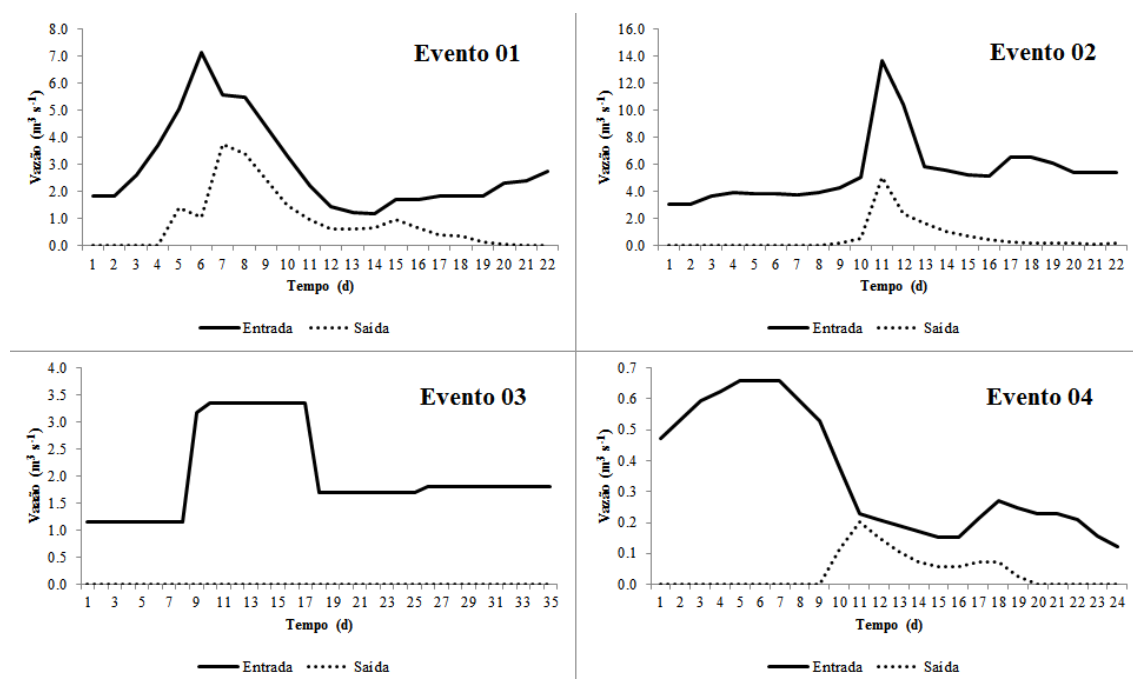
Eventos	Período	Nº de dias
01	26/03 a 16/04/2013	22
02	17/04 a 08/05/2013	22
03	09/02 a 15/03/2013	35
04	02/06 a 25/06/2012	24

Fonte: Autor.

5.6 Vazão

Foram monitorados por Fontenele (2015) os dados de vazão para os quatro eventos simulados (Figura 19).

Figura 19 – Hidrograma dos eventos simulados na SBHPCI.



Fonte: Adaptado (FONTENELE, 2015).

Esses hidrogramas serviram de base para a variação do parâmetro condutância na simulação em regime transiente.

5.7 Calibração do modelo

5.7.1 Regime Estacionário

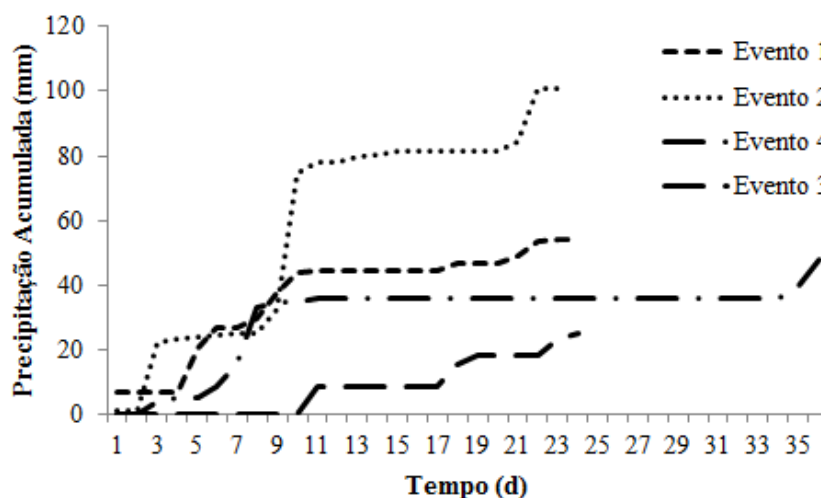
Utilizou-se a calibração do modelo em regime estacionário para ajustar a superfície freática inicial antes de cada simulação transiente.

Na calibração em regime estacionário avaliou-se o erro absoluto médio (E_{am}) das cargas hidráulicas dos poços, variando as cargas constantes nas seções do rio a montante e a jusante da área modelada, mantendo coerência com o gradiente hidráulico médio do aquífero, a condutividade hidráulica e a produção específica (o aquífero foi considerado livre, homogêneo e isotrópico na área modelada).

Os modelos matemáticos não possuem solução única. Diversas combinações de parâmetros são capazes de produzir calibrações aceitáveis. Porém quando se trabalha com eventos cronológicos, poucas são as combinações capazes de acertar os valores calculados ao longo dos Eventos.

Devido as baixas precipitações acumuladas na área (sempre inferiores a 200 mm durante os eventos analisados) (Figura 20) não foram consideradas recargas do aquífero neste estudo. Essa hipótese foi considerada com base no estudo desenvolvido por Fontenele (2010) na micro bacia do riacho São José, na Região do Cariri cearense, que mostrou só haver recarga quando ocorria precipitações acumuladas superiores a 200 mm.

Figura 20 – Precipitação acumulada por evento.



Fonte: Autor.

5.7.2 Regime Transiente

No regime transiente foram ajustados os valores de condutância do leito do rio para cada evento. Como os eventos possuem magnitudes de vazões diferentes (Figura 19), considerou-se variações no parâmetro condutância do leito do rio devido a possível dinâmica aluvionar de deposição e arraste em cada evento. Estes ajustes contribuíram com o refinamento dos resultados das cargas hidráulicas calculadas em cada poço de observação e com as perdas em trânsito observadas nas variações de volume por evento (Tabela 6).

Tabela 6 - Volumes escoados à montante e à jusante e respectivas variações.

Eventos	Volume Montante (m³)	Volume Jusante (m³)	ΔV (m³)
01	5.393.664	1.638.576	3.755.088
02	9.976.176	1.118.016	8.858.160
03	6.141.528	0	6.141.528
04	727.272	82.080	645.192

Adaptado: Landim (2014).

Nesta etapa também foi feito um refinamento nos ajustes dos parâmetros condutividade hidráulica e a produção específica no evento 01.

O modelo foi calibrado executando-se repetitivamente o aplicativo usando diferentes dados de variáveis hidrogeológicas. Os resultados de cada tentativa de cálculo para calibração foram avaliados através da minimização dos erros entre os valores calculados e os observados de carga hidráulica e variação do volume de entrada e saída da área simulada. Para a carga hidráulica utilizou-se o erro absoluto médio (E_{am}) fornecido pelo MODFLOW (Equação 12) e para a variação de volume, o erro do resíduo (E_r) (Equação 13).

$$E_{am} = \frac{\sum R}{n} \quad (12)$$

Onde:

E_{am} - erro absoluto médio (m);

R - valor absoluto dos resíduos das cargas hidráulicas (m);

n - número de pontos observados.

$$E_r = \frac{(\Delta V_{\text{obs}} - \Delta V_{\text{calc}})}{\Delta V_{\text{obs}}} \quad (13)$$

Onde:

E_r – Erro do Resíduo dos Volumes;

ΔV_{obs} – variação de volume observado;

ΔV_{calc} – variação de volume calculado.

A análise conjunta desses resultados contribuiu para a determinação das estimativas propostas.

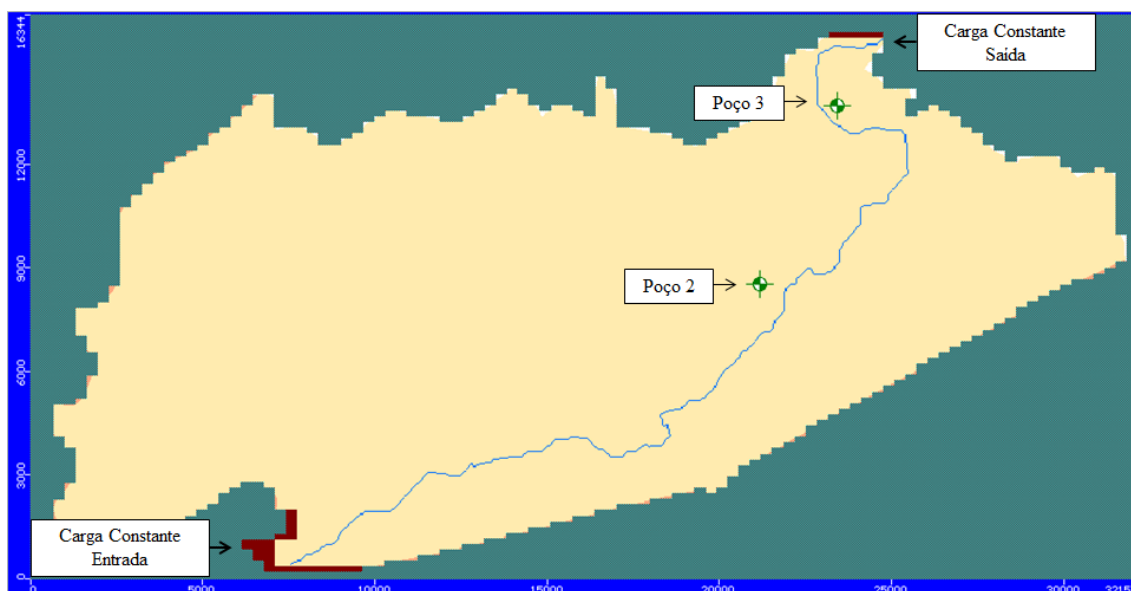
Os eventos 01 e 02 seguem uma ordem cronológica. Neste caso foi feita apenas uma calibração prévia no regime estacionário para o evento 01. Na simulação do evento 02 considerou-se como superfície freática inicial o resultado da saída do evento 01.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Condições de Contorno

Os limites da área de estudo foram definidos com base no mapa geológico da SBHPCI e foi considerada apenas a zona sedimentar, sendo a zona cristalina considerada como células inativas (*Inactive Cells*) (Figura 21).

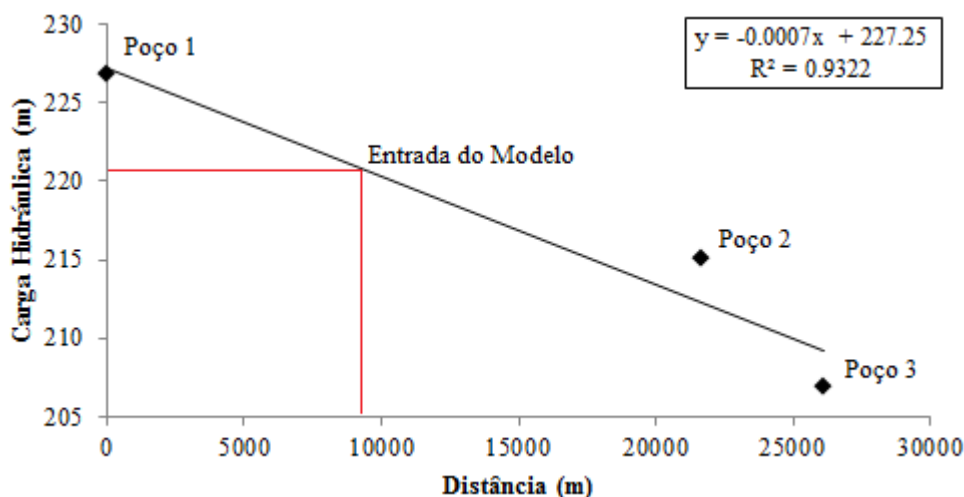
Figura 21 – Domínio do modelo.



Fonte: Autor.

As cargas hidráulicas na entrada e na saída do domínio do sistema hidrogeológicos (Figura 22) foram definidas a partir da calibração do modelo em regime estacionário, seguindo a orientação do gradiente hidráulico do aquífero, calculado a partir das cargas hidráulicas monitoradas nos poços W1, W2 e W3 (Figura 20). O poço W1 encontra-se fora da área modelada (Figura 18).

Figura 22 – Gradiente entre a carga hidráulica dos poços e distância linear.



Fonte: Autor.

O gradiente hidráulico de acordo com Newell et al. (1996) varia geralmente entre $0,0001$ a $0,05 \text{ m m}^{-1}$. O obtido neste estudo foi de $0,0007 \text{ m m}^{-1}$ e indica um escoamento subterrâneo lento. Neste contexto, o valor da carga constante para a entrada do domínio do sistema hidrogeológico, ajustada na calibração em regime estacionário, foi de 221 m.

6.2 Simulação em regime estacionário

O pacote sedimentar definido neste estudo possui apenas uma camada e foi considerado homogêneo e isotrópico, com condutividade hidráulica (k), obtida após calibração em regime estacionário, de $4,5 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (Tabela 6). Esse valor aproxima-se da média dos valores de condutividade hidráulica do aquífero usados por Fontenele (2015), considerando várias camadas na SBHPCI e obtidos da literatura Rawls e Brakensiek (1983).

A produção específica (S_y) para aquíferos livres e confinados varia de zero a 25% (JUNIOR, 2007). O valor de S_y obtido na calibração do modelo em regime estacionário foi de 16%.

As cargas constantes na entrada e na saída do domínio do sistema, a condutividade hidráulica e a produção específica do aquífero, obtidas para cada evento, após simulações em regime estacionário, estão na Tabela 7.

Tabela 7 – Cargas constantes na entrada (H_e) e na saída (H_s) do domínio do sistema, condutividade hidráulica (k) e produção específica (S_y), obtidas para cada evento em regime estacionário.

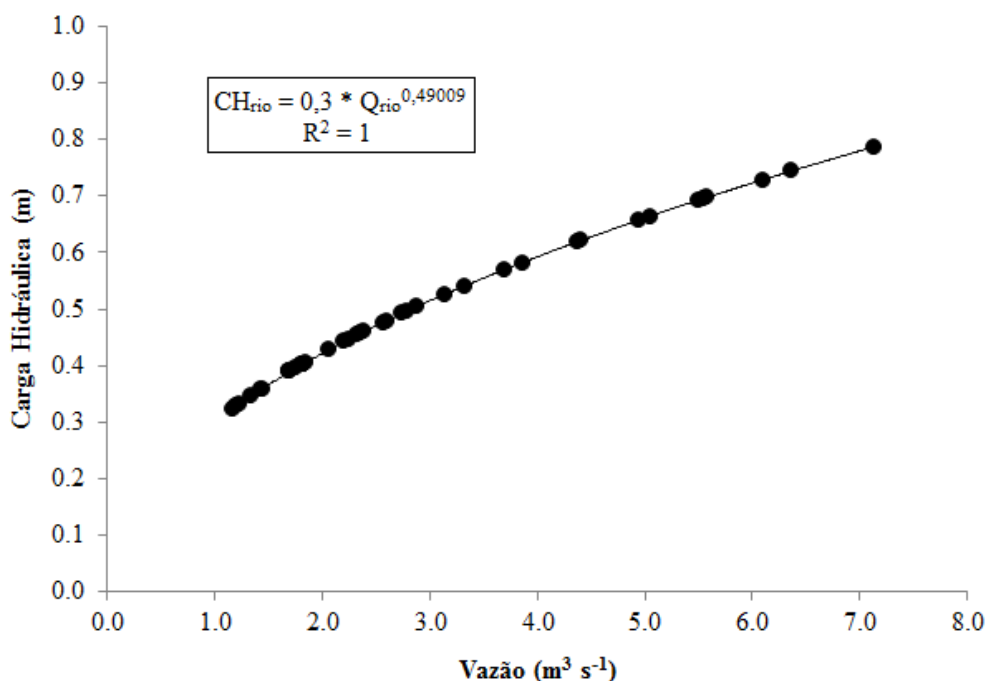
Eventos	H_e (m)	H_s (m)	k ($m\ s^{-1}$)	S_y (-)
01 e 02	232,6	193,8	4,50E-04	0,16
03 e 04	224,8	195,0	4,50E-04	0,16

Fonte: Autor.

6.3 Obtenção de variável a partir de dados coletados

As cargas hidráulicas do rio na seção à montante da área simulada foram obtidas a partir da equação que correlaciona Vazão x Carga Hidráulica, obtida com uso do *software WETTED* (Figura 23).

Figura 23 – Correlação entre Vazão e Carga hidráulica do rio.



Fonte: Autor.

Na seção à jusante do rio utilizou-se a mesma função obtida na seção do rio à montante da área simulada, tendo em vista que a seção transversal do rio foi considerada uniforme. As cargas hidráulicas do rio são variáveis utilizadas na função *River* do MODFLOW.

6.4 Análise de Sensibilidade e Calibração do Modelo

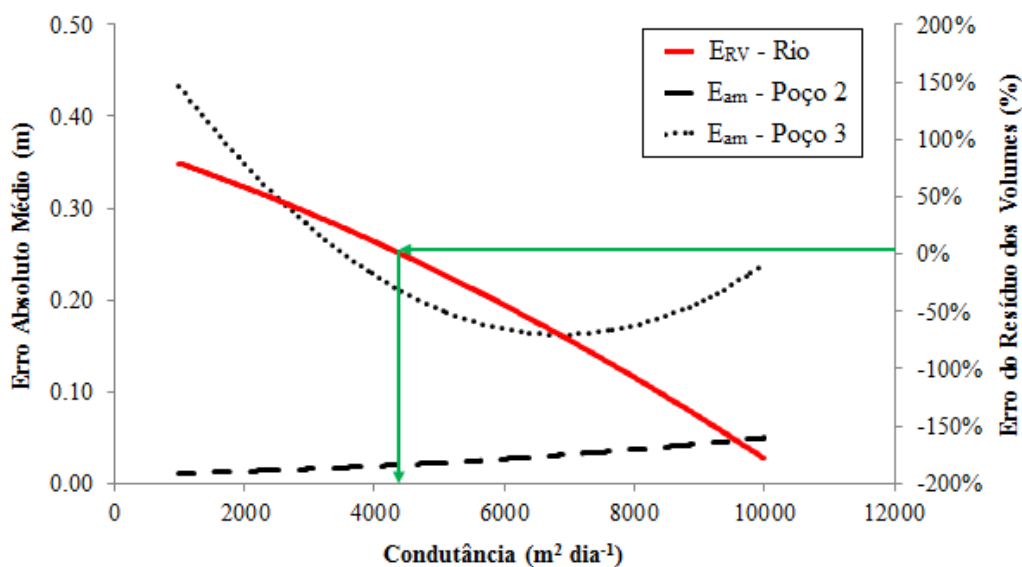
A análise de sensibilidade para o regime estacionário não convergiu para um único ponto tendo em vista as múltiplas incertezas quanto à obtenção dos parâmetros de entrada e a dificuldade de avaliar vários parâmetros incertos ao mesmo tempo.

Para o regime transiente, buscou-se avaliar quanto o modelo é sensível à variação da condutância do leito do rio (C_{RIV}). Nesse contexto variou-se a C_{RIV} e avaliou-se o erro absoluto médio (E_{am}) das cargas hidráulicas dos poços 02 e 03 e o erro do resíduo dos volumes (E_{RV}).

Para todos os eventos analisados os E_{am} não ultrapassaram 80 cm, nesse caso considerou-se apenas o mínimo E_{RV} para escolha do C_{RIV} .

Na Figura 24 pode-se observar a variação da condutância e os erros analisados. Consta-se que o valor de C_{RIV} de $4.400 \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1}$ gerou a melhor resposta quanto ao E_{RV} , com um valor de erro de $-0,38\%$ com relação ao medido. Com este valor de C_{RIV} , o modelo conseguiu produzir uma variação de volume de $3.769.320 \text{ m}^3$, bem próximo do valor medido da Tabela 6. Com relação a carga hidráulica dos poços, o E_{am} para o poço 02 foi de $0,02 \text{ m}$ e para o poço 03 de $0,21 \text{ m}$.

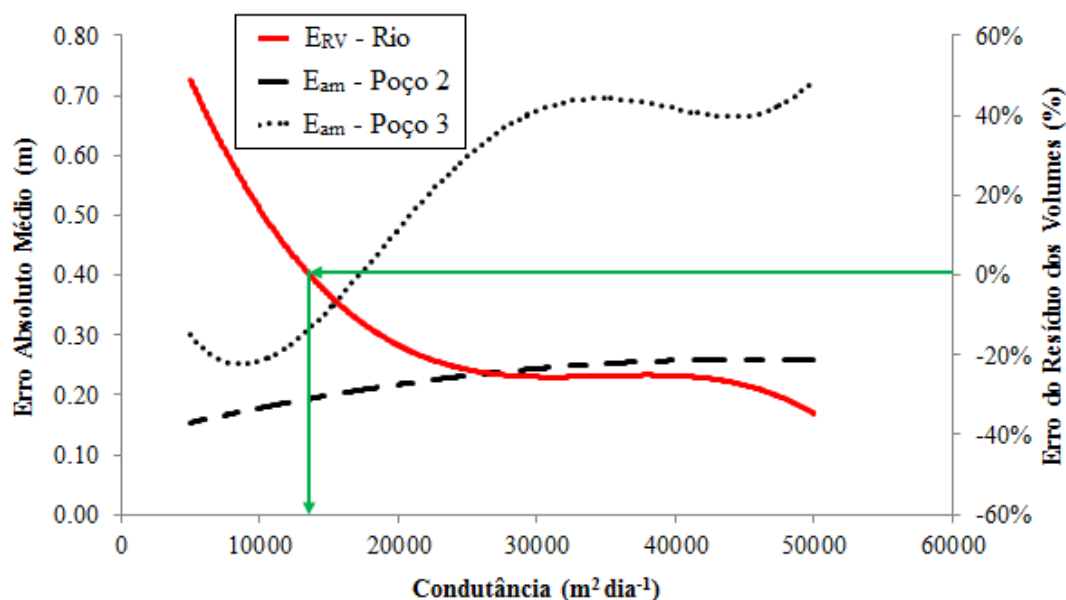
Figura 24 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 01.



Fonte: Autor.

Para o evento 02 o valor de C_{RIV} que melhor gerou resultado foi de $14.300 \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1}$. Para esta condutância o E_{RV} foi de $-2,89\%$ (Figura 25), gerando uma variação de volume de $9.114.481 \text{ m}^3$, um resultado um pouco superior ao valor medido da Tabela 6 ($8.858.160 \text{ m}^3$). O E_{am} das cargas hidráulicas para o poço 02 foi de $0,19 \text{ m}$ e para o poço 03 de $0,33 \text{ m}$.

Figura 25 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 02.

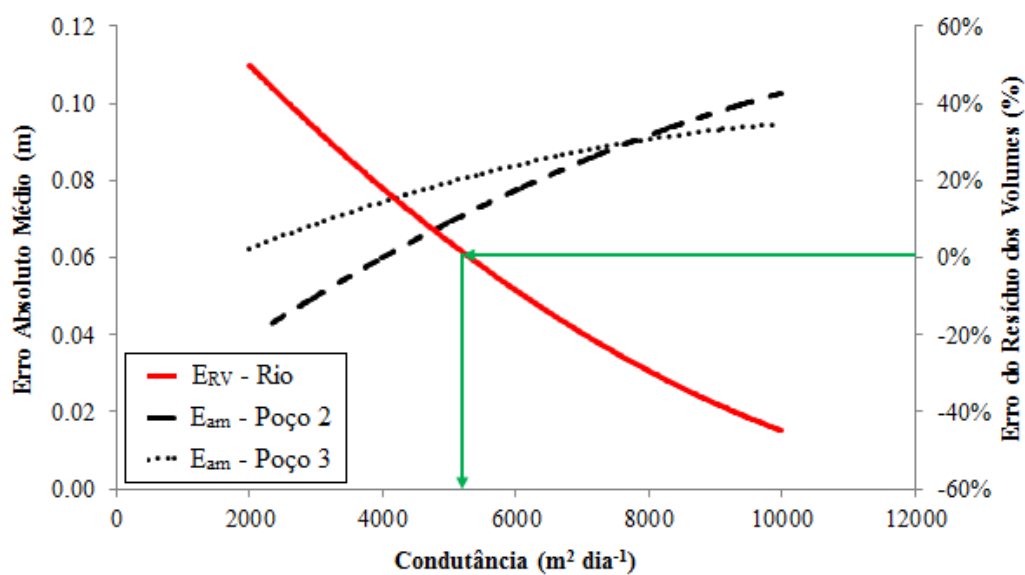


Fonte: Autor.

No Evento 03 o valor de C_{RIV} de $5.100 \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1}$ produziu um E_{am} das cargas hidráulica dos poços 02 e 03 de respectivamente $0,07$ e $0,08 \text{ m}$ (Figura 26). Para todos os valores de C_{RIV} analisados esse evento os valores de E_{am} foram relativamente baixos. Isso se deve a calibração prévia do modelo e a geração da superfície freática inicial desse evento em regime estacionário, já que o mesmo não possui relação cronológica com os demais eventos. Nesse caso essa simulação, bem como a do evento 04, podem ser utilizadas como validação do modelo proposto.

O E_{RV} foi de $-2,82\%$ com uma variação de volumes na ordem de $5.968.419 \text{ m}^3$.

Figura 26 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 03.

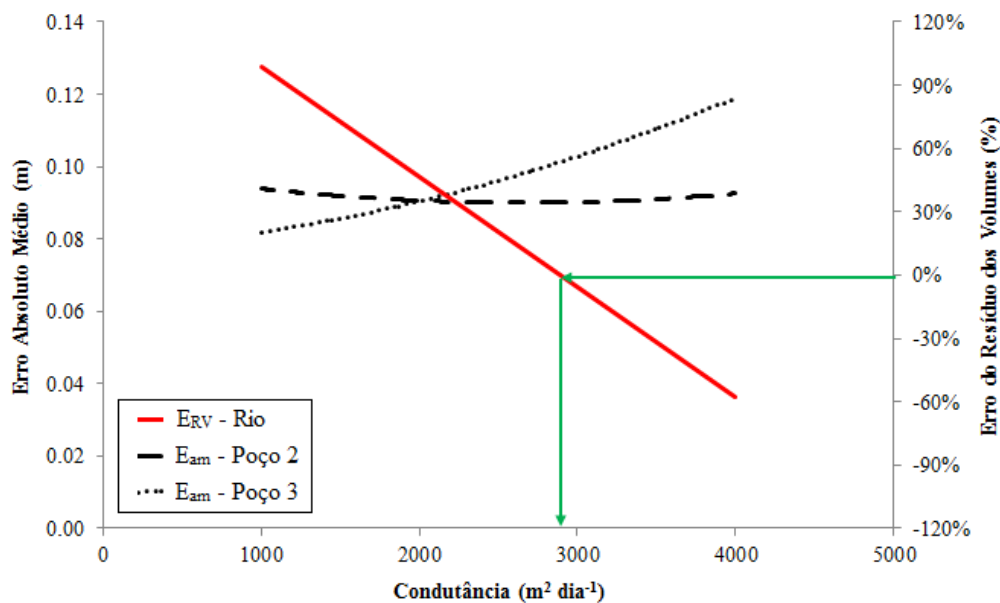


Fonte: Autor.

Para o evento 04 o valor de C_{RIV} que apresentou a melhor resposta quanto ao E_{RV} foi de $2.800 \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1}$ ($E_{RV} = 3,10\%$) (Figura 27), apresentando uma variação de volume de 625.191 m^3 , valor bem próximo ao medido, que foi de 645.192 m^3 (Tabela 6).

Quanto às cargas hidráulicas dos poços, o E_{am} maior foi de $0,12 \text{ m}$, para o poço 03.

Figura 27 – Análise de sensibilidade do modelo variando o parâmetro condutância do leito do rio em regime transiente para o evento 04.



Fonte: Autor.

6.5 Simulação em regime transiente

6.5.1 Interação rio-aquífero

Na Tabela 8 observam-se as variações de volumes medidos e calculados, representando as perdas em trânsito ocorridas no trecho do rio estudado na SBHPCI.

As variações de volumes medidos por evento foram obtidas da Tabela 5, a partir dos hidrogramas de entrada e de saída na SBHPCI.

As variações de volumes calculados por evento foram obtidas a partir dos volumes de entrada e de saída no sistema modelado, fornecidos pelo *Zone Budget* do MODFLOW. O volume de entrada no sistema modelado foi calculado somando o volume recebido da carga constante na seção de entrada do sistema com o volume recebido pelo rio, através de perdas em trânsito (informações obtidas do *input*). O volume de saída foi calculado somando o volume fornecido pelo sistema para a carga constante na seção de saída do sistema com o volume fornecido para o rio, através de ganhos em trânsito (informações obtidas do *output*).

Para todos os eventos analisados houve predominância de perdas em trânsito do rio para o sistema modelado, indicando a importância do rio na recarga dos aquíferos da SBHPCI.

Tabela 8 – Variações de volumes e perdas em trânsito medidas e calculadas.

Eventos	VMM (m ³)	VMJ (m ³)	Δ VMM (m ³)	P _{TM}	VE (m ³)	VS (m ³)	Δ VC (m ³)	P _{TC}
01	5.393.664	1.638.576	-3.755.088	-69.0%	4.573.094	803.774	-3.769.320	-82.4%
02	9.976.176	1.118.016	-8.858.160	-88.8%	9.954.463	839.982	-9.114.481	-91.6%
03	6.141.528	0	-6.141.528	-100.0%	6.248.714	280.295	-5.968.419	-95.5%
04	727.272	82.080	-645.192	-88.7%	1.021.925	396.734	-625.191	-61.2%

VMM – Volume medido à montante;

VMJ – Volume medido à jusante;

Δ VMM – Variação do volume medido;

P_{TM} – Perda em trânsito medida;

VE – Volume calculado de entrada no sistema aquífero;

VS – Volume calculado de saída no sistema aquífero;

Δ VC – Variação do volume calculado;

P_{TC} – Perda em trânsito calculada.

Fonte: Autor.

Para o Evento 01 as perdas em trânsito calculadas foram de -82,4%, superestimadas em 12,8% em relação às medidas. No Evento 02 as perdas calculadas também foram superestimadas na ordem de 2,8%, em relação às medidas. No entanto as variações de volumes medidas e calculadas (perda em trânsito em volume) não apresentaram valores expressivamente diferentes.

Esses resultados indicam possível inexistência de ganhos em trânsito, verificados no *output*. Em alguns trechos a carga hidráulica do rio permaneceu abaixo da carga hidráulica do aquífero, resultando em ganho. Possíveis incongruências relacionadas às cargas em alguns trechos do rio modelado podem ser corrigidas trecho a trecho, a partir de informações coletadas no campo.

Para o Evento 03 as perdas em trânsito calculadas foram de -95,5%, subestimadas em 4,5% em relação às medidas. Essa subestimativa se deve mais uma vez aos ganhos em trânsito, que superestimaram o volume calculado de saída no sistema aquífero, reduzindo o percentual de perdas em trânsito calculado.

O Evento 04 foi o que obteve a maior diferença entre as perdas em trânsito medidas e calculadas (27,52%). Essa diferença está relacionada a uma superestimativa dos volumes calculados de entrada e de saída no sistema aquífero.

As perdas médias em trânsito medida e calculada em cerca de 60 km do rio Jaguaribe foram de respectivamente 86,8 e 82,7%. Estes valores estão próximos às perdas em trânsito computadas no rio Creel Coop, na Austrália, numa extensão de 420 km, que foram de aproximadamente 80% (KNIGHTON; NANSON, 1994).

As elevadas perdas em trânsito no rio Jaguaribe devem-se às características do leito aluvionar (constituído predominantemente por sedimento, folheto e arenito), ao clima semiárido da região e a sua intermitência. Esse conjunto de fatores favorecem uma reduzida umidade antecedente dos solos aluvionares, contribuindo com elevada capacidade de infiltração inicial.

Neste contexto, Araújo e Ribeiro (1996) consideram que valores elevados de perda em trânsito se devem a uma rápida ascensão do nível do rio sem uma elevação correspondente dos níveis freáticos.

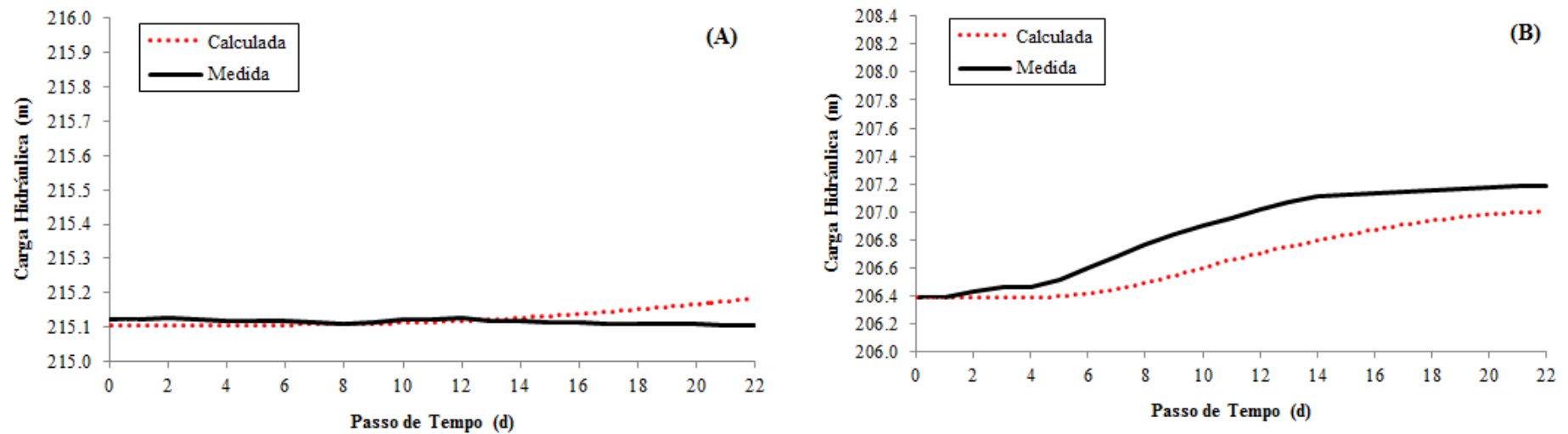
6.5.2 Carga Hidráulica nos Poços

Para a carga hidráulica nos poços o modelo apresentou resultados satisfatórios, tendo em vista a complexidade da simulação hidrogeológica e a escassez de dados monitorados e/ ou determinados, condição comum no semiárido nordestino. Além disso, como a bacia estudada possui uma área relativamente grande (188,4 km²) simular os processos hidrogeológicos que nela ocorrem é uma tarefa desafiante.

- Evento 01

Para o evento 01, as cargas hidráulicas calculadas dos poços 02 e 03 estão na Figura 26. Observa-se que o E_{am} para os poços 02 e 03 foram de respectivamente 0,02 e 0,21 m, valores relativamente baixos, tendo em vista a complexidade do sistema simulado e as incertezas das variáveis utilizadas. Inclusive as cargas calculadas do poço 03 (Figura 28 B) apresentaram a mesma tendência de elevação das cargas medidas, mostrando a importância do rio na recarga do sistema aquífero estudado.

Figura 28 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para o evento 01.



Fonte: Autor.

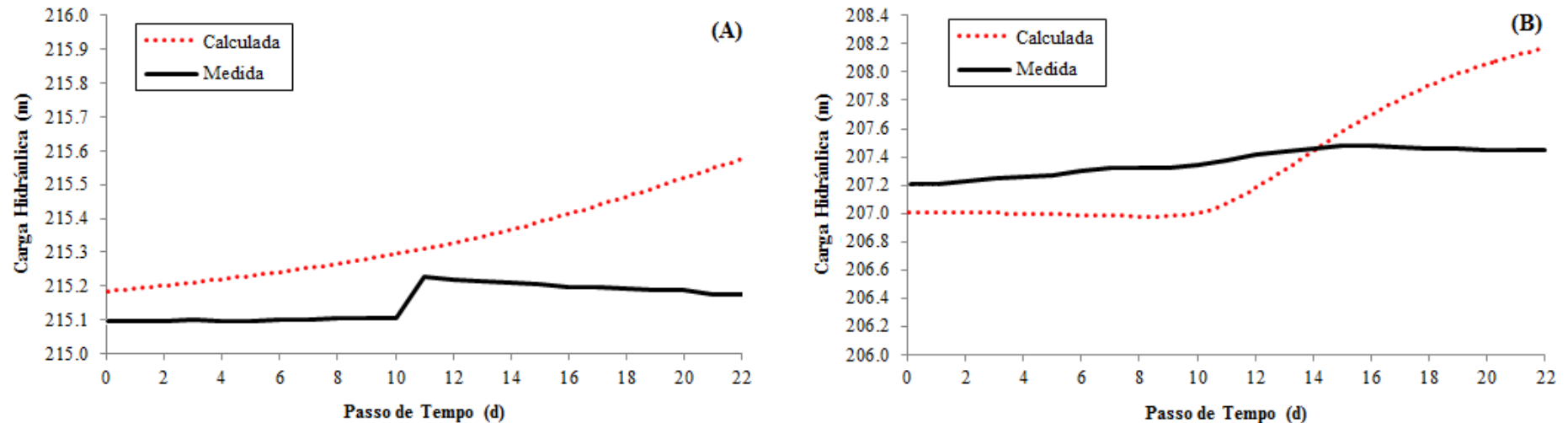
- Evento 02

Para o evento 02 as cargas iniciais foram às calculadas no evento 01. Como no evento 01 o poço 02 apresentou carga hidráulica calculada com tendência a superestimativa, no evento 02 este comportamento permaneceu durante todo o período (Figura 29A), apresentando E_{am} de 0,19 m, mas com um desvio de até 0,40 m no final do período.

Em eventos cronológicos, o desafio para modelagem hidrológica é ainda maior, pois mudanças no uso e ocupação do solo, como a extração da vegetação, modificação do agregado do solo, instalação de poços tubulares na área, podem ser fatores de interferência na bacia hidrográfica de difícil diagnóstico sem o monitoramento periódico da região.

Para o poço 03, as cargas hidráulicas calculadas no evento 01 apresentaram-se subestimadas em relação às cargas hidráulicas monitoradas (Figura 29B). Este comportamento teve reflexo nos cálculos do evento 02 até aproximadamente o 14º dia. Antes desse período de tempo, a partir do 10º dia, observa-se a influência do rio na elevação das cargas calculadas (o poço 03 está instalado a aproximadamente 430 m do rio). O E_{am} para as cargas hidráulicas calculadas do poço 03 foi de 0,33 m, com desvio de até 0,72 m no final do período.

Figura 29 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para evento 02.



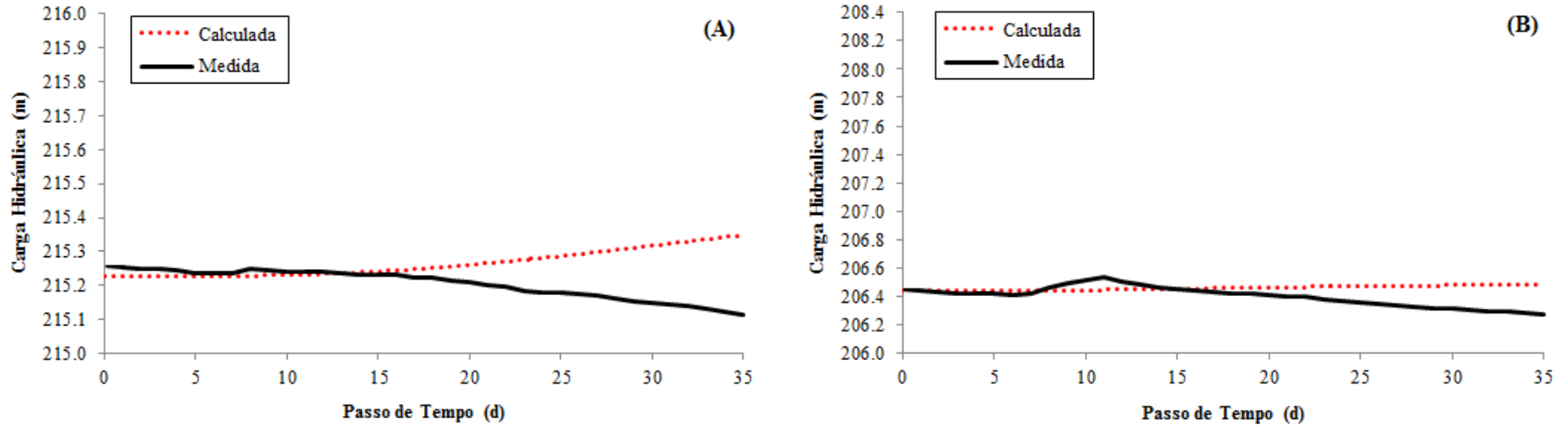
Fonte: Autor.

- Evento 03

Para o evento 03, como ele não possui vínculo temporal com nenhum outro evento, as cargas hidráulicas iniciais foram obtidas numa simulação estacionária prévia. A obtenção das cargas iniciais na simulação prévia não leva em consideração eventuais modificações produzidas por ações antrópicas na bacia e pela dinâmica do leito do rio ocorrida após cada evento. Ela considera apenas as mudanças nas cargas hidráulicas constantes do aquífero, nas seções de entrada e de saída do sistema hidrogeológico simulado.

Neste evento, o E_{am} das cargas hidráulicas calculadas para o poço 02 foi de apenas 0,07 m e para o poço 03, de 0,08 m, com maiores desvios de respectivamente 0,23 m e 0,21 m, ocorridos no final de cada período (Figura 30).

Figura 30 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para o evento 03.



Fonte: Autor.

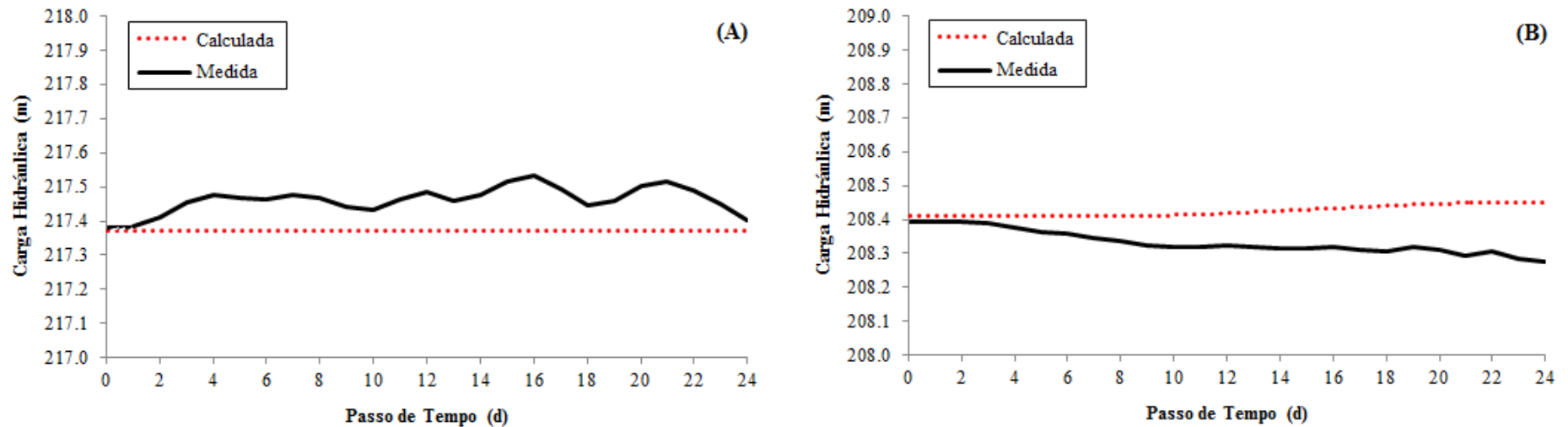
- Evento 04

As cargas hidráulicas iniciais também foram calculadas para o evento 04, utilizando a mesma metodologia adotada no evento 03. Observa-se na Figura 31 que as cargas hidráulicas calculadas para os dois poços apresentaram variações imperceptíveis, com uma leve tendência a elevação no poço 03 (Figura 31B), indicando uma contribuição do rio para manutenção das cargas hidráulicas calculadas.

Nesse evento a simulação não apresentou as oscilações naturais ocorridas nas cargas hidráulicas medidas. Oscilações estas representadas por um ciclo de recarga (elevação da carga) / drenagem (redução da carga) do aquífero no poço 02 (podendo também ser resultante de eventuais interferências produzidas por bombeamento em poços vizinhos) (Figura 31A) e pela drenagem no poço 03 (Figura 31B).

O E_{am} das cargas hidráulicas calculadas para o poço 02 foi de 0,09 m e para o 03, de 0,10 m, com desvio máximo de aproximadamente 0,16 m para ambos os poços.

Figura 31 – Carga hidráulica medida e calculada pelo MODFLOW nos poços 02 (A) e 03 (B) para o evento 04.



Fonte: Autor.

7. CONCLUSÕES

A simulação dos processos hidrogeológicos da SBHPCI é uma tarefa desafiadora, tendo em vista a grande área $188,4 \text{ km}^2$ simulada e, a escassez de dados, típico da região semiárida brasileira.

O gradiente hidráulico subterrâneo calculado para a área foi de $0,0007 \text{ m m}^{-1}$, valor considerado baixo, indicando um escoamento subterrâneo lento.

A condutividade hidráulica (K) e a produção específica do aquífero, considerado livre, homogêneo e isotrópico, foram estimadas por calibração estacionária do modelo em respectivamente $4,5 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ e 16%, valores semelhantes aos definidos na literatura para aquíferos em condições semelhantes.

A condutância do leito do rio foi estimada a partir da calibração do modelo em regime transiente. Durante as simulações sucessivas obteve-se um erro do resíduo de variação de volume de entrada e saída do sistema máximo de 3,1%, com variação de volume calculado de 625.191 m^3 , bem próximo do medido 645.192 m^3 e um mínimo de -0,38%, com calculado em $3.769.320 \text{ m}^3$ e medido de $3.755.088 \text{ m}^3$.

Todos os eventos analisados resultaram em perdas em trânsito do rio para o aquífero, indicando a principal fonte de recarga do aquífero estudado. As médias das perdas em trânsito em volume, por evento, medidas e calculadas foram de respectivamente 86,8 e 82,7%.

As cargas hidráulicas dos poços calculadas pelo modelo apresentou erro absoluto médio máximo de 0,72 m.

Os erros obtidos na simulação foram considerados baixos, tendo em vista as complexidades do sistema, a escassez de dados utilizados na parametrização do modelo e as interferências antrópicas na área de difícil diagnóstico.

De maneira geral o modelo foi capaz de simular as condições observadas em campo, porém constatou-se, para obtenção de respostas mais robustas, a necessidade de aprimoramento e manutenção de um sistema de monitoramento e coleta de dados na área estudada.

REFERÊNCIAS

- ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W. **Applied groundwater modeling**. San Diego: Academic Press Inc., 381 p, 1992.
- ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN, C. PARENT, E. BÁRDOSSY, A. The court of miracles of hydrology: can failure stories contribute to hydrological science? **Hydrological Sciences Journal**, v.55, p.849–856, 2010.
- ANON. **SSG software**. The Scientific Software Group, Washington, 2000.
- ARANTES, E. J. **Emprego de infiltrômetros na caracterização da interação rio e aquífero**. 2003. 103 p. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia em Hidráulica e Saneamento, Universidade São Paulo, São Carlos, São Paulo, 2003.
- ARAÚJO, J. C.; RIBEIRO, A. L. Avaliação de perda d'água em rios do semiárido. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 3, 1996, Salvador. **Anais ...** Salvador: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, v. 1, 1996.
- BINLEY, A.; ULLAH, S.; HEATHWAITE, A. L.; HEPPELL, C.; BYRNE, P.; LANSDOWN, K.; TRIMMER, M.; ZHANG, H. Revealing the spatial variability of water fluxes at the groundwater-surface water interface. **Water Resources Research**, v.49, p.3978-3992, 2013.
- BRASIL. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. (1998). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará**. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 1998.
- BURKE, J. J.; MOENCH, M. H. **Groundwater and society: resources, tensions and opportunities**. New York: United Nations Publication ST/ESA/205, 2000.
- BUYTAERT, W.; BEVEN, K. Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands. **Hydrological Processes**, 25, 1784–1799, doi: 10.1002/hyp.7936, 2011.
- CARVALHO, J. M.; AMADOR, F. **Cadernos Didáticos de Ciências**. Ministério da Educação, Lisboa, 2001.
- CEARÁ. Secretária dos Recursos Hídricos - SRH. Governo do Estado do Ceará. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: Diagnóstico**. Fortaleza, 1992.
- CHIANG, W. H. 3D-groundwater modeling with PMWIN: a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes. **Springer**, Berlin. doi:10.1007/3-540-27592-4, 2005.
- CHO, J.; BARONE, V. A.; MOSTAGHIMI, S. Simulation of land use impacts on groundwater levels and streamflow in a Virginia watershed. **Agricultural water management**, v. 96, I – II, 2009.

CLEARY, R. W. **Águas subterrâneas**. Disponível em: <http://www.clean.com.br/cleary.pdf>. 112p, 2007.

COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Aquíferos**. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Canal-Escola/Aquiferos-377.html> >. Acesso em: 14 de Fevereiro de 2017.

COSTA, Alexandre Cunha. Analyzing and Modelling of Flow Transmission Processes in River-Systems with a Focus on Semi-Arid Conditions. 2012. 108 f. Tese (Doutorado) – Curso de Matemática e Ciências Naturais, Departamento de Hidrologia e Climatologia, Universidade de Potsdam, Potsdam, Alemanha, 2012.

DIERSCH, H. J. FEFLOW Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System, Reference Manual. **WASY GmbH Institute for Water Resources Planning and System Research**, Berlin, 2009.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro: 1979. 83p. (Embrapa-SNLCS. Micelânea, 1).

FAULKNER, B. R.; RENE BROOKS, J.; FORSHAY, K. J.; CLINE, S. P. Hyporheic flow patterns in relation to large river floodplain attributes. **Journal of Hydrology**, v.448-449, p.161-173, 2012.

FEITOSA, F. A. C. **Análise de fluxo para Poços em meios homogêneos**. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J.; FEITOSA, E. C.; DEMETRIO, J. G. A. Hidrologia: conceitos e aplicações. 3 ed. Revisada e ampliada. Rio de Janeiro: CPRM/LABHID, 812p, 2008.

FONTENELE, S. B. **Trocas hídricas entre rio e aquífero em duas litologias distintas do semiárido brasileiro**. 2015. 160p. Dissertação (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.

FONTENELE, S. B. **Modelagem matemática da dinâmica de fluxo riacho-aquífero na micro bacia hidrográfica do riacho São José, região do cariri cearense**. 2010. 99p. Dissertação (Mestrado) – Curso de Engenharia Agrícola, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 2010.

FOSTER, S. S. D.; CHILTON, P. J. Groundwater: the processes and global significance of aquifer degradation. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences**, v.358, n.1440, p.1957-1972, 2003.

FOSTER, S. S. D.; CHILTON, P. J.; MOENCH, M.; CARDY, W. F.; SCHIFFLER, M. **Groundwater in rural development: facing the challenges of supply and resource sustainability**. World Bank Technical Paper 463, 2000.

FOSTER, S. S. D; MORRIS, B.; LAWRENCE, A.; CHILTON, J. Groundwater impacts and issues in developing cities – An Introductory review. In: **Groundwater in the**

- Urban Environment.** Selected City Profiles. Volume 21 of the International Contributions to Hydrogeology. Rotterdam: A.A. Bakema, 1999.
- FOSTER, S. S. D.; LAWRENCE, A. R.; MORRIS, B. L. **Groundwater in urban development: assessing management needs and formulating policy strategies.** World Bank Technical Paper 390, 1997.
- FREEZE, R. A; CHERRY, J. A. **Groundwater.** New Jersey: Prentice Hall, 1979. 603p.
- GUIGUER, N.; FRANZ, T. **Visual MODFLOW. User's Manual.** Waterloo Hydrogeologic Inc.. Waterloo, Canada. 231p, 1996.
- HANCOCK, P. J.; BOULTON, A. J.; HUMPHREYS, W. F. Aquifers and hyporheic zones: towards an ecological understanding of groundwater. **Journal of Hydrology**, v.13, p.98–111, 2005.
- HEALY, W. R. **Estimating Groundwater Recharge.** Cambridge: Cambridge University Press, 2010.
- HILL, M. C. **A computer program MODFLOWP for estimating parameters of a transient, three-dimensional, groundwater flow model using nonlinear regression.** US Geological Survey Open-File Report v.91, p.484, 1992.
- ISRAFILOV, R.G. Anthropogenic Changes to Hydrogeological Conditions in Urban Areas. Urban Groundwater Management and Sustainability. **NATO Science Series**, v.74, p.11-28, 2006.
- JACOMINE, P. K. T. **A nova classificação brasileira de solos.** Anais da Academia Pernambucana de Ciência Agronômica, Recife, v. 5-6, p. 161-179, 2009.
- JUNIOR, A. R. B. Elementos da Hidrologia Aplicada. IN: _____. Água subterrânea – Hidráulica de Poços. Minas Gerais: Ouro Preto, cap 11, p. 208 – 241, 2007.
- KNIGHTON, A. D.; NANSON, G. C. Flow transmission along na arid zone anastomosing river, Copper Creek, Australia. *Hydrological Processes* 8, 137–154, 1994.
- KONIKOW, L. F.; GOODE, D. J.; HORNBERGER, G. Z. **A three-dimensional method-of-characteristics solute transport model (MOC3D).** US Geological Survey Water Resources Investigations Report, v.96, p.4267, p.87, 1996.
- KHADRI, S. F. R.; PANDE, C. Ground water flow modeling for calibrating steady state using MODFLOW software: a case study of Mahesh River basin, India. **Modeling Earth Systems and Environment**, v.2, n.39, 2016.
- LANDIM, R.B.T.V. (2014). Uso do modelo dryrios na simulação de trocas hídricas entre um trecho do rio Jaguaribe e o aquífero aluvionar na bacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – Ceará. 99p. Dissertação (Mestrado) – Curso de Engenharia Agrícola, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 2014

MALVEIRA, V. T. C.; ARAÚJO, J. C.; GUNTNER, A. Hydrological impact of a high-density reservoir network in the semiarid north-eastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000404, 2011.

MANOEL FILHO, J. **Interpretação de ensaios de bombeamento**. In: Simpósio de Hidrogeologia do Nordeste, 4., e Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, 12., Olinda, Pernambuco, 2001.

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

MAYS, L. W. **Ancient water technologies**. Springer, Dordrecht, p.286, 2010.

McDONALD, M. G.; HARBAUGH, A. W. **A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model: techniques of water-resources investigations**. Washington: United States Government Printing Office, (Modelling Techniques (Book 6)). Chapter A1, 1988.

MENDONÇA, L. A. R. **Modelagem matemática, química e isotópica de uma bateria de Poços na cidade de Juazeiro do Norte – Ceará**. 1996. 122 p. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 1996.

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

NIGAM, A.; GUJIA, B.; BANDYOPADHYA, J.; TALBOT, R. **Fresh water for India's children and nature**. Delhi: UNICEF-WWF, 1998.

PULLAR, D.; SPRINGER, D. Towards integrating GIS and catchment models. **Environmental Modelling & Software**, p.451-459, 2000.

RASSAM, D. W. A conceptual framework for incorporating surface groundwater interactions into a river operation-planning model. **Environmental Modeling Software**, v.26, p.1554-1567, 2011.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L. A Procedure to Predict Green Ampt Infiltration Parameters. **American Society Agricultural Engineers: Adv. Infiltration**, p.102-112, 1983.

SALCEDO-SÁNCHEZ, E. R.; ESTELLER, M. V.; HOYOS, S. E. G.; MARTÍNEZMORALES, M. Groundwater optimization model for sustainable management of the Valley of Puebla aquifer, Mexico. **Environmental Earth Sciences**, v. 70, p. 337-351, 2013.

SANTOS, M. R. P. **Transporte advectivo de poluentes do riacho dos macacos ao aquífero Rio da Batateira na cidade de Juazeiro do Norte**. 2004. 109 f. Dissertação

(Mestrado em Física) – Centro de Ciências. Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza, 2004.

SAVENIJE, H. H. G. HESS Opinions “The art of hydrology”. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.13, p.157–161, 2009.

SOPHOCLEOUS, Marios. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. **Hydrogeology Journal**. v. 10, p. 52 – 67. 2002. doi: 10.1007/s10040-001-0170-8, 2002.

SOPHOCLEOUS, M. A. Combining the soilwater balance and water-level methods to estimate fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. **Journal of Hydrology**, v.124, p.229-241, 1991.

SOUZA, C. D. **Simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo na região do Cariri e calibração utilizando gradiente das cargas hidráulicas**. (2007). 135f. Dissertação (Recursos Hídricos) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

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

TODD, D. K. “**Hidrologia de Águas Subterrâneas**”, Edgard Blucher, São Paulo, 319 p, 1967.

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

TUCCI, C. E. M. “**Hidrologia: Ciência e Aplicação**”. 2ª Edição. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH. 943 p, 2001.

TUCCI, C.E.M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: Editora Universitária UFRGS, 1998.

WANG, S; SHAO, J; SONG, X; ZHANG, Y; HUO, Z; ZHOU, X. Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in north China plain, China. **Environmental Geology**, v. 55, p. 1449-1462, 2008.

WINGLE, W. L., POETER, E. P., McKENNA, S. A. UNCERT: geostatistics, uncertainty analysis and contaminant transport modeling. **Computers & Geosciences**, v. 25, p.365–376, 1999.

WINTER, T. C.; HARVEY, J. W.; FRANKE, O. L.; ALLEY, W. M. “**Groundwater and surface water. A single resource**”. U. S. Geological Survey, Circular 1139, 79 p, 1998.

WORLD BANK. **Water resources sector strategy: strategic directions for world bank engagement**. World Bank Publications, Washington, p.100, 2004.