UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "Júlio de Mesquita Filho" Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de Rio Claro

ROGER DIAS GONÇALVES

MODELAGEM NUMÉRICA E AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO AQUÍFERO RIO CLARO

Rio Claro - SP 2016 UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "Júlio de Mesquita Filho" Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de Rio Claro

ROGER DIAS GONÇALVES

MODELAGEM NUMÉRICA E AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO AQUÍFERO RIO CLARO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Rio Claro - SP 2016

551.49 Gonçalves, Roger Dias

G635m Modelagem numérica e avaliação hidrogeológica do aquífero Rio Claro / Roger Dias Gonçalves. - Rio Claro, 2016 105 f. : il.

> Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Orientador: Chang Hung Kiang

> 1. Aquífero. 2. Hidrogeologia. 3. Águas subterrâneas. 4. Simulação numérica. 5. Feflow. 6. Seca de 2014. 7. Potencial hídrico. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP Campus de Rio Claro/SP

ROGER DIAS GONÇALVES

MODELAGEM NUMÉRICA E AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DO AQUÍFERO RIO CLARO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang – Orientador

Prof. Dr. Alexandre Campane Vidal

Dr. Miguel Angel Alfaro Soto

Rio Claro, SP – 04 de Outubro de 2016

Aos meus pais, Nalva e Cláudio.

RESUMO

A gestão adequada dos recursos hídricos é peça-chave para o desenvolvimento de uma região, seja urbana ou agrícola. O conhecimento acerca do impacto das mudanças climáticas e as diferentes atividades humanas sobre os recursos hídricos, em especial as águas subterrâneas, tornou-se essencial para tomadas de decisão corretas e sustentáveis. O Aquífero Rio Claro, localizado no município homônimo, é um aquífero raso e livre, composto por um pacote pouco espesso e predominantemente arenoso da Formação Rio Claro. Possui água naturalmente de boa qualidade e grande parte deste reservatório estende-se sob a área urbana do município. Este estudo estima os impactos da seca de 2013/2014 e o potencial de explotação do aquífero através do uso de modelagem numérica. Para as simulações utilizou-se o método dos elementos finitos por meio do algoritmo Feflow. A porção norte da área, mais agrícola, compreende a principal área de recarga do aquífero, enquanto que a porção sul é mais urbanizada e apresenta um grau de impermeabilização maior, que impacta negativamente as taxas de recarga. O balanço de fluxo calculou uma perda de 5,3% da água do armazenamento do aquífero durante o período de seca, que representou, na região, uma precipitação quase 30% menor que a média histórica. A grande maioria dos poços cadastrados no município extrai água de aquíferos mais profundos, perfazendo cerca de 450 m³/h. Em um cenário no qual o Aquífero Rio Claro fosse responsável por toda essa demanda de água subterrânea durante todo o período de seca, o aquífero perderia cerca de 6,6% da água de seu armazenamento. O bombeamento dos poços atingiria aproximadamente 19% da recarga do aquífero, portanto, o aquífero tem potencial para comportar tal volume de explotação. No entanto, a concentração dos poços no distrito industrial e na área urbana do município representa um alto risco para o aquífero e para o abastecimento nestas áreas, com alteração da dinâmica de fluxo entre as porções norte e sul e interferência nas vazões dos poços.

Palavras-chave: Águas subterrâneas. Simulação numérica. Aquífero Rio Claro. Feflow. Avaliação hidrogeológica.

ABSTRACT

Proper management of water resources is a key player in regional development, whether urban or agricultural. The knowledge about the impacts of climate changes and human activities on water resources, especially groundwater, it has become essential for making correct and sustainable decisions. The Rio Claro Aquifer, located in the homonymous city, is a shallow and unconfined aquifer, composed of a thin layer of Rio Claro Formation sandstones. It has good quality water in natural conditions and a significant part of this reservoir is located below the urban area. This study estimated the impacts of the drought of 2013-2014 and the potential exploitation of the aquifer using numerical modeling. Finite elements method by Feflow algorithm was used for the simulation. The northern portion, more agricultural, encompasses the main recharge area, while the southern portion is more urbanized and has a higher waterproofing coverage impacting negatively on the recharge rates. The water budget showed a loss of 5.3% of the aquifer storage during the dry season. The precipitation was almost 30% lower than the average in this region. The majority of registered wells in the city extracts water from deeper aquifers reaching about 450 m³/h. In a scenario in which the Rio Claro Aquifer is responsible for all groundwater demand throughout the dry season, the aquifer would lose about 6.6% of its water storage. The pumping wells reaches approximately 19% of the aquifer recharge, therefore the aquifer can support this exploitation volume. However, the spatial concentration of the wells in the industrial district and the urban area pose a high risk to the aquifer and the groundwater supply in these areas, by changing the water flow dynamics between the northern and southern portions and interference in the well rates.

Keywords: Groundwater. Numerical simulation. Rio Claro Aquifer. Feflow. Hydrogeological assessment.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO9
1.1	OBJETIVOS
2	CONCEITOS GERAIS11
2.1	MODELOS EM HIDROGEOLOGIA11
2.2	MÉTODO DOS ELEMENTOS FINITOS17
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA18
3.1	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL
3.1.1	Unidades Litoestratigráficas
3.2	GEOLOGIA LOCAL
3.3	GEOMORFOLOGIA
3.4	CLIMA
3.5	HIDROGRAFIA
3.6	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA
3.6.1	Parâmetros Hidrodinâmicos
3.6.2	Reservas Hídricas
3.6.3	Aspectos Hidroquímicos
3.6.4	Características Isotópicas (δ ¹⁸ O e δD)32
4	METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS
4.1	MONITORAMENTO DA DINÂMICA DE FLUXO
4.1.1	Variação Temporal da Superfície Potenciométrica
4.2	CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA35
4.3	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA
4.4	CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA

4.4.1	Testes de Slug	
4.4.2	Granulometria	
4.4.3	Estimativa do Fluxo de Recarga	
4.5	MODELO CONCEITUAL E SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE FLUXO	40
4.5.1	Regime Permanente	41
4.5.2	Regime Transiente	41
4.5.3	Calibração	41
4.5.4	Análise de Sensibilidade	42
4.5.5	Cenário de Explotação	42
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
5.1	MONITORAMENTO DA DINÂMICA DE FLUXO	44
5.2	CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA	48
5.3	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	50
5.3.1	Contatos Litológicos	
5.3.2	Ensaios	
5.4	CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA	
5.4.1	Estimativa do Fluxo de Recarga	56
5.4.2	Granulometria Conjunta e Testes de Slug	61
5.5	MODELO CONCEITUAL	66
5.6	MODELO MATEMÁTICO	67
5.6.1	Discretização do Modelo	67
5.6.2	Condições de Contorno	71
5.7	SIMULAÇÃO EM REGIME ESTACIONÁRIO	72
5.7.1	Distribuição da Recarga	72
5.7.2	Condutividade Hidráulica	73
5.7.3	Correlação entre os valores de Carga Hidráulica	74
5.7.4	Análise de Sensibilidade	75

REFI	REFERÊNCIAS		
6	CONCLUSÕES	95	
5.9.2	Potenciometria Simulada	92	
5.9.1	Balanço de Fluxo	90	
5.9	CENÁRIO DE EXPLOTAÇÃO	90	
5.8.6	Potenciometria Simulada	88	
5.8.5	Balanço de Fluxo	86	
5.8.4	Análise de Sensibilidade	85	
5.8.3	Correlação entre os valores de Carga Hidráulica	83	
5.8.2	Porosidade Efetiva	82	
5.8.1	Variação da Recarga	80	
5.8	SIMULAÇÃO EM REGIME TRANSIENTE	80	
5.7.6	Potenciometria Simulada	78	
5.7.5	Balanço de Fluxo	77	

1 INTRODUÇÃO

A água subterrânea figura como o recurso hídrico mais importante na atualidade, com uma parcela de 30,1% de toda a água doce do planeta e perfazendo 95% quando descontada a porção aprisionada nas calotas polares (MORRIS et al., 2003; SHIKLOMANOV, 1993). No entanto, mudanças no clima e atividades humanas ameaçam esse recurso, quantitativa e qualitativamente, com impacto ainda mais acentuado em áreas urbanas e em aquíferos aluviais de pequena escala (BOUKHEMACHA et al., 2015; DVOŘÁČEK, 2013).

A gestão dos recursos hídricos é fundamental para o desenvolvimento adequado e sustentável de uma região. Particularmente em pequenos aquíferos aluviais (com dezenas a centenas de quilômetros quadrados), decisões falhas podem ser nocivas a esses recursos, uma vez que, apesar de bastante produtivos, têm armazenamento limitado e são sensíveis a mudanças locais de clima, recarga, intensificação de uso e poluição das águas subterrâneas rasas (DNRM, 2005; DNRM, 2003; MORRIS et al., 2003).

O município de Rio Claro (SP), área do presente estudo, está localizado na Bacia do Paraná, uma bacia sedimentar que possui extensos e importantes aquíferos como os sistemas aquíferos Guarani, Itararé, Bauru e Serra Geral. A exploração de águas subterrâneas no município ocorre principalmente no Subgrupo Itararé, que se encontra relativamente profundo (200 m a 500 m) e apresenta baixa produtividade nessa região.

Os fatores negativos da explotação do Aquífero Itararé, aliados ao aumento da demanda de água no município, conduziram ao avanço na utilização das águas subterrâneas do Aquífero Rio Claro (OLIVA, 2006). Esse aquífero, raso e do tipo livre, é composto por um pacote pouco espesso (aproximadamente 30 metros) e predominantemente arenoso da Formação Rio Claro, de idade cenozoica. As características de suas águas estão diretamente ligadas às das águas pluviais, naturalmente de boa qualidade, armazenadas em reservatórios constituídos por litotipos predominantemente arenosos, com elevado potencial de extração.

O Aquífero Rio Claro estende-se por cerca de 85 km² na região do município homônimo, em grande parte sob a área urbana do município. Este aspecto, juntamente com a facilidade de explotação por se tratar de aquífero raso, agrega valor ao reservatório, porém aumenta o risco de contaminação por subprodutos urbanos (esgoto, produtos químicos, combustíveis etc.). A insuficiência de dados de qualidade dos poços, a falta de poços cadastrados que extraem água do Aquífero Rio Claro, a falta de monitoramento dos rios que recebem descarga do aquífero e os poucos dados de nível d'água dos poços dificultam um melhor entendimento da dinâmica do aquífero e de suas respostas frente a estresses como períodos de secas, impermeabilização de áreas de recarga e extração de água por poços.

Nesse cenário, este estudo visa, por meio do uso de modelagem numérica, dar subsídios para melhor compreender a dinâmica do aquífero, bem como fazer estimativas quanto ao impacto da seca de 2013/2014 e quanto ao potencial de explotação do aquífero. Com isso, pretende-se mostrar que de posse de um conhecimento hidrogeológico consistente e de dados de campo acessíveis (como testes de Slug, amostras de afloramentos e um inventário de poços com monitoramento simples de nível d'água), aliados à modelagem numérica, é possível fazer importantes estimativas sobre o comportamento de um aquífero frente a diferentes estresses.

1.1 Objetivos

O presente estudo teve como objetivo principal o desenvolvimento de um modelo numérico hidrogeológico, com vistas ao entendimento conceitual da dinâmica de fluxo de águas subterrâneas, a avaliar o impacto da seca de 2013/2014 e a estimar o potencial de explotação do Aquífero Rio Claro no município homônimo.

Este trabalho pretende contribuir para a pesquisa de recursos hídricos no município de Rio Claro, mais especificamente para a quantificação e análise da sustentabilidade destes recursos no Aquífero Rio Claro por meio de modelos numéricos de fluxo, de modo a contribuir para a adequada gestão integrada dos recursos hídricos.

2 CONCEITOS GERAIS

2.1 Modelos em Hidrogeologia

Um modelo de águas subterrâneas sintetiza as informações de campo e proporciona testar como o sistema funciona e estudar os processos hidrogeológicos atuantes; pode ainda alertar sobre fenômenos não previamente considerados e identificar áreas que necessitam de mais informações (ANDERSON et al., 2015).

Um modelo matemático é uma representação simplificada de uma situação real, que é por natureza complexa, através de equações matemáticas. Em hidrogeologia são utilizadas as equações que regem o fluxo subterrâneo. Como visto em Bredehoeft e Hall (1995), modelos matemáticos devem ser utilizados no início de todo estudo hidrogeológico que procura responder questões que não são triviais. Além disso, quase todo tipo de problema em hidrogeologia pode ter sua solução beneficiada por modelos, mesmo que seja apenas como um modo de visualizar os dados de campo ou testar o modelo conceitual adotado (ANDERSON et al., 2015).

O modelo não encerra um objetivo em si mesmo, mas compreende uma ferramenta para atingir um objetivo, e a identificação desse propósito é o "pontapé" inicial de qualquer aplicação de modelos em hidrogeologia. Usualmente, os objetivos principais se dividem em: (1) preditivos, caso em que o modelo é utilizado na antevisão das respostas do aquífero frente a determinadas ações, no caso de previsão quanto ao futuro (*forecast*), e para recriar condições passadas do aquífero, no caso de previsão do passado (*hindcast*), e (2) interpretativos, caso em que busca entender o funcionamento do aquífero e a sistematização das informações.

O processo de modelagem de águas subterrâneas envolve diversas etapas que se alinham à rotina básica do método científico, e a simulação computacional é apenas uma delas. Anterior à simulação computacional tem-se a definição dos objetivos, como abordado acima, e ainda a formulação dos modelos conceitual, matemático e analítico/numérico, com a escolha do pacote computacional (Quadro 2.1).



Quadro 2.1 - Etapas da modelagem precedentes à simulação.

O modelo conceitual compreende a síntese do conhecimento hidrogeológico da área em estudo (KRESIC e MIKSZEWSKI, 2013). Em sua elaboração busca-se representar o aquífero de forma esquemática, com suas camadas confinantes, recargas e descargas, conexões hidráulicas etc., e definir as principais relações causa-consequência. Tal modelo procura conciliar a representação da realidade do aquífero e a descrição qualitativa do comportamento deste com simplificações, visando à elaboração de um modelo numérico aplicável e fidedigno. Frequentemente, modelos com problemas de calibração e previsões falhas apresentam base conceitual inapropriada, imprecisa ou insuficiente, o que leva os auditores mais criteriosos a consumirem uma significativa parcela de tempo examinando a qualidade do modelo conceitual adotado (ANDERSON et al., 2015; YE et al., 2010).

É altamente recomendada a visita de campo durante a preparação dos dados para a confecção do modelo conceitual. A experiência de campo auxiliará o modelador a entender melhor a realidade hidrogeológica do aquífero e seu entorno, e exercerá uma influência positiva em decisões subjetivas que serão tomadas no transcorrer da modelagem (ANDERSON e WOESSNER, 2002).

Os modelos de águas subterrâneas podem ser classificados em modelos de fluxo, que simulam o escoamento de água considerando os fluxos naturais dos aquíferos, suas recargas e os bombeamentos; e modelos de transporte de massa, que simulam o transporte e espalhamento de uma substância poluente. Também são classificados em regime transiente ou permanente, em confinado ou não confinado, e podem ainda considerar uma, duas ou três dimensões espaciais.

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

Os princípios básicos de hidrogeologia e modelagem de águas subterrâneas são amplamente discutidos em livros-textos como Anderson et al. (2015), Fitts (2013), Kresic (2007) e Fetter (2001). Os conceitos matemáticos fundamentais e os principais métodos numéricos utilizados em águas subterrâneas são abordados em Wang e Anderson (1982).

Um modelo matemático, independente dos processos que este represente, se estrutura sempre a partir dos seguintes elementos: equações governantes, que representam os processos dentro do domínio simulado; condições de contorno, que simulam processos ao longo dos limites; e condições iniciais, que especificam valores de uma variável dependente no início da simulação, para problemas transientes.

As equações governantes representam a estrutura básica dos modelos matemáticos, constituindo representações matemáticas que descrevem um fenômeno físico, tais como fluxo de corrente elétrica, fluxo térmico, propagação de deformação em mecânica e fluxo de água subterrânea (WANG e ANDERSON, 1982). A equação governante que representa o fluxo de água subterrânea em sua forma analítica é derivada da combinação da lei de Darcy, que institui que as águas subterrâneas fluem do ponto de maior energia potencial para o menor, com o princípio da conservação de massa, que estabelece que nenhuma água é destruída ou criada nesse processo.

As condições de contorno são expressões matemáticas que explicitam certos parâmetros específicos conhecidos do modelo. Em princípio, um modelo pode convergir para um número infinito de soluções, entretanto, as condições de contorno delineiam a solução única do modelo.

As condições de contorno são expressas matematicamente em três tipos principais:

Tipo I. Contorno de carga hidráulica especificada (condição de Dirichlet): os valores de h (carga hidráulica) são conhecidos e podem ser empregados no cálculo dos pontos internos. Essa condição pode surgir ao longo de drenagens, em casos que o contato hidráulico com o aquífero é bem definido. O contorno de carga hidráulica constante é um caso especial de primeiro tipo, em que as cargas ao longo de um limite são fixadas a um mesmo valor.

Tipo II. Condição de contorno de fluxo especificado (condição de Neumann): apenas o gradiente (normal ou tangencial) é conhecido, assim *h* também é uma incógnita e deve ser determinada como parte do processo de solução. Usualmente é aplicada quando o fluxo através do contorno é zero, como quando a fronteira do domínio coincide com um divisor de águas subterrâneas ou um contato impermeável ($q_n = 0$), que é um caso especial de segundo tipo conhecido como condição de não-fluxo.

Tipo III. Condição de fluxo dependente da carga (condição de Cauchy): consiste de uma combinação linear da carga hidráulica e do fluxo, empregado em situações de contorno semipermeável.

As condições iniciais são componentes indispensáveis em modelos transientes, particularmente àqueles vinculados ao transporte de massa (ZHENG e BENNETT, 1995). A simulação em regime transiente requer no primeiro passo uma distribuição de valores de carga hidráulica, uma vez que os valores calculados em um determinado passo de tempo são dependentes da carga hidráulica do passo anterior. Comumente os valores iniciais de carga hidráulica são obtidos empregando-se uma simulação em regime permanente.

A distribuição de cargas hidráulicas geradas no primeiro passo da simulação muito provavelmente não corresponderá aos valores de campo, por isso é necessária uma etapa de calibração para verificar a acurácia dessa solução. Nessa etapa equiparam-se as cargas computadas com as cargas reais medidas no campo, ou seja, faz-se o ajuste dos dados de entrada até corresponderem aos valores de campo observados (WANG e ANDERSON, 1982). Esse ajuste pode ser feito manualmente ou automaticamente, usando um critério de ajustamento tal como o da minimização dos erros quadráticos (CLEARY, 2007).

A análise de sensibilidade tem por objetivo avaliar a confiabilidade do modelo calibrado, que está relacionada à incerteza da estimativa de parâmetros de alimentação deste modelo, tais como os parâmetros de fluxo, condições de contorno, geometria etc. (ANDERSON e WOESSNER, 2002). O guia ASTM/D (2016) apresenta a sensibilidade como a variação no valor de uma ou mais variáveis de saída (tais como carga hidráulica) ou quantidades calculadas a partir destas variáveis (como descargas subterrâneas), devido à variabilidade ou incerteza em um ou mais parâmetros de entrada de um modelo de fluxo subterrâneo (tais como propriedades hidráulicas ou condições de contorno).

O processo de simulação obedece, via de regra, a um fluxograma denominado Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos (PAMM), que exprime o esboço metodológico e segrega as etapas contidas em todo o processo. Na Figura 2.1 é esquematizada uma visão simplificada das etapas dos PAMMs a partir da compilação dos autores citados acima; a partir dessas propostas é possível identificar aquelas etapas com forte relevância para a atual modelagem.

Um modelo tridimensional tem, essencialmente, as mesmas matrizes dos modelos bidimensionais horizontais, mas neste caso os parâmetros das matrizes devem ser especificados para cada camada do modelo. Esses modelos são especialmente úteis em simulações de aquíferos não-confinados, onde os gradientes hidráulicos verticais são importantes. Nesses casos em que o nível freático é uma importante parte do contorno, a modelagem pelo método de elementos finitos torna mais fácil o controle e manuseio do movimento do nível d'água (ANDERSON e WOESSNER, 2002).



Figura 2.1 – Comparação entre os PAMMs elaborados por Bear et al. (1992), Spitz e Moreno (1996) e Anderson et al. (2015).

2.2 Método dos Elementos Finitos

Modelos numéricos utilizam uma forma aproximada da equação governante para calcular a carga hidráulica em pontos discretos (nós) no espaço e em tempos específicos, ou seja, a solução numérica não é contínua no espaço ou tempo (ANDERSON et al., 2015). Os métodos numéricos são utilizados em casos em que não é possível obter-se uma solução analítica apropriada para o problema estudado. Os métodos mais difundidos na modelagem de águas subterrâneas são as diferenças finitas (ver REMSON et al., 1971) e o método dos elementos finitos (ver DIERSCH, 2014).

Estes métodos são praticamente equivalentes na sua acurácia, porém a aproximação do método dos elementos finitos (MEF) é mais versátil e sua discretização mais flexível. O MEF aproxima a equação de fluxo por integração, enquanto que o método das diferenças finitas (MDF) aproxima por diferenciação (SPITZ e MORENO, 1996). O MEF substitui a solução exata de uma equação diferencial parcial por uma solução aproximada contínua por partes. O uso de funções de interpolação para definição dos potenciais ao longo do domínio é um importante conceito que distingue este método do MDF (WANG e ANDERSON, 1982).

A formulação composta por integrais pode ser obtida através do cálculo variacional ou do método dos resíduos ponderados. A técnica mais utilizada em elementos finitos é a de Galerkin, que se baseia em um princípio particular dos resíduos ponderados, como descrito em WANG e ANDERSON (1982) e PINDER e GRAY (1977).

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

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O município de Rio Claro localiza-se na Depressão Periférica Paulista, unidade representada por uma área rebaixada com altitudes de 500 a 700 metros, no centro-leste do Estado de São Paulo (Figura 3.1). O acesso à cidade pode ser feito via os sistemas rodoviários Bandeirantes (SP-348), Anhanguera (SP-330), Washington Luís (SP-310) e ainda pela Rodovia Wilson Finardi (SP-191). Rio Claro pertence à Região Administrativa de Campinas, e compõe uma sub-região juntamente com os municípios de Corumbataí, Itirapina, Brotas, Ipeúna e Santa Gertrudes. Possui como distritos Assistência e Ajapi e, como bairros rurais, Batovi e Ferraz.



Figura 3.1 – Mapa de localização da área de estudo.

3.1 Contexto Geológico Regional

A área de estudo se encontra no setor paulista do flanco nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 3.1). A geologia da região que abrange o município de Rio Claro compreende rochas sedimentares e vulcânicas das eras Paleozoica (Subgrupo Itararé e formações Tatuí, Irati e Corumbataí), Mesozoica (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral) e Cenozoica (formações Rio Claro, Piraçununga e Itaqueri e depósitos recentes).

As camadas permo-carboníferas são constituídas por arenitos imaturos e siltitos do Subgrupo Itararé; siltitos argilosos e argilitos marinhos permianos da Formação Tatuí; argilitos e folhelhos cinza da Formação Irati e siltitos e argilitos de cor cinza e arroxeada da Formação Corumbataí. As camadas mesozoicas são constituídas por arenitos com estratificação de pequeno a grande porte, fluviais e principalmente eólicas da Formação Pirambóia; por arenitos eólicos com estratificação cruzada de médio a grande porte da Formação Botucatu; e ocorrência de rochas vulcânicas e corpos intrusivos pertencentes à Formação Serra Geral. Os depósitos cenozoicos são representados por arenitos das formações Rio Claro, Piraçununga, Itaqueri e sedimentos quaternários de deposição colúvio-aluvial.

3.1.1 Unidades Litoestratigráficas

Subgrupo Itararé

O Subgrupo Itararé é formado por corpos de arenitos de várias granulometrias, sob a forma de lentes e camadas (alvos de poços profundos para água na região), ritmitos, conglomerados, siltitos, argilitos, tilitos e diamictitos.

Na parte inferior da unidade ocorrem diamictitos, englobando lamitos arenosos levemente conglomeráticos e arenitos lamíticos conglomeráticos intercalados com arenitos e sedimentos finos, além de conglomerados; arenitos de granulometria variável, cinza a cinzaacastanhados, ocorrem nas partes inferior e superior da unidade; sedimentos finos, incluindo siltitos, lamitos e argilitos, ocorrem dominantemente nas porções média e superior (WU, 1989).

Segundo Landim et al. (1980), a origem dos sedimentos do Subgrupo Itararé está associada a ambientes flúvio-glacial, fluvial, marinho raso e leques aluviais. As estruturas singenéticas são representadas por marcas onduladas, laminações cruzadas, marcas de sola (moldes e turboglifos) e estratificações plano-paralelas. A espessura da unidade no estado de São Paulo varia de 600 a 1200 metros (DAEE, 1981).

Formação Aquidauana

A Formação Aquidauana é constituída por depósitos continentais, predominantemente arenitos vermelho-arroxeados, caracterizados em sua porção inferior pela predominância de arenitos médio a grossos, feldspáticos, com estratificação cruzada acanalada e, subordinadamente, diamictitos, arenitos finos, siltitos, folhelhos rítmicos e presença de delgado conglomerado basal (MELO, 1995). A porção média da unidade é constituída por grande quantidade de siltitos, folhelhos e arenitos finos, finamente estratificados, enquanto que na porção inferior predominam novamente os sedimentos arenosos (CAETANO, 1978). Possui, na região, espessura máxima de 90 metros (DAEE, 1981).

Formação Tatuí

Na Formação Tatuí ocorrem siltitos de coloração creme a esverdeado, com frequentes bioturbações, arenitos finos e camadas conglomeráticas com seixos de silexitos. Segundo Cottas (1983), os siltitos apresentam-se finamente laminados, exibindo, por vezes, laminação cruzada, enquanto os siltitos arenosos apresentam níveis argilosos e laminação plano-paralela. A gênese está associada a ambiente marinho costeiro e de mar raso, como barras litorâneas e plataformais, em sistemas flúvio-deltaicos e, localmente, em cunhas clásticas do tipo *fan* deltas (GIMENEZ, 1996). A espessura desses sedimentos varia em torno de 70 metros (DAEE, 1981).

Formação Irati

Barbosa e Gomes (1958; *in* HACHIRO, 1991) subdividiram a Formação Irati em dois membros: o inferior, Membro Taquaral, e o superior, Membro Assistência. O Membro Taquaral consiste principalmente de folhelhos siltosos cinza escuro, que por vezes são físseis ou apresentam laminação paralela como única estrutura sedimentar, e siltitos com níveis conglomeráticos na base. O Membro Assistência compreende a seção de folhelhos cinza escuros e folhelhos pretos pirobetuminosos, associados a carbonatos dolomíticos (HACHIRO, 1991). Quanto ao ambiente deposicional, Hachiro (1991) atribui aos sedimentos da Formação Irati uma sedimentação em mares rasos, com ciclos transgressivo-regressivos de menor ordem subordinados à transgressão pós-glacial na Bacia do Paraná. A espessura da Formação Irati apresenta-se relativamente constante em toda a Bacia do Paraná, em torno de 40 metros, sendo 30 metros do Membro Assistência e 10 metros do Taquaral (ANDRADE e SOARES, 1971).

Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí, unidade superior do Grupo Passa Dois, é constituída por arenitos muito finos, siltitos, lamitos e folhelhos, cinza, creme, verde claro ou lilás, com níveis de calcários oolíticos e ocasionais leitos de calcários silicificados (COTTAS, 1983).

Segundo Cottas (1983), os sedimentos arenosos da unidade apresentam estratificações cruzadas de pequeno porte e laminações onduladas descontínuas formadas em condições de planície de maré; segundo IPT (1981a), há predomínio de estruturas representadas por estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo, estratificação rítmica, marcas onduladas e fraturas de ressecamento.

A espessura na região oscila em torno de 60 a 180 metros (ANDRADE e SOARES, 1971). Com área de ocorrência bastante extensa no vale do Rio Corumbataí, sofre adelgaçamento nas regiões de Leme e Pirassununga (FERREIRA, 2005).

Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é constituída por dois membros: o membro basal mais argiloso, composto por arenitos intercalados por frequentes camadas de argilito, folhelhos arenosos e sílticos, e apresenta predominantemente estratificações plano-paralelas de pequeno porte; já o membro superior é composto por bancos de arenitos pouco argilosos, com estratificações cruzadas planares tangenciais, de pequeno e médio portes (SCHNEIDER et al., 1974).

Segundo Caetano-Chang (1997), a Formação Pirambóia foi depositada em sistema dominantemente eólico, que se associa a depósitos fluviais subordinados em toda sua extensão, com maior expressão na porção inferior da unidade. Um sistema marginal de leques aluviais, incluindo fácies conglomeráticas fluviais e arenitos eólicos subordinados ocorrem próximo ao topo da unidade. A espessura da Formação Pirambóia varia bastante, chegando a atingir 270 metros na região.

Formação Botucatu

A Formação Botucatu é constituída por uma sucessão de arenitos avermelhados, finos a médios, bem selecionados, exibindo estratificações cruzadas de grande e médio portes, em grande parte silicificados e foscos. Para Schneider et al. (1974) a unidade é formada por monótonas sucessões de depósitos de dunas eólicas em ambiente desértico, que se estendeu por toda Bacia do Paraná. Essas sucessões constituem registros dominantes de campos de dunas intercalados por delgados lençóis de areia eólicos; a espessura média da Formação Botucatu no estado de São Paulo é de 60 metros (CAETANO-CHANG, 1997).

Formação Serra Geral

A unidade é constituída por derrames basálticos, predominantemente toleíticos. Na área estudada, destacam-se soleiras e diques de diabásio intercalados principalmente às formações Corumbataí, Irati, Tatuí e Pirambóia. Ocorrem principalmente na província geomorfológica das Cuestas Basálticas – serras do Itaqueri, São Pedro e platô de São Carlos (MELO, 1995).

Depósitos Cenozoicos

As coberturas cenozoicas podem ser divididas em dois grupos: (1) depósitos terciários parcialmente consolidados e localmente silicificados que capeiam os basaltos sobre as serras de Itaqueri e São Pedro (COTTAS e BARCELOS, 1981; *in* COTTAS, 1983); e (2) depósitos de baixas altitudes, posteriores à implantação da Depressão Periférica, assentados sobre as rochas dos grupos Passa Dois e Tubarão. A Formação Rio Claro, definida por Bjornberg e Landim (1966), fazem parte deste segundo grupo.

3.2 Geologia Local

Os depósitos neocenozoicos correspondem a níveis escalonados na paisagem que são vinculados a fases de aplainamento e constituem extensas áreas de ocorrências no estado de São Paulo. Em geral são pouco espessos, não ultrapassando 30 metros de espessura (FREITAS et al., 1979).

Três níveis topográficos principais capeados por sedimentos neocenozoicos são identificados na área da Depressão Periférica e Cuestas Basálticas próxima a Rio Claro (BJORNBERG e LANDIM, 1966): (1) o mais alto, entre 900 e 1000 metros de altitude, situase no município de São Carlos; (2) o intermediário, entre 800 e 900 metros, corresponde à Serra de Santana e à área da cidade de Itirapina; e (3) inferior, entre 600 e 800 metros de altitude, sobre o qual se encontra o município de Rio Claro. Para os sedimentos neocenozoicos situados no patamar inferior, com espessura máxima de 30 metros, foi proposta a denominação de Formação Rio Claro.

Os depósitos sedimentares atribuídos à Formação Rio Claro ocorrem mais extensamente no platô do município de Rio Claro e de forma mais descontínua nas proximidades do limite leste da Depressão Periférica, junto ao Planalto Atlântico (ALMEIDA e BARBOSA, 1953).

Fúlfaro e Suguio (1968) identificaram duas sequências principais: (1) a basal, apresentando sucessão de estratos arenosos com intercalações subordinadas de leitos argilosos, com 20 metros de espessura máxima, interpretada como sendo depósitos de paleocanal fluvial; e (2) a superior, constituída dominantemente por sedimentos argilosos, com brechas intraformacionais e lentes arenosas subordinadas, interpretada como depósitos de acreção vertical, em planície de inundação. Fúlfaro e Suguio (1968) aventaram, ainda, que a sedimentação se deu ao longo de um paleocanal fluvial, correspondente a um pretérito Rio Corumbataí, barrado a jusante pela reativação das falhas da área de estrutura de Pitanga.

Vários autores admitem causas tectônicas para sedimentação, como basculamentos regionais (SOARES e LANDIM, 1976; *in* MELO et al., 1997), e tectônica rúptil, com formação de falhas e geração de barramentos da drenagem ou depressões (FÚLFARO e SUGUIO, 1968; FREITAS et al., 1979; ZAINE, 1994). Essas falhas possuem movimento vertical na área da estrutura de Pitanga, onde as principais são aquelas delimitadas pelos rios Passa Cinco (direção NW- SE) e Corumbataí (direção NE- SW). Já Penteado (1976) acredita que a acumulação da Formação Rio Claro seria o resultado de fatores climáticos e tectônicos.

Segundo Bjornberg e Landim (1966), a deposição da Formação Rio Claro seria resultado somente de fatores climáticos, sendo a sequência de depósitos e degraus morfológicos indicadores de ciclos de erosão e deposição. A sedimentação ocorreria em épocas climáticas semiáridas, em que o escoamento planar das águas fortemente carregadas por detritos geraria depósitos mal selecionados devido à ampla desagregação mecânica. Nesta fase, a erosão originaria grandes superfícies aplainadas; as fases mais úmidas teriam permitido o

aprofundamento da drenagem, gerando patamares escalonados e inconformidades na sedimentação.

A Formação Rio Claro possui quatro litofácies principais (MELO et al., 1997): (1) lamitos de processos gravitacionais que ocorrem principalmente próximo aos relevos mais acidentados do limite leste da Depressão Periférica, junto ao Planalto Atlântico; (2) cascalhos e areias de canais e barras fluviais; (3) areias finas de rompimento de diques marginais e; (4) argilas de transbordamento em planícies de inundação. A Formação Rio Claro ainda apresenta um horizonte delgado de conglomerados basal, cuja constituição reflete a contribuição das rochas sedimentares do substrato. Essas litofácies reconhecidas indicam sedimentação em ambiente fluvial meandrante com baixos gradientes e clima úmido.

Na área de estudo a Formação Rio Claro aparece principalmente sobreposta à Formação Corumbataí, enquanto que na borda leste da Depressão Periférica, os sedimentos estão sobrepostos ao Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana e, em Vargem Grande do Sul, sobrepõe diretamente o embasamento pré-cambriano (MELO, 1995).

Segundo Ferreira (2005), os solos da Formação Rio Claro são constituídos de material areno-argiloso e cascalhos, com classe textural predominante de areia fina e classificação textural franco arenosa e franco argilo-arenosa. Encontram-se também fragmentos de laterita laminares retrabalhadas. Pela fluorescência de raios X, Ferreira (2005) identificou a presença de mais de 60% de sílica e altos valores de alumínio e ferro.

Análises de microscopia ótica de lâminas delgadas e de difratometria de raios X realizadas por Oliva (2002) em amostras da Formação Rio Claro mostram que o quartzo é o principal constituinte detrítico. Os feldspatos, ausentes nestas análises, provavelmente sofreram diagênese, lixiviação e transformação para argilominerais, unindo-se à matriz argilosa e compondo uma pseudo-matriz. O mineral acessório mais abundante identificado foi a ilmenita, e a matriz é constituída por cutículas de argila, de composição caulinítica, que envolvem os cristais de quartzo e preenchem os poros.

Dados obtidos por Oliva (2002) indicam que os arenitos da Formação Rio Claro possuem granulometria que varia de areia fina a média, sendo que alguns apresentam alto teor de argilas e outros são conglomeráticos, coerentes com sua sedimentação em ambiente fluvial, no qual os níveis mais argilosos correspondem a planícies de inundação e os níveis conglomeráticos a canais.

Ferreira (2005) descreveu os depósitos da Formação Rio Claro como sedimentos imaturos areno-argilosos, de coloração marrom-avermelhada, constituídos por diferentes fácies: arenitos finos a médios, com estratificações plano-paralelas e cruzadas, delgadas intercalações de lamito e deformações por sobrecarga; depósitos de cascalhos, constituídos por clastos arredondados de quartzo e quartzito associados a areias finas; e lamitos com laminações distintas e indistintas (Figura 3.2).

Ferreira e Caetano-Chang (2008) obtiveram datações por termoluminescência que permitiram posicionar as formações Rio Claro e Piraçununga no Pleistoceno, com retrabalhamento coluvionar na passagem para o Holoceno.



g - semelhante a f, fragmentado, aparentemente sem ressedimentação dos fragmentos

 f - camada irregular de arenito lamítico, deformado por bioturbação, com gretas de contração preenchidas por arenitos superiores

d - e - arenitos mal selecionados, relativamente limpos, com grande quantidade de grânulos com orientação incipiente; estratificações pouco evidentes; cortados por níveis de arenitos lamosos (f, g e h)

c - níveis argilosos (lamitos) de espessura irregular, centimétricos, intercalados com arenitos melhor selecionados que os anteriores, limpos, finos a médios; o nível c_1 é mais espesso e laminado

 b - arenitos mal selecionados, levemente argilosos e siltosos, seixos esparsos (clastos de argilas, quartizitos) com estratificação cruzada de médio porte, aparentemente acanaladas, cores avermelhadas

 a - arenitos mal selecionados, muito finos a médios, com lâminas de arenitos muito argilosos e lamitos arenosos; bioturbações e estratificações irregulares

Figura 3.2 – Perfil litológico da Formação Rio Claro, cava da Mineração Mandu em Ajapi, norte de Rio Claro (FERREIRA, 2005).

3.3 Geomorfologia

O município de Rio Claro abrange predominantemente parte das províncias geomorfológicas: Depressão Periférica, zona do Médio Tietê e Cuestas Basálticas (ALMEIDA, 1964).

Segundo IPT (1981 a, b), os trabalhos de cartografía realizados na área da Depressão Periférica evidenciam o escalonamento do relevo em diferentes níveis planálticos (Figura 3.3). A Formação Rio Claro ocorre no nível planáltico denominado Bd, constituindo o segundo nível de planaltos rebaixados, com nítido controle erosivo, relacionado às calhas de drenagem.



Figura 3.3 – Esquema mostrando as superfícies aplainadas e níveis planálticos (retirado de OLIVA, 2006; modif. de MELO, 1995).

O nível planáltico Bd apresenta um desenvolvimento notável (580 m a 670 m) no vale do Rio Corumbataí. Este fato pode ser explicado principalmente pela facilidade da ocorrência de erosões em áreas com rochas sedimentares, cercadas por ocorrência de derrames de soleira de rochas básicas. Essa ocorrência e estruturas, constituindo barramentos da drenagem, e o relevo mais deprimido, determinaram a acumulação e a preservação de coberturas sedimentares neocenozoicas relativamente expressivas na área.

Segundo Penteado (1976), na região predomina o sistema de relevo de colinas tabuliformes, de vertentes suavemente convexas e patamares de fraca inclinação, dispostos entre 550 m a 650 m. O Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981b) registra ainda a ocorrência de relevos do tipo colinas médias e morrotes alongados paralelos. Essas colinas se desdobram em patamares que descem em direção aos vales principais, constituindo níveis erosivos quaternários.

A Figura 3.4 mostra o planalto de Rio Claro a leste, bem como planaltos residuais na margem direita do Rio Corumbataí e uma concentração de lagoas na área drenada pelo Rio Corumbataí. Encontram-se relevos escarpados nas porções oeste e noroeste, indicando um estágio mais avançado de dissecação (FERREIRA, 2005). A declividade do município de Rio Claro apresenta sentido Norte-Sul. As maiores altitudes situam-se no norte da área, entre 800 m e 900 m, e as menores ao sul, entre 400 m e 500 m.



Figura 3.4 – Mapa de relevo da região de Rio Claro (FERREIRA, 2005).

3.4 Clima

O clima da região de Rio Claro pode ser considerado tropical, alternadamente seco e úmido, controlado por massas tropicais e equatoriais, com duas estações definidas - Cwa na classificação de Koeppen. Ou seja, w: seca no inverno; e a: mês mais quente com temperatura superior a 22°C, ou tropical alternadamente seco e úmido, controlado por massas tropicais e equatoriais, que predominam em mais de 50% do ano; caracteriza-se por estiagem de inverno, de junho a setembro, e chuvas de verão, de dezembro a março (MONTEIRO, 1973).

Segundo Troppmair (1992), a temperatura média do mês mais frio varia entre 2,4°C e 17,1°C e as temperaturas médias anuais situam-se entre 18,1°C e 20,9°C. Os ventos dominantes provêm dos quadrantes S e SE. Quanto à distribuição anual do regime das chuvas, ocorrem duas estações bem definidas, um período seco entre abril e setembro, com 15 a 20 dias de chuva e precipitação de 180 mm a 200 mm, e um período chuvoso, de outubro a março, com 55 a 60 dias de chuva e precipitação de 1200 mm, respondendo por mais de 80% das precipitações anuais. A média para Rio Claro é da ordem de 1400 mm/ano (FERRARI, 2012).

3.5 Hidrografia

A região de Rio Claro é drenada por rios pertencentes às bacias hidrográficas dos rios Piracicaba e Corumbataí. A Bacia do Rio Piracicaba abrange uma área de 12.400 km² e a Bacia do Rio Corumbataí, seu afluente, possui uma área de aproximadamente 1500 km², servida por alguns afluentes e subafluentes como o Ribeirão Claro, Passa Cinco, Cachoeirinha, Lavapés, Servidão, Ribeirão do Meio e Cabeça. As cabeceiras encontram-se nas escarpas das serras e morrotes que compõem a linha de cuestas e suas águas somam-se e afluem para o Rio Piracicaba (DAEE, 1981).

A bacia hidrográfica do Rio Corumbataí abrange ainda parte dos municípios de Analândia, Itirapina, Corumbataí, Santa Gertrudes, Ipeúna e Charqueada, além de Piracicaba, onde o Rio Corumbataí deságua no Rio Piracicaba. O Rio Corumbataí tem uma extensão de aproximadamente 120 km e nasce na Serra de Santana, a 800 m de altitude. O Rio Corumbataí é encachoeirado e corre em vales estreitos e profundos no alto curso (TROPPMAIR, 1992).

Ao cortar o município de Rio Claro, o declive é pequeno, com média de 2 m por quilômetro; os vales são abertos e o rio descreve muitas curvas e meandros. O afluente principal da margem esquerda do Rio Corumbataí é o Ribeirão Claro, que abastece a cidade de Rio Claro. À margem direita do Rio Corumbataí encontram-se o Rio Passa Cinco e seu afluente, Rio Cabeça (OLIVA, 2006).

Para Penteado (1976), o Rio Corumbataí tem traçado fortemente orientado pela tectônica de falhamentos pós-cretácicos. Isso porque o traçado do Rio Corumbataí e de seus afluentes maiores, especialmente o Rio Passa Cinco, possuem direções nitidamente orientadas e se correlacionam com as linhas de relevo regional.

O Ribeirão Claro, cuja bacia delimita a área da seção tipo da Formação Rio Claro, apresenta-se meandrante e em sua planície aluvial são verificadas inúmeras lagoas que foram interpretadas por Penteado (1969) como meandros abandonados. Estes acompanham os lineamentos Rio Claro-Araras (NE-SW) e Analândia-Corumbataí (NW-SE) (FERREIRA, 2005).

3.6 Caracterização Hidrogeológica

O contexto hidrogeológico do município de Rio Claro é representado por dois sistemas principais de águas subterrâneas (DAEE, 1981). O primeiro consiste no Aquífero Rio Claro, um aquífero livre e raso, com vazão entre 5 m³/h e 25 m³/h, constituído por materiais pouco consolidados. Dados obtidos também no Relatório de Situação dos Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí – UGRHI-5 – mostram que a espessura deste aquífero é de aproximadamente 30 m, a transmissividade varia de 2 m²/dia a 50 m²/dia, a permeabilidade aparente é menor que 2 m/dia e a capacidade específica altera entre 0,1 m³/h/m e 5 m³/h/m.

O segundo sistema é composto por sedimentos da Formação Tatuí e do Subgrupo Itararé (Grupo Tubarão). Os sedimentos do Subgrupo Itararé constituem um aquífero confinado, com profundidades que variam localmente em torno de 200 m, com vazão entre 20 m³/h e 37 m³/h, transmissividade entre 0,3 m²/dia e 40 m²/dia, permeabilidade aparente variando entre 0,002 m/dia e 0,7 m/dia e capacidade específica entre 0,03 m³/h/m e 6 m³/h/m.

À exceção das zonas restritas mais profundas do Aquífero Tubarão ou Itararé e de áreas localizadas do Aquífero Passa Dois, a mineralização da água subterrânea é baixa, possivelmente devido às altas taxas pluviométricas regionais, aos tipos litológicos pouco solúveis predominantes nos aquíferos e ao rápido escoamento da água pela zona saturada (OLIVA, 2006).

Neto et al. (2015) estimaram o tempo médio de infiltração de água no Aquífero Rio Claro em 87 dias e Neto (2006) a periodicidade de oscilação sazonal em 341 dias.

3.6.1 Parâmetros Hidrodinâmicos

Os valores de condutividade hidráulica da Formação Rio Claro foram estimados por diversos métodos: Hazen e Shepherd, com base na distribuição granulométrica; Hvorslev e Bower & Rice, com base em testes de *slug;* e ensaios geotécnicos com uso de permeâmetro de parede rígida (Figura 3.5).



Figura 3.5 – Diagrama de caixa dos valores de condutividade hidráulica estimados em trabalhos anteriores.

Oliva et al. (2005) e Oliva (2006) estimaram a condutividade hidráulica pelo método de Shepherd, que incorpora os parâmetros sedimentológicos aos texturais na determinação da condutividade hidráulica, sendo os sedimentos da Formação Rio Claro considerados como parcialmente consolidados. Já Medeiros (2012) utiliza o método de Hazen para o cálculo. Soto et al. (2007) utilizaram ensaios a carga constante, segundo o procedimento sugerido por Stancati et al. (1981). Medeiros (2012), Oliva et al. (2005) e Oliva (2006) também utilizaram o método Guelph, que compreende um ensaio de permeabilidade realizado na zona não-saturada para a determinação da condutividade hidráulica de solos/sedimentos *in situ*. Foram realizados testes de *slug* por Oliva et al. (2005), Oliva (2006) e Nogueira e Chang (2015) para a determinação da condutividade hidráulica no Aquífero Rio Claro. A comparação direta entre os valores de condutividade hidráulica obtidos pelo método Guelph (zona não-saturada) e os testes de *slug* (zona saturada) não se aplica, pois estes ensaios são realizados em diferentes condições dos solos: diferentes tensões geostáticas, texturas do solo, densidade, além do grau de saturação, entre outros.

Nogueira e Chang (2015) estimaram uma relação recarga/precipitação de aproximadamente 13%, armazenamento específico de 0,1 e porosidade efetiva de 0,2 para a Formação Rio Claro. Neto e Chang (2008) utilizaram o valor da porosidade efetiva igual a 0,17, que foi obtido a partir de ensaios de retenção de água no solo, em amostras indeformadas coletadas ao longo de poço-cacimba com 7 metros de profundidade (KUMAYAMA, 2004; SOTO et al., 2007). Neto et al. (2015) estimaram para o período de 2002 a 2005 uma taxa de recarga entre 30,4 cm/ano e 34,3 cm/ano.

3.6.2 Reservas Hídricas

Oliva (2006) calculou uma reserva permanente da ordem de 252,57 x 10^6 m³, considerando a área de ocorrência do Aquífero Rio Claro no município de Rio Claro de 8,3 x 10^7 m², espessura média saturada de 17,29 m e porosidade efetiva de 17,6%. A autora obteve ainda uma reserva reguladora da ordem de 34,18 x 10^6 m³, levando em consideração a média da variação das medidas do nível d'água subterrâneo obtidas entre janeiro de 2002 e março de 2006, de 2,34 m. As reservas totais então são obtidas somando-se as reservas permanentes e reguladoras, resultando um valor da ordem de 286,75 x 10^6 m³.

3.6.3 Aspectos Hidroquímicos

Segundo estudo realizado por Oliva e Chang (2002) nos aquíferos que ocorrem no município de Rio Claro, os aquíferos siliciclásticos apresentam composição bicarbonatada cálcica e magnesiana (Formação Rio Claro) e bicarbonatada sódica (Subgrupo Itararé), e os aquíferos carbonáticos (Formações Irati e Corumbataí) apresentam composição bicarbonatada cálcica. Para Oliva (2002), o Aquífero Rio Claro já mostra sinais de contaminação por esgoto doméstico, com altos teores de nitrato e cloreto, e contaminação industrial, com presença de sulfato.

Stradioto (2004) estudou as águas superficiais e de chuvas do município de Rio Claro. O pH das águas superficiais apresenta variação entre 9,5 a 5, com média em torno de 6,3. Já as águas de chuva possuem um pH moderadamente ácido de 5,7, devido à incorporação de dióxido de carbono da atmosfera. As águas de chuvas são classificadas predominantemente como bicarbonatadas cálcicas magnesianas, com apenas algumas amostras classificadas como cloretadas sódicas e bicarbonatadas sódicas. As amostras de águas superficiais apresentam as mesmas classificações das amostras de águas de chuva.

A partir dos trabalhos de Oliva (2002) e Stradioto (2004), aponta-se que os corpos de água superficial (nascentes e lagoas) e as águas subterrâneas rasas do Aquífero Rio Claro são abastecidos por águas pluviais, o que é condizente com um modelo geoquímico de intensa lixiviação, associado à alta pluviosidade (OLIVA, 2006).

3.6.4 Características Isotópicas ($\delta^{18}O \ e \ \delta D$)

As concentrações isotópicas das análises de Stradioto e Chang (2010) de águas pluviais, superficiais e subterrâneas no município de Rio Claro variaram no intervalo de -7,87 % a -3,06 %, para δ^{18} O, e de -53,4 % a -6,3 %, para δ D, sendo os valores mais altos de δ^{18} O observados nas amostras de águas pluviais coletadas na época de estiagem, o mesmo ocorrendo com o δ D (Figura 3.6). As análises das águas subterrâneas possuem as mesmas características das amostras de águas de chuva coletadas em períodos de alta pluviosidade, o que indica que as águas do Aquífero Rio Claro têm sua origem a partir dessas águas meteóricas (STRADIOTO e CHANG, 2010).



Figura 3.6 – Correlação isotópica entre os isótopos D e ¹⁸O (STRADIOTO e CHANG, 2010).

4 METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS

O desenvolvimento do presente trabalho está pautado em etapas metodológicas abalizadas pelos Protocolos para Aplicação de Modelos Matemáticos (Figura 2.1).

4.1 Monitoramento da Dinâmica de Fluxo

Foram utilizados poços de monitoramento distribuídos no município de Rio Claro para acompanhamento da dinâmica de fluxo do Aquífero Rio Claro (Figura 4.1). A rede de monitoramento constitui-se de oito poços instalados no Câmpus da UNESP em Rio Claro, 15 poços de monitoramento instalados em postos de combustíveis e quatro poços "cacimba" ou "caipira" na zona rural do município.

A primeira medição de todos os poços, realizadas na mesma semana, serviram como base para a confecção do mapa potenciométrico inicial. Desta rede de monitoramento, oito poços foram escolhidos para monitoramento quinzenal e os oito poços localizados no Câmpus da UNESP para monitoramento semanal.

4.1.1 Variação Temporal da Superfície Potenciométrica

O levantamento das coordenadas e cotas altimétricas dos poços de monitoramento foi efetuado utilizando-se GPS (modelo GARMIN eTrex®). Foi utilizado um medidor elétrico de nível d'água da marca Hidrosuprimentos para a medição da profundidade do nível d'água nos poços de monitoramento. Assim, conhecendo-se a cota altimétrica da boca do poço, a simples subtração da medição da profundidade fornece a cota altimétrica da superfície potenciométrica naquele poço.

Com o acompanhamento periódico do nível d'água nos poços de monitoramento foi possível determinar a variação temporal da superfície potenciométrica. Ou seja, compreender e estimar o comportamento da potenciometria no Aquífero Rio Claro e suas propriedades hidrodinâmicas.



Figura 4.1 – Mapa de localização dos poços pertencentes à rede de monitoramento.
4.2 Caracterização Climática

Foram utilizados os dados mensais e anuais de uma série temporal de 21 anos (1994 a 2014), fornecidos pela estação meteorológica de Rio Claro – CEAPLA – IGCE – UNESP – Prefeitura Municipal de Rio Claro – Prefixo D4-112M – (Latitude 22° 23'S – Longitude 47° 32'W – Altitude 626,5 m), para a análise das condições climáticas históricas e no período em que o trabalho se aplica (anos 2013 e 2014).

Para a série temporal de 1994 a 2014 registrou-se um total anual médio de 1466,5 mm, sendo 2011 o ano mais chuvoso (1896,7 mm) e 2014 o menos chuvoso (890,5 mm) (Figura 4.2). A média do total de dias de chuva em um ano é de 128 dias, sendo 1996 o ano com mais dias de chuva (197 dias) e 2014 o ano com menos dias de chuva (100 dias), como pode ser visto na Figura 4.3.



Figura 4.2 – Pluviosidade total anual de Rio Claro/SP de 1994 a 2014.



Figura 4.3 – Total de dias de chuva anual no período de 1994 a 2014 e a média histórica do período.

4.3 Caracterização Geológica

O Aquífero Rio Claro é constituído por arenitos da Formação Rio Claro, intercalados com camadas argilosas delgadas, por vezes localmente responsáveis por aquíferos suspensos. Esse aquífero, na área de estudo, é majoritariamente sotoposto por siltitos e argilitos da Formação Corumbataí.

Para aprimorar a caracterização geológica da Formação Rio Claro, foram realizados levantamentos de campo ao longo de toda a extensão aflorante da unidade no município de Rio Claro. As primeiras etapas de campo foram destinadas à identificação dos limites do aquífero, a fim de caracterizar o contato da Formação Rio Claro com a Formação Corumbataí.

Os pontos de afloramento do contato foram catalogados, e amostras de ambas as unidades geológicas foram coletadas para ensaios de granulometria conjunta.

4.4 Caracterização Hidráulica

Foram realizados ensaios de permeabilidade – testes de *Slug* e ensaios de granulometria conjunta – para caracterização hidráulica do Aquífero Rio Claro e da Formação Corumbataí.

Ensaios de permeabilidade são comumente realizados com o propósito de se determinar a condutividade hidráulica de aquíferos, e alguns ensaios são executados em furos de sondagens. Menos frequentemente têm sido também aplicados em poços de inspeção e cavas abertas em solos. Não há um sistema de observação da variação das cargas piezométricas nas imediações do furo onde se realiza o ensaio, motivo pelo qual são conhecidos como "ensaios pontuais". Os ensaios de permeabilidade em solos/sedimentos podem ser classificados em nível constante ou variável, conforme a maneira de realização.

4.4.1 Testes de Slug

Neste ensaio de permeabilidade, realizado em nível variável (zona saturada), aplica-se uma carga ou descarga com a introdução ou remoção súbita de um volume dentro do poço, geralmente um sólido cilíndrico de volume conhecido, de forma que o nível d'água (NA) seja elevado ou rebaixado instantaneamente. O teste tem nome de *bail test* quando o volume é removido, e de *slug test*, quando adicionado. Assim, o volume deslocado é idêntico à adição ou à remoção de água do aquífero.

A estabilização do nível d'água pode ser medida manualmente, utilizando-se de medidores de nível manuais, quando esta é suficientemente lenta. Entretanto, quando esta estabilização é muito rápida, é necessária a utilização de transdutores de pressão que tenham capacidade de medir a variação do NA com precisão de segundos. O transdutor decompõe a coluna d'água (pressão) em sinal elétrico, que é convertido em sinal digital por um aparelho receptor e então armazenado em *data logger* externo ou computador.

O monitoramento da posição do nível d'água resulta em uma curva de rebaixamento ou recuperação do NA no tempo. A partir desta curva são extraídos os parâmetros que, em conjunto com as características geométricas do poço, fornecem o valor de condutividade hidráulica, como descrito em Dawson e Jonathan (1991).

Os métodos de interpretação da curva NA vs. tempo para o *bail test* e o *slug test* são os métodos de Hvorslev (1951) e Bouwer e Rice (1976). Estes métodos são baseados na equação de Thiem (1906), segundo a qual o regime de fluxo é estacionário, o aquífero e a água são incompressíveis e não há variação do armazenamento (PEDE, 2004).

As leituras, o armazenamento, assim como a interpretação dos dados obtidos durante os testes foram efetuados eletronicamente por meio do *software* Winslug® (CHANG e CARNIER-NETO, 2000).

4.4.2 Granulometria

As propriedades físicas dos materiais foram determinadas por meio de ensaios comumente utilizados em investigações geotécnicas, tais como granulometria conjunta e massa específica dos sólidos, conduzidos segundo as normas ABNT-NBR:7181 (ABNT, 1984) e ASTM D854 (ASTM, 1998).

Além dos ensaios de *slug test*, a condutividade hidráulica também foi determinada por meio da distribuição na curva granulométrica dos sedimentos arenosos da Formação Rio Claro, utilizando-se os métodos de Hazen (1911; *in* FETTER, 2001) e Shepherd (1989).

O método de Hazen é aplicado e efetivo em areias em que o diâmetro efetivo do grão (d₁₀) situa-se aproximadamente entre 0,1 mm e 3,0 mm. A fórmula aplicada ao método de Hazen é:

$$K = C(d_{10})^2$$

K - condutividade hidráulica (cm/s); d_{10} - diâmetro efetivo do grão (cm); C - valor adimensional que pode ser obtido experimentalmente (areias finas, como as da Formação Rio Claro, possuem um valor aproximado de 60).

O método de Shepherd considera que a condutividade hidráulica está relacionada ao diâmetro e à maturidade dos grãos, sendo calculada pela equação:

$$K = Cd_{50}^{J}$$

C - fator de ajuste, obtido experimentalmente; d₅₀ - diâmetro efetivo do grão (mm); j - expoente obtido experimentalmente, que leva em consideração a textura dos sedimentos.

O fator de ajuste C e o expoente j possuem valores altos para sedimentos maturos e decaem para sedimentos imaturos. Para a Formação Rio Claro utilizou-se um valor de C=100 e expoente j=1,5, correspondendo a sedimentos parcialmente consolidados.

Foi testada também a equação de Krumbein & Monk para fins de comparação entre os métodos, já que, diferentemente dos métodos acima, esta equação utiliza a permeabilidade do sedimento no cálculo.

4.4.3 Estimativa do Fluxo de Recarga

Para a estimativa da variação do fluxo de recarga no Aquífero Rio Claro foi utilizado o *software* Hydrus 1D (SIMUNEK et al., 2008) com os mesmos parâmetros de ajuste da curva de retenção utilizados por Neto et al. (2015) (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Parâmetros de ajuste da curva de retenção utilizando o modelo de van Genuchten–Mualem para os cálculos de recarga (θr é o conteúdo de água residual, θs é o conteúdo de água de saturação, α, n, e l são fatores de forma empíricos, e Ks é a condutividade hidráulica saturada).

Prof. Solo (cm)	θr (cm³/cm³)	θs (cm³/cm³)	α (cm⁻¹)	n (–)	I (–)	Ks (cm/d)
0–150	0.039	0.387	0.0334	1.42	0.5	53
150–250	0.043	0.386	0.0311	1.4	0.5	276
250–350	0.046	0.385	0.0294	1.39	0.5	378
350–450	0.05	0.387	0.0257	1.39	0.5	436
450–550	0.056	0.386	0.0266	1.37	0.5	49.8
550-1000	0.057	0.386	0.0263	1.36	0.5	99.1

Fonte: Neto et al. (2015).

Estes parâmetros foram estimados a partir de métodos indiretos de textura de solo (SCHAAP et al., 1998) por pedotransferência que se valem de valores mensurados por Soto et al. (2007) no material presente no poço PM-06. Este poço (também nomeado como IGCE-6) foi perfurado em setembro de 2003 e teve seu nível d'água monitorado continuamente até março de 2006 para a dissertação de Neto (2006) e posteriormente para calibração do fluxo de recarga no Aquífero Rio Claro em Neto et al. (2015).

Para o cálculo de recarga, admite-se um perfil vertical de 10 metros com a condição de contorno de drenagem profunda (*deep drainage*) mais realista, para melhor descrever os efeitos regionais de fluxo na taxa de recarga, como utilizado em Neto et al. (2015). A calibração efetuada por Neto et al. (2015) para simulação do período de 2002 a 2005 foi utilizada como condição inicial para simulação no Hydrus-1D até o ano de 2014.

As taxas de evapotranspiração potencial diárias são calculadas pela aproximação de Hargreaves (HARGREAVES, 1975; JENSEN et al., 1997), baseadas na latitude (22.24 S), altitude (643 m) e nos dados de temperatura. Os dados de temperatura máxima e mínima diárias e a pluviometria diária até dezembro de 2014 foram obtidos pela Estação Meteorológica de Rio Claro, CEAPLA/IGCE, localizada no Câmpus da UNESP – Rio Claro e cedidos para a presente pesquisa.

A impermeabilização do solo no município de Rio Claro pode impactar significantemente na recarga do Aquífero Rio Claro. Portanto, observa-se o comportamento do nível d'água em poços que estão em áreas impermeabilizadas e em áreas com baixo grau de impermeabilização para então calcular as discrepâncias locais na recarga, causadas pela impermeabilização da cobertura do solo. O detalhamento desta etapa está compilado em Teramoto et al. (2015).

4.5 Modelo Conceitual e Simulação Numérica de Fluxo

Esta etapa fundamenta-se na elaboração de um modelo conceitual preliminar, a partir da compilação e interpretação conjugadas das informações obtidas.

Uma vez concebido o modelo conceitual, prepara-se o modelo numérico considerandose suas simplificações e suposições, e então se realizam simulações preliminares de fluxo de água subterrânea.

O algoritmo computacional escolhido para a aplicação do método de elementos finitos foi o FEFLOW – *Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System* (DIERSCH, 2014). O FEFLOW é um programa interativo de simulação de processos de fluxo e transporte de massa e de calor na água subterrânea e na zona não saturada. Este programa foi considerado o mais adequado por utilizar o método dos elementos finitos, que é mais versátil

para lidar com geometrias complicadas, contornos irregulares, condições de contorno internas ao domínio, como rios ou zonas de falha, e níveis d'água dinâmicos (ANDERSON e WOESSNER, 2002), e por suportar bem malhas pesadas, com grande número de elementos, necessárias para a modelagem de problemas como bacias hidrográficas (BARRETO, 2010).

4.5.1 Regime Permanente

Nesse regime é definida a distribuição da condutividade hidráulica no aquífero simulado e a distribuição das taxas de recarga iniciais.

A primeira medição de todos os poços serve como base para a confecção do mapa potenciométrico inicial; em seguida, são comparados os níveis d'água observados nos poços com os calculados pela simulação.

4.5.2 Regime Transiente

Com o modelo estacionário devidamente calibrado e adequado ao modelo conceitual, é dado início ao modelo em regime transiente, com o modelo anterior servindo de condição inicial. Nesse regime é estipulada a distribuição da porosidade efetiva e do fluxo de recarga ao longo do período simulado.

4.5.3 Calibração

Esta etapa consiste na adequação dos parâmetros do modelo hidrogeológico conceitual, até obter-se uma significativa correlação entre os valores observados (reais) e calculados (modelo numérico).

É utilizado um erro aceitável de menos de 5%, ou seja, são realizados ajustes sucessivos nos parâmetros de entrada do modelo e realizadas novas simulações até o erro quadrático médio normalizado (NRMSE) estar dentro do nível aceitável.

4.5.4 Análise de Sensibilidade

Nesta etapa do trabalho, com o modelo já calibrado, realimenta-se o modelo com uma gama de parâmetros de entrada e avalia-se o grau de dependência dos resultados, assim esboçando a precisão dos parâmetros calculados na simulação. O coeficiente de sensibilidade (X_k) , na forma normalizada, fornece o grau de dependência:

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

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

4.5.5 Cenário de Explotação

O cenário de explotação testado no presente trabalho pautou-se em dados de poços de extração de água presentes no município de Rio Claro sobre o Aquífero Rio Claro. Como a grande maioria dos poços não extrai água do Aquífero Rio Claro, conforme descrito por Barrancos (2005), mas em aquíferos bem mais profundos (Aquífero Itararé, por exemplo), isso encarece em muito o uso de águas subterrâneas no município. O banco de dados utilizado foi o SIAGAS (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - CPRM), que possui 54 poços na área estudada (Figura 4.4).

Nesta etapa avaliou-se o potencial do Aquífero Rio Claro em comportar todos os poços que existem atualmente no município, em um ano de seca extraordinária. Para isso, simulou-se em regime transiente o mesmo período de um ano, porém dessa vez com os 54 poços cadastrados no SIAGAS extraindo água durante todo o período correspondente à vazão estabilizadora indicada no banco de dados. Ou seja, este cenário avalia se o Aquífero Rio Claro tem condições de suprir toda a demanda de água subterrânea do município e quais são as implicações dessa explotação em condições climáticas desfavoráveis.

Após a simulação, estimou-se o balanço hídrico (com foco no total de saída do modelo no período) e o rebaixamento gerado em todo o aquífero, para identificar as áreas mais sensíveis do aquífero.



Figura 4.4 – Mapa de localização dos poços do cadastro SIAGAS na área de estudo. O tamanho das esferas refere-se à vazão após estabilização (em m³/h) e as *labels* indicam a profundidade final dos poços (em metros).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Monitoramento da Dinâmica de Fluxo

O monitoramento periódico do nível d'água teve início no mês de agosto de 2013, e término em setembro de 2014, perfazendo 1 ano de monitoramento. A Figura 5.1 apresenta o mapa potenciométrico inicial, gerado a partir das primeiras medições de nível d'água, e que permite visualizar preliminarmente as direções principais de fluxo do aquífero.

Ao final do período de monitoramento foi possível visualizar o comportamento do aquífero ao longo de um ano, que nesse caso foi, extraordinariamente, um ano de seca (Figuras 5.2 e 5.3). Os meses de fevereiro a setembro de 2014 destacam-se como os meses mais críticos, durante os quais o nível d'água do aquífero rebaixou mais drasticamente. Nos meses de dezembro de 2013 e janeiro de 2014, enquanto algumas áreas foram recarregadas (como o Câmpus da UNESP), outras não tiveram seu NA recuperado (caso de áreas do centro urbano, a exemplo dos poços P3 e P6), apesar de estarem numa posição elevada do relevo e serem potencialmente áreas de recarga, o que foi interpretado como reflexo direto da impermeabilização do solo por Teramoto et al. (2015).



Figura 5.1 – Mapa potenciométrico inicial (medidas de NA realizadas entre os dias 21 e 29 de agosto de 2013).



Figura 5.2 – Variação semanal do NA nos poços de monitoramento localizados no Câmpus da UNESP.



Figura 5.3 - Variação quinzenal do NA nos poços de monitoramento localizados no município de Rio Claro.

5.2 Caracterização Climática

Comparando-se o ano de seca de 2014 com a série histórica anterior de 20 anos, o ano de 2014 teve uma pluviometria 39,3% menor do que a média histórica, ou seja, 576 mm de déficit em relação à média, e em relação ao ano anterior teve um déficit 716,5 mm, que corresponde a 44,6% de queda.

Para melhor caracterizar essa queda, comparou-se as precipitações médias mensais dos 20 anos anteriores (1994 a 2013) e a pluviometria mensal do ano de 2014 (Figura 5.4). Na comparação, observa-se que em 11 meses do ano a pluviometria esteve abaixo da média histórica, com os principais déficits ocorrendo nos meses de janeiro (-218,9 mm), fevereiro (-154,1 mm) e outubro (-93,3 mm), e apenas em setembro houve uma pluviometria acima da média (+38,1 mm). Além disso, verifica-se que a distribuição mensal no ano de 2014 diverge da distribuição mensal histórica, caracterizando assim um ano seco e anômalo.



Figura 5.4 – Precipitação média mensal de 1994 a 2013 comparada à precipitação mensal ocorrida no ano de 2014.

Ao analisar o período específico em que se deu o monitoramento do aquífero (20/08/2013 à 11/09/2014), a pluviometria de 1067,6 mm ocorrida então, corresponde a um déficit de 398,9 mm (27,2%) em relação à média anual histórica de 1466,5 mm. A Figura 5.5 mostra a distribuição de chuva mensal do período, e a Figura 5.6, a distribuição diária.

A variação da temperatura no município de Rio Claro no período monitorado pode ser vista na Figura 5.7. A média de temperatura máxima para o período foi de 29,2°C e a média mínima foi de 15,2°C. A maior temperatura registrada foi 36,7°C no dia 5 de fevereiro de 2014, e a menor foi de 3,8°C no dia 29 de agosto de 2013.



Figura 5.5 – Precipitação mensal em 2013 e 2014 com o período de monitoramento destacado.



Figura 5.6 – Precipitação diária em 2013 e 2014 com o período de monitoramento destacado.



Figura 5.7 – Temperatura diária em 2013 e 2014.

5.3 Caracterização Geológica

5.3.1 Contatos Litológicos

O contato entre a Formação Rio Claro e a Formação Corumbataí marca uma quebra geomorfológica, podendo ser possível inferir a posição do contato onde há uma mudança na declividade do terreno. Isso se deve às diferenças na resistência de cada material, sendo a Formação Rio Claro majoritariamente composta por arenitos friáveis e a Formação Corumbataí por siltitos bem litificados. No entanto, algumas porções da Formação Corumbataí são mais fraturadas e há desplacamento, principalmente perto do contato superior com a Formação Rio Claro, o que torna essa quebra menos marcante, como pode ser observado na porção sul da área (Figura 5.8).

As primeiras saídas de campo tiveram como destino os limites do aquífero para melhor delimitar o contato do Aquífero Rio Claro com as unidades limítrofes, já que os dados previamente utilizados na literatura (OLIVA, 2006; ZAINE, 1994 e 2000) não satisfazem

geometricamente quando analisados em um *software* 3D. Foram analisados afloramentos nas porções limítrofes do aquífero, poços que alcançam a base do aquífero (retirado do cadastro do SIAGAS) e ensaios SPT que alcançam as unidades subjacentes para delimitar os limites do Aquífero Rio Claro na cidade de Rio Claro.



Figura 5.8 – Mapa de declividade com os limites da bibliografía e o novo limite do Aquífero Rio Claro mapeado.

5.3.2 Ensaios

Foram coletadas amostras em afloramentos (PG) para definição da geologia do arcabouço do Aquífero Rio Claro e as unidades adjacentes (Figura 5.9).



Figura 5.9 – Mapa de afloramentos amostrados ao longo dos limites do Aquífero Rio Claro.

Para melhor entendimento da distribuição tridimensional da Formação Rio Claro, foram analisados três ensaios SPT realizados no Câmpus da UNESP e afloramentos (AFL) em um corte de aproximadamente 200 metros de comprimento por 6 metros de altura, no Fórum Criminal de Rio Claro, a nordeste do Câmpus da UNESP (Figura 5.10).



Figura 5.10 – Mapa de localização das amostras coletadas em afloramentos (amostras PG e AFL) e nas sondagens SPT (amostras SP) para ensaios de Granulometria Conjunta.

As amostras coletadas nesses pontos foram analisadas por meio de ensaios de granulometria conjunta. Foi possível diferenciar cinco conjuntos de amostras a partir dos ensaios granulométricos: (1) Formação Rio Claro com teor de argila abaixo de 20% (Fig. 5.11); (2) Formação Rio Claro com teor de argila entre 20% e 40% (Fig. 5.12); (3) lentes de argila da Formação Rio Claro (Fig. 5.13); (4) contato da Formação Rio Claro com a Formação Corumbataí (Fig. 5.14); e (5) Formação Corumbataí (Fig. 5.15).



Figura 5.11 - Análise granulométrica conjunta das amostras correspondentes á fácies da Formação Rio Claro com menos de 20% de conteúdo argiloso.



Figura 5.12 - Análise granulométrica conjunta das amostras correspondentes à fácies da Formação Rio Claro com 20% a 40% de conteúdo argiloso.



Figura 5.13 - Análise granulométrica conjunta das amostras correspondentes à fácies da Formação Rio Claro com mais de 40% de conteúdo argiloso.



Figura 5.14 - Análise granulométrica conjunta das amostras correspondentes ao contato entre as formações Rio Claro e Corumbataí.



Figura 5.15 - Análise granulométrica conjunta das amostras correspondentes à Formação Corumbataí.

Verifica-se que a Formação Rio Claro apresenta grande variabilidade da relação areia/argila, possuindo desde areias limpas até lentes ricas em silte e argila. Quanto à Formação Corumbataí, principal unidade sotoposta à Formação Rio Claro no município de Rio Claro, verifica-se a prevalência das frações silte e argila, sendo que a areia fina contribui com um máximo de 15% da composição das amostras analisadas. Quanto às amostras coletadas logo acima do contato entre a Formação Corumbataí e a Formação Rio Claro nota-se uma grande variabilidade granulométrica, com grande variação nas quantidades de argila, silte e areia fina, e principalmente, uma grande contribuição de grânulos nessas amostras.

A partir dessas análises é possível calcular a condutividade hidráulica de cada conjunto amostrado, com vistas ao melhor entendimento das características hidráulicas das diferentes porções da Formação Rio Claro e da Formação Corumbataí, junto ao contato.

5.4 Caracterização Hidráulica

5.4.1 Estimativa do Fluxo de Recarga

A estimativa da variação do fluxo de recarga no Aquífero Rio Claro, utilizando o *software* Hydrus 1D, foi simulada para o período de 2002 a 2014 (Figura 5.16) e para os anos de 2013 e 2014 (Figura 5.17), com destaque para o período monitorado.



Figura 5.16 – Taxas de recarga calculadas para o período de 2002 (t = 365) a 2014 (t=5111).



Figura 5.17 – Taxas de recarga calculadas para o período de 2013 (t = 4381) a 2014 (t=5111). Destacado o período monitorado de setembro de 2013 (t = 4624) a setembro de 2014 (t=4989).

A impermeabilização do solo no município de Rio Claro mostrou uma influência significativa na recarga do Aquífero Rio Claro, sendo que os resultados dessa relação foram publicados em Teramoto et al. (2015). O impacto da impermeabilização pode ser observado comparando-se o comportamento do nível d'água em poços que estão em áreas impermeabilizadas (região central da cidade) e em áreas com baixo grau de impermeabilização, como no Câmpus da UNESP (Figuras 5.18 e 5.19).



Figura 5.18 – Localização dos poços de monitoramento na área urbana do munícipio de Rio Claro/SP (TERAMOTO et al., 2015).



Figura 5.19 - Flutuação do nível d'água nos poços de monitoramento (TERAMOTO et al., 2015).

Tendo em vista as discrepâncias locais na recarga, causadas pela impermeabilização da cobertura do solo, admite-se que as taxas de recarga calculadas pelo Hydrus são relativas às áreas de recarga do aquífero com pouca cobertura impermeável. Assim, é necessária uma análise da cobertura do solo na área de abrangência do Aquífero Rio Claro (Figura 5.20) para poder melhor inferir a variação espacial das taxas de recarga a serem inseridas no modelo numérico.



Figura 5.20 – Classificação por pixel da cobertura do solo na área de abrangência do Aquífero Rio Claro (TERAMOTO et al., 2015).

5.4.2 Granulometria Conjunta e Testes de Slug

Pelo método da granulometria conjunta, foi possível obter curvas granulométricas e calcular condutividades hidráulicas que caracterizam cinco unidades distintas, das quais três referem-ses à Formação Rio Claro, uma à Formação Corumbataí e a última referente ao contato entre essas formações.

O método de Shepherd mostrou-se ser o mais eficiente para o cálculo das condutividades hidráulicas, pois possibilitou o cálculo da condutividade da maioria das amostras, já que em apenas três delas obteve-se o parâmetro Di₁₀ necessário para a equação de Hazen, e em apenas quatro amostras foi possível calcular o desvio padrão necessário para a equação de Krumbein & Monk.

Os resultados de condutividade hidráulica obtidos por diferentes métodos indicam discrepância entre eles (Figura 5.21), pois são utilizadas diferentes variáveis para cada equação. O que diferencia cada método é que, enquanto o método de Hazen utiliza apenas o diâmetro efetivo, o método de Shepherd também utiliza as características texturais dos grãos. Por sua vez, para o cálculo pelo método de Krumbein & Monk, utiliza-se a permeabilidade do sedimento.



Figura 5.21 - Gráfico log de barras comparando os valores de condutividades hidráulicas calculadas por diferentes métodos.

O método de Shepherd apresentou resultados consistentes, o que pode ser ressaltado nas amostras coletadas nas sondagens realizadas no Câmpus da UNESP (Figura 5.22). Observase nos perfis de variação de condutividade hidráulica (Figuras 5.23 e 5.24) que amostras coletadas até profundidades próximas de 8 metros foram descritas como arenitos siltosos (20% a 40% de argila), sobrepostas a uma lente de argila de cerca de 3 metros de espessura. Os 3 metros abaixo da lente de argila mais rasa consistem em um material mais arenoso, fino e de cor creme avermelhada. Mais abaixo ocorre uma segunda lente de argila, com aproximadamente 2 metros de espessura, sobreposta a material arenoso, similar ao identificado anteriormente.



Figura 5.22 – Variação granulométrica, em profundidade, nas sondagens SP-01 e SP-04.



Figura 5.23 - Perfil de variação da condutividade hidráulica (método de Shepherd) da sondagem SP-01 mostrando as litologias correspondentes.



Arenito (Fm Rio Claro - fácies <20%)

Arenito siltoso (Fm Rio Claro - fácies argilosa 20-40%)

Lente de argila (Fm Rio Claro - fácies >40%)

Figura 5.24 - Perfil de variação da condutividade hidráulica (método de Shepherd) da sondagem SP-04 mostrando as litologias correspondentes.

Os resultados mostram três fácies sedimentares da Formação Rio Claro, que diferem principalmente pela porcentagem de argila e silte contida nas amostras: até 20%, entre 20% e 40% e maior que 40%. Na fácies com até 20% de conteúdo argiloso, a condutividade hidráulica calculada pelo método de Shepherd varia entre 2,2 x 10^{-3} cm/s e 8,3 x 10^{-3} cm/s; na fácies com 20% a 40% de fração fina, varia entre 1,2 x 10^{-3} cm/s e 2,5 x 10^{-3} cm/s; e nas amostras com mais de 40% de fração fina a condutividade hidráulica varia entre 5,0 x 10^{-6} cm/s e 5,0 x 10^{-5} cm/s. Nas amostras da Formação Corumbataí, os valores de condutividade hidráulica obtidos estão entre 9,6 x 10^{-7} cm/s e 2,5 x 10^{-6} cm/s e, por fim, as condutividades dos sedimentos coletados junto ao contato apresentaram ampla variação, entre 10^{-2} cm/s e 10^{-4} cm/s.

Foram realizados testes de *slug* em seis poços diferentes, sendo dois localizados no Câmpus da UNESP (PM-01 e PM-02) e quatro poços distribuídos pelo município de Rio Claro (P1, P3, P6 e P10) (Figura 5.25). O poço P10 está localizado no contato entre a Formação Rio Claro sotoposta a um depósito aluvionar.



Figura 5.25 - Gráfico mostrando a condutividade hidráulica das amostras pelo método de Shepherd e pelos testes de Slug.

5.5 Modelo Conceitual

Baseado nas investigações hidroestratigráficas, geofísicas, resultados das perfurações e monitoramento de poços, resultados dos testes de aquífero e características do fluxo subterrâneo analisadas neste estudo e em trabalhos anteriores, é possível estabelecer um modelo conceitual para o Aquífero Rio Claro. O modelo conceitual reúne os principais aspectos desse sistema hidrogeológico, no intuito de o modelo numérico responder adequadamente às questões levantadas neste estudo.

Abaixo estão relacionadas as premissas impostas ao modelo conceitual.

- O aquífero é do tipo livre em toda sua extensão, inexistindo camadas confinantes expressivas na escala de trabalho adotada.
- 2. A descarga da água subterrânea se direciona exclusivamente para as drenagens que cortam o aquífero e para as nascentes no contato com a Formação Corumbataí. Tal premissa é corroborada pelos valores reduzidos de condutividade elétrica da água subterrânea, com valores próximos às das águas superficiais e pluviais, indicativos de um período de residência da água muito curto e de que a descarga ocorre nas drenagens presentes.
- 3. É admitido que as unidades situadas imediatamente abaixo da Formação Rio Claro são impermeáveis, representadas, portanto, por uma condição de fluxo nulo. Esta premissa se justifica pela existência de um grande contraste nos valores de condutividade hidráulica entre os litotipos que compõem o aquífero e as unidades mais antigas, formações Corumbataí e Serra Geral, com conectividade hidráulica nula ou pouco expressiva. Como apontado em diversos trabalhos renomados de hidrogeologia, quando existe uma diferença superior a duas ordens de grandeza em relação aos valores de condutividade hidráulica, o fluxo pode ser considerado paralelo a este contato, justificando a adoção de um contorno impermeável.
- 4. Os limites do aquífero são representados por contornos de não-fluxo devido a sua posição topográfica mais elevada, na forma de um platô isolado, sendo as saídas de água representadas pelas nascentes distribuídas ao longo do contato.

5.6 Modelo Matemático

5.6.1 Discretização do Modelo

A discretização do domínio do modelo foi realizada com vistas à representação detalhada do fluxo dentro da escala adotada de trabalho. Deste modo, o modelo foi discretizado em uma malha de 381.738 elementos finitos (triângulos irregulares), com 192.360 nós. A distância entre os nós varia entre 150 m e 1 m, com maior refinamento nas bordas do modelo, nas drenagens e nos poços de monitoramento. O número de elementos que possuem ângulo obtuso maior que 120° perfazem somente 0,1%, e apenas 19,8% possuem ângulo acima de 90°, caracterizando uma malha de elementos finitos de boa qualidade.

A área simulada possui 89,73 km² e foi discretizada em uma camada, perfazendo um volume simulado de 2,9 km³. Também foram representados 27 poços de observação. A configuração adotada para o modelo está representada na Figura 5.26.



Figura 5.26 – Configuração da área simulada com a malha de elementos finitos com refinamento nas drenagens, nas bordas e nos poços. Os pontos vermelhos representam os 27 poços de observação.

A topografia do modelo foi gerada a partir de informações do modelo digital do terreno obtido da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e cartas topográficas do IBGE e está ilustrada na Figura 5.27.



Figura 5.27 – Cota altimétrica do topo do modelo.

A superfície correspondente à base impermeável do modelo, representada pelo contato da base da Formação Rio Claro, foi gerada a partir da interpolação dos dados de Oliva (2002) e afloramentos visitados na área. A Figura 5.28 mostra o resultado tridimensional do domínio simulado e os valores de espessura do modelo.



Figura 5.28 – Visualização em 3-D do domínio simulado, com valores de espessura (exagero vertical 30X).
5.6.2 Condições de Contorno

Como postulado no modelo conceitual, o Aquífero Rio Claro não possui conectividade hidráulica significante com as unidades litoestratigráficas sotopostas, portanto foi imposta uma condição de fluxo nulo nos limites laterais e inferior do modelo, sendo que nos limites laterais a saída de água se dá pelas drenagens e nascentes.

Foram impostas condições de contorno de terceiro tipo nas drenagens interiores que cortam o aquífero, ou seja, o fluxo é dependente da carga hidráulica. Para uma modelagem adequada, esses rios foram assumidos como tendo 1 metro de largura média e a condutividade hidráulica do leito do rio semelhante à condutividade hidráulica da Formação Rio Claro. Por fim, foi utilizado o contorno de carga especificada do tipo *seepage face* nas nascentes ao longo do contato.



Figura 5.29 – Visualização em 3-D do domínio simulado com as condições de contorno representadas: em vermelho, o contorno de fluxo nulo, em azul, o contorno de carga especificada do tipo *seepage face* nas nascentes e em verde, o contorno de terceiro tipo nas drenagens que cortam o aquífero (exagero vertical 30X).

5.7 Simulação em Regime Estacionário

5.7.1 Distribuição da Recarga

O resultado da simulação indica que a taxa de recarga no tempo t_0 (*steady state*) é de 8,35 x 10⁻⁴ m/dia nas áreas de recarga, como o Câmpus da UNESP. Em áreas com alto grau de impermeabilização, exemplo da porção sul do aquífero onde se localiza a área urbana de Rio Claro, a taxa de recarga é menor, 4 x 10⁻⁴ m/dia. Em áreas de recarga com praticamente zero de impermeabilização a taxa de recarga é maior, como 12 x 10⁻⁴ m/dia.



Figura 5.30 - Distribuição dos valores de recarga por precipitação com melhor resposta na simulação.

5.7.2 Condutividade Hidráulica

Para as simulações realizadas nesta etapa de trabalho foi adotado um valor médio de condutividade hidráulica para os arenitos da Formação Rio Claro de 2,0 x 10^{-5} m/s, que representa um valor médio ponderado dos resultados dos ensaios realizados. Para as áreas onde a unidade é mais argilosa, o valor de condutividade hidráulica adotado foi de 9,0 x 10^{-7} m/s; no centro da área, onde um riacho corre sobre uma base rica em cascalho, foi adotada condutividade hidráulica de 9,0 x 10^{-5} m/s (Figura 5.31). Estes valores foram considerados para a condutividade hidráulica horizontal (Kx = Ky). Os valores de condutividade vertical (Kz) são menores e diferem em uma ordem de grandeza.



Figura 5.31 – Distribuição dos valores de condutividade hidráulica horizontal.

5.7.3 Correlação entre os valores de Carga Hidráulica

O principal critério de calibração utilizado foi a verificação dos valores de carga hidráulica reais e os calculados para o modelo. Para esta etapa foram utilizados 27 poços locados na área de interesse e com filtros no Aquífero Rio Claro (Figura 5.32).



Figura 5.32 – Distribuição espacial dos 27 poços de observação utilizados na calibração.

A Figura 5.33 apresenta o gráfico de dispersão dos valores de carga hidráulica observados e calculados. Atentar para os bons índices de ajustamento, como erro normalizado quadrático NRMSE = 2,75%, coeficiente de determinação $R^2 = 0,98$ e coeficiente de correlação $\rho = 99,22\%$.



Figura 5.33 – Gráfico de correlação dos valores de carga hidráulica observados nos poços de observação *versus* os calculados pela simulação.

5.7.4 Análise de Sensibilidade

Após a calibração do modelo, foram realizadas análises de sensibilidade para avaliação do grau de dependência dos resultados deste modelo frente aos parâmetros de entrada. Assim, foram realizadas modificações de 20% do valor original dos parâmetros de recarga e condutividade hidráulica utilizados no modelo e submetidos a novas simulações, sendo adotado, neste caso, o critério de calibração RMS como ponderador de sensibilidade.

A Tabela 5.1 apresenta os resultados dos coeficientes de sensibilidade com alteração de 20% nos parâmetros de condutividade hidráulica e recarga, obtidos separadamente em zonas (três diferentes zonas cada) e em todo o modelo.

Parâmetro	RMS	RMS alterado	Coef. de Sensib.	
K1 (2e⁻⁵m/s)	2.619	2.678	0.294	
K2 (9e ⁻⁷ m/s)	2.619	2.546	0.365	
K3 (9e⁻⁵m/s)	2.619	2.667	0.238	
Kt	2.619	2.716	0.488	
Кху	2.619	2.693	0.369	
Kz	2.619	2.598	0.104	
R1 (12e ⁻⁴ m/d)	2.619	2.831	1.061	
R2 (8e-4 m/d)	2.619	2.684	0.323	
R3 (4e-4 m/d)	2.619	2.853	1.170	
Rt	2.619	3.319	3.501	

 Tabela 5.1 – Resultados da análise de sensibilidade para os parâmetros de condutividade hidráulica e recarga, com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.

Nota: Rt, recarga; Kt, condutividade; Kxy, condutividade horizontal e Kz, condutividade vertical.



Figura 5.34 – Gráfico ilustrando os coeficientes de sensibilidade do critério de calibração RMS dos resíduos, encontrados na simulação, com a modificação dos parâmetros de entrada do modelo.

Os resultados obtidos com a modificação dos parâmetros por zonas mostram que a zona com maior sensibilidade é a R3 (4 x 10^{-4} m/dia), seguida pela R1 (12×10^{-4} m/dia). No entanto, o modelo mostrou-se pouco sensível à variação da condutividade hidráulica em zonas separadas. A análise de sensibilidade com modificação em 20% dos parâmetros em todo o domínio na simulação em regime estacionário mostra um coeficiente de sensibilidade relacionado à mudança no parâmetro de recarga (Rt) muito superior ao da mudança na condutividade hidráulica (Kt), predominando neste último uma sensibilidade maior na componente horizontal (Kxy).

No geral, é importante salientar que predominam valores de coeficiente de sensibilidade muito baixos, os quais, na média, resultam em erros de 0,18%, alterando a calibração em 0,14 m. Caracteriza-se assim um modelo em regime estacionário com grau de confiança adequado para o estudo.

5.7.5 Balanço de Fluxo

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

A somatória de entrada de água no aquífero é de 56.966,7 m³/dia, que corresponde à recarga por precipitação (53.444 m³/dia) e à participação de recarga pela drenagem (3.522,7 m³/dia). O valor total de saída do modelo é de 56.966 m³/dia, que consiste na saída de água pelas drenagens. O balanço total simulado é de +0,63946 m³/dia, que corresponde a 0,001% do volume de água do modelo, ou seja, o modelo está calibrado e balanceado. Estes valores podem ser vistos na Figura 5.35, que apresenta o balanço hidráulico do modelo.



Figura 5.35 – Balanço hidráulico do modelo.

5.7.6 Potenciometria Simulada

As Figuras 5.36 e 5.37 ilustram a distribuição de carga hidráulica gerada pela simulação em regime estacionário. É de se notar que os valores de carga hidráulica são concordantes com a conformação topográfica e têm a mesma direção de fluxo do mapa potenciométrico inicial observado, majoritariamente para sul.



Figura 5.36 - Mapa potenciométrico gerado pela simulação em regime estacionário.



Figura 5.37 – Distribuição da carga hidráulica gerada pela simulação em regime estacionário.

5.8 Simulação em Regime Transiente

Foi simulado o modelo correspondente a todo o período monitorado (385 dias). A distribuição de carga hidráulica, condutividade hidráulica e as condições de contorno resultantes da calibração do modelo permanente foram utilizadas como condições iniciais na simulação em modelo transiente. A correlação entre as cargas hidráulicas calculadas e observadas ao longo do tempo foi o principal método de calibração, e para isso foram variados os valores e distribuição das taxas de recarga e da porosidade efetiva do meio.

5.8.1 Variação da Recarga

A recarga observada nos poços de monitoramento, durante o período em que houve recuperação ou estagnação do nível d'água em alguns poços, se deu entre o 82º e o 150º dia de monitoramento. Assim, foram distribuídas zonas de recarga nesses 68 dias com valores de acordo com o comportamento do lençol freático observado em cada poço (Figura 5.38).

Nas áreas com maior recuperação obteve-se uma taxa de recarga de 32×10^{-4} m/d e de 24×10^{-4} m/d. Já nas áreas com menor recuperação e maior efeito da impermeabilização, os valores calculados foram de 16,7 x 10^{-4} m/d e 8 x 10^{-4} m/d.



Figura 5.38 – Distribuição dos valores de recarga por precipitação empregados entre o 82° e o 150° dia com melhor resposta na simulação.

5.8.2 Porosidade Efetiva

A distribuição e os valores relativos à porosidade efetiva (Sy) podem ser vistos na Figura 5.39. A maioria dos poços de monitoramento, e consequentemente a maior parte do aquífero, foi calibrada com valor Sy de 15%. Já na parte sudeste do aquífero, incluindo o Câmpus da UNESP, foi calibrado com Sy de 11%.



Figura 5.39 – Distribuição dos valores de porosidade efetiva com melhor resposta na simulação.

Os valores baixos de Sy na região sudeste podem ser entendidos pela grande quantidade de lentes espessas de argila intercaladas nos arenitos da Formação Rio Claro, como pode ser visto no perfil de um ensaio SPT realizado no Câmpus da UNESP (Figura 5.24) e correlacionase com os baixos valores de resistividade elétrica referente à eletrofácies silto-argilosa de Oliva (2006).

5.8.3 Correlação entre os valores de Carga Hidráulica

O principal critério de calibração utilizado, assim como na simulação em regime permanente, foi a verificação dos valores de carga hidráulica reais e os calculados para o modelo. Para esta etapa foram utilizados 16 poços, 8 com monitoramento semanal (PMs) e 8 quinzenal (Ps), locados na área de interesse e com os filtros no Aquífero Rio Claro.

O comportamento da carga hidráulica foi simulado observando-se as quedas e as subidas do NA nos poços (Tabela 5.2). Observou-se boa correlação entre o comportamento observado e o calculado pela simulação (Figura 5.40), com índice de correlação linear de 94,75%, coeficiente de determinação $R^2 = 89,77\%$, RMS = 0,542 m (1,13% de NRMSE).

A Figura 5.41 traz o gráfico de dispersão dos valores de carga hidráulica observados e calculados em todo o período, perfazendo um total de 403 medições. Atentar para os bons índices de ajustamento, como erro normalizado quadrático NRMSE = 2,95%, coeficiente de determinação $R^2 = 97,61\%$ e coeficiente de correlação $\rho = 98,8\%$.

Ροçο	PM-01	PM-02	PM-03	PM-04	PM-05	PM-06	PM-07	PM-EF
Queda NA Observada (m)	1.47	1.51	1.28	1.53	1.81	1.51	1.41	1.21
Queda NA Calculada (m)	1.49	1.49	1.49	1.49	1.50	1.48	1.46	1.47
Subida NA Observada (m)	0.42	0.43	0.42	0.47	0.57	0.34	0.42	0.39
Subida NA Calculada (m)	0.45	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.45	0.46
Ροçο	P3	P6	P9	P13	P14	P16	P18	P19
Queda NA Observada (m)	1.17	0.97	0.78	0.31	1.02	1.89	-	1.27
Queda NA Calculada (m)	1.20	0.95	1.10	0.28	0.87	1.64	1.65	1.20

Tabela 5.2 – Quedas e subidas do NA observadas nos poços e calculadas pela simulação.



Figura 5.40 – Exemplos do comportamento da carga hidráulica observada e a calculada pela simulação.



Figura 5.41 – Gráficos de correlação dos valores de carga hidráulica observados nos poços de observação versus os calculados pela simulação.

5.8.4 Análise de Sensibilidade

Tendo em vista as incertezas que influenciam o modelo transiente calibrado, foi efetuada a análise de sensibilidade a fim de ponderar a influência de parâmetros incertos no modelo e assim estipular o grau de confiabilidade dos parâmetros de recarga e porosidade efetiva. A Tabela 5.3 apresenta os resultados dos coeficientes de sensibilidade com alteração de 20% nos parâmetros de porosidade efetiva e recarga, obtidos separadamente em zonas e em todo o modelo.

Tabela 5.3 – Resultados de análise de sensibilidade para os parâmetros de porosidade efetiva (Sy) e recarga (R),com alteração de 20% nos valores obtidos na calibração do modelo.

Parâmetro	RMS	RMS alterado	Coef. de Sensib.	Parâmetro	RMS	RMS alterado	Coef. de Sensib.
Sy1 (0.15)	2.006	2.040	0.168	R1 (32e-4 m/d)	2.006	2.017	0.055
Sy2 (0.11)	2.006	2.019	0.064	R2 (24e-4 m/d)	2.006	2.006	0.000
Syt	2.006	2.055	0.242	R3 (16e-4 m/d)	2.006	2.008	0.007
				Rt	2.006	2.019	0.064

Nota: Rt, recarga em todo o domínio; Syt, porosidade efetiva em todo o domínio.



Figura 5.42 – Gráfico ilustrando os coeficientes de sensibilidade do critério de calibração RMS dos resíduos, encontrados na simulação, com a modificação dos parâmetros de entrada do modelo.

Os resultados obtidos com a modificação dos parâmetros por zonas mostram que a zona com maior sensibilidade é a Sy1 (15% de porosidade efetiva), e que o modelo mostra-se pouco sensível à variação da recarga em zonas separadas. A análise de sensibilidade com modificação em 20% dos parâmetros em todo o domínio na simulação, em regime transiente, mostra coeficiente de sensibilidade relacionado à mudança no parâmetro de porosidade efetiva (Syt) superior ao da mudança na recarga (Rt).

No geral, verifica-se a predominância de valores de coeficiente de sensibilidade muito baixos, os quais, na média, resultam em erros de 0,036% no NRMSE, alterando a calibração em 0,017 m. Até mesmo o parâmetro ao qual o modelo é mais sensível, Syt, altera o NRMSE em apenas 0,1%, influenciando apenas 0,048 m na calibração. Portanto, têm-se um modelo em regime transiente com elevado grau de confiança nos parâmetros de entrada.

5.8.5 Balanço de Fluxo

Como resultado do modelo em regime transiente, tem-se o balanço de fluxo ao final dos 385 dias de monitoramento (Figura 5.43). A somatória de entrada de água no aquífero é de 9,93 milhões de m³, que corresponde à recarga por precipitação (9,26 milhões m³) e uma participação de recarga pela drenagem (669 mil m³). O valor total de saída do modelo é de 24,3 milhões de m³, que consiste na saída de água pelas drenagens (14,8 milhões m³) e pelas nascentes no contato (9,49 milhões m³). Quanto ao armazenamento, houve perda de 20,5 milhões de m³ e captura de 6,34 milhões m³, ou seja, ao final desse ano de seca o aquífero perdeu 14,2 milhões



de m³. Considerando uma reserva total calculada de 2,7 x 10^8 m³, essa perda perfaz cerca de 5,26% da reserva do aquífero.

Figura 5.43 – Balanço hidráulico do modelo transiente.

A Figura 5.44 apresenta a variação dos fluxos de entrada e saída do aquífero e a chuva cumulativa durante os 385 dias simulados.



Figura 5.44 – Variação dos fluxos de entrada e saída do modelo e a chuva cumulativa.

Ao final da simulação de 385 dias verificou-se que não houve mudança brusca nos sentidos do fluxo das águas subterrâneas no Aquífero Rio Claro (Figura 5.45); apenas rebaixamento de cerca de 1 metro no compartimento sul do aquífero, com maior impacto na região central da área urbana (centro-sul), e rebaixamento variando aproximadamente entre 1 m e 2 m na região norte (Figura 5.46).



Figura 5.45 – Mapas potenciométricos gerados pela simulação: à esquerda, potenciometria inicial t₀, e à direita, potenciometria final no t₃₈₅.



Figura 5.46 – Mapa de rebaixamento.

5.9 Cenário de Explotação

Nas simulações para o cenário de explotação foram utilizados os poços cadastrados no SIAGAS, que se localizam sobre o Aquífero Rio Claro (Figura 4.4); as vazões desses poços foram simuladas como se todos estivessem explotando este aquífero.

Como o Aquífero Rio Claro é relativamente raso em toda a sua extensão e seus litotipos são de fácil perfuração, seu uso seria ideal para uma extração com custos reduzidos. No entanto, há pontos importantes a serem devidamente avaliados para a sua explotação, visto que se trata de um aquífero raso e, portanto, sujeito a contaminação.

Como o presente trabalho foca nos aspectos ligados às características do reservatório, como balanço hídrico e reservas, é analisado aqui apenas o potencial de extração do aquífero, não sendo escopo do trabalho avaliar questões relacionadas às condições/características da água, como potabilidade, hidroquímica e possíveis contaminações.

5.9.1 Balanço de Fluxo

Como resultado do modelo do cenário de explotação, tem-se o balanço de fluxo ao final dos 385 dias de explotação (Figura 5.47). A somatória de entrada de água no aquífero é de 9,98 milhões de m³, que corresponde à recarga por precipitação (9,26 milhões m³) e uma participação de recarga pela drenagem (716 mil m³). O volume total de saída do modelo perfaz 28,1 milhões de m³, que consiste na saída de água pelas drenagens (14,7 milhões m³), pelas nascentes no contato (9,35 milhões m³) e pelo bombeamento dos poços (4,07 milhões m³). Quanto ao armazenamento, houve uma perda de 23,8 milhões de m³ e captura de 5,91 milhões de m³, ou seja, ao final de um ano nesse cenário de explotação o aquífero perdeu 17,9 milhões de m³. Considerando uma reserva total calculada de 2,7x10⁸ m³, essa perda perfaz cerca de 6,64% da reserva do aquífero, sendo que os poços de extração representam aproximadamente 1,5% dessa reserva total.



Figura 5.47 – Balanço hidráulico do modelo de cenário de explotação.

A Figura 5.48 apresenta a variação dos fluxos de entrada e saída do aquífero e a extração por poços de bombeamento durante os 385 dias simulados.



Figura 5.48 - Variação dos fluxos de entrada e saída do modelo com o bombeamento dos poços.

5.9.2 Potenciometria Simulada

Ao final da simulação de 385 dias de cenário de explotação, verificou-se que o impacto na potenciometria do Aquífero Rio Claro (Figura 5.49) deveu-se ao considerável rebaixamento em praticamente toda a extensão do aquífero. A região norte mostrou menor impacto dado que possui menos poços de extração e extensa área agrícola na porção nordeste sem conexão com os poços da porção oeste (Figura 5.50). As regiões central e sul sofreram maior impacto com a extração de água, com destaque para a área do polo industrial de Rio Claro, onde há a maior concentração de poços de bombeamento do município. Nessa porção verificou-se um rebaixamento que chega até próximo da base do aquífero, com grande possibilidade de haver depleção em vários poços.



Figura 5.49 – Mapas potenciométricos gerados pela simulação de cenário de explotação: à esquerda, potenciometria inicial t₀, e à direita, potenciometria final no t₃₈₅.



Figura 5.50 – Mapa de rebaixamento para o cenário de explotação.

O impacto da explotação na área central do aquífero pode ser verificado claramente nos poços monitorados na porção norte da área urbana de Rio Claro, como no poço P14 e nos poços do Câmpus da UNESP (Figura 5.51).



Figura 5.51 – Exemplos do comportamento da carga hidráulica observada, calculada e a simulada no cenário de explotação nos poços P14 (porção norte da área urbana de Rio Claro) e PM-06 (Câmpus da UNESP).

6 CONCLUSÕES

O desenvolvimento de um modelo numérico hidrogeológico permite jogar luz sobre a dinâmica do Aquífero Rio Claro frente a estresses como períodos de seca e explotação de águas subterrâneas. Diferentes técnicas e ensaios foram executados para o entendimento acerca do arcabouço geológico e dos parâmetros hidrodinâmicos da unidade aquífera, provendo assim um alicerce para a elaboração do modelo conceitual hidrogeológico da área.

A partir de ensaios de granulometria conjunta verifica-se um espectro de variação no teor de argila na Formação Rio Claro, sendo possível dividir esta unidade em três fácies distintas: até 20% de material argiloso, 20% a 40% de material argiloso e lentes argilosas com teor maior que 40%. As amostras coletadas logo acima do contato com a Formação Corumbataí apresentam uma ampla variação na distribuição granulométrica. A Formação Corumbataí possui predominância de silte e argila e é marcadamente distinta da unidade aquífera. O método de Shepherd mostra claramente as diferenças entre estas unidades e, em conjunto com testes de *Slug*, caracteriza a variabilidade da condutividade hidráulica no arcabouço estudado.

O Aquífero Rio Claro possui distribuição potenciométrica com fluxo predominantemente para sul, acompanhando a topografia, com descargas locais nas drenagens interiores e em nascentes distribuídas nas bordas do aquífero; a porção leste descarrega no Ribeirão Claro e a oeste no Rio Corumbataí. A porção norte do aquífero, mais agrícola, liga-se à porção sul, urbanizada, por uma porção estreita (cerca de 2 km) onde está localizado o distrito industrial do município de Rio Claro.

A porção norte é a principal área de recarga do aquífero, está topograficamente mais elevada, possui maior espessura e poucos poços de bombeamento. Esta área é predominantemente agrícola, com presença de cana de açúcar, mata nativa e de reflorestamento e vegetação rasteira (pastagem). Há ainda a presença de extensas lagoas de topo e nascentes em cotas elevadas, indicando a presença de níveis argilosos na Formação Rio Claro, em geral responsáveis por aquíferos suspensos localmente.

A porção sul é altamente urbanizada, com extensa cobertura de baixa permeabilidade (concreto, asfalto, telhados etc.) e rios canalizados. O monitoramento de poços nesta área indica impacto da impermeabilização nas taxas de recarga do aquífero. Há de se considerar aspectos não abordados neste estudo, porém com risco de impactar esta área, como vazamentos da rede de abastecimento urbano e da rede de esgoto. Estes impactos sobre a recarga e as águas subterrâneas abaixo da malha urbana demandam estudos específicos sobre a drenagem urbana do município.

A simulação numérica do fluxo de águas subterrâneas permite avaliar o impacto da seca no Aquífero Rio Claro nos anos de 2013 e 2014. O balanço de fluxo mostra que o principal componente de recarga deste aquífero é a precipitação, o que evidencia a importância dessa variável na dinâmica das águas subterrâneas. No período estudado, o aquífero perdeu 14,2 milhões de m³ do seu armazenamento, que totalizava cerca de 270 milhões de m³ de água. Ou seja, o impacto ocasionado por esse período de seca, com uma precipitação quase 30% menor do que a média histórica, reduziu em cerca de 5,3% o volume de água subterrânea armazenada. Esta perda resultou em rebaixamento do nível d'água no aquífero da ordem de 1 m a 2 m em grande parte da área.

Segundo dados de poços cadastrados no município de Rio Claro, existem 54 poços profundos bombeando aproximadamente 450 m³/h, sendo que a grande maioria explora as águas do Subgrupo Itararé. Em um cenário de estresse máximo de explotação, em que o Aquífero Rio Claro fosse responsável por toda essa demanda de água subterrânea durante todo um período de seca extraordinária, o aquífero perderia 17,9 milhões de m³ de água, o que equivale a cerca de 6,6% do seu armazenamento. A extração dos poços totaliza 4 milhões de m³, aproximadamente 1,5% do armazenamento. Considerando a taxa de recarga calculada no regime estacionário (2,4 x 10³ m³/h), o bombeamento dos poços atinge aproximadamente 19% da recarga do aquífero. Portanto, o Aquífero Rio Claro tem potencial para comportar esse volume de explotação.

Quando se analisa esse volume de extração considerando a totalidade do aquífero, o volume de bombeamento não proporciona risco para a manutenção da reserva de água subterrânea. No entanto, a concentração espacial dos poços adverte para problemas locais. Este cenário indica um forte impacto na região do distrito industrial e na área urbana de Rio Claro, porções central e sul do aquífero. A concentração de poços de bombeamento no centro urbano pode criar um "gargalo" na área que liga as porções norte e sul do aquífero e o desenvolvimento de um cone de rebaixamento que depletaria poços nessa região. A porção norte, responsável por boa parte da recarga do aquífero, seria a menos afetada pelos poços, primeiro pela baixa quantidade destes, segundo por estarem localizados em compartimentos que pouco impactam a principal zona de recarga.

É importante salientar que há incertezas inerentes ao processo de modelagem e às diferentes técnicas utilizadas, e que as conclusões aqui elencadas possuem maior eficácia nas áreas com maior abundância de informação. A análise dos resultados obtidos neste estudo permite afirmar que o modelo elaborado possui representatividade frente às condições reais regionais e fornece subsídios para uma compreensão acurada do comportamento das águas subterrâneas do Aquífero Rio Claro.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Bol. Instituto Geográfico e Geológico**, n. 41, p. 169-263, 1964.

ALMEIDA, F. F. M. & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. **Bol. Div. Geol. Min. DNPM**, n. 143: 1-96. 1953.

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

ANDERSON, M. P.; WOESSNER, W. W.; HUNT, R. J. Applied Groundwater Modeling: simulation of flow and advective transport. Academic press, 564 p., 2015.

ANDRADE, S. M. & SOARES, P. C. Geologia de semi detalhe do centro- leste de São Paulo. Petrobrás. (Relatório Interno, DESUL, 407). 1971.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). Solo – Análise Granulométrica, (MB 32) NBR 7181, Rio de Janeiro, 13 p. 1984.

ASTM – AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. Standard Method for Specific Gravity of Soils, ASTM D 854, Philadelphia, PA. 1998.

ASTM – AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. Standard Guide for Conducting a Sensitivity Analysis for a Ground-Water Flow Model Application, ASTM D 5611-94. Reaprovado em 2016. Philadelphia, PA. 2016.

BARRANCOS, J. T. G. Estudo das Águas Subterrâneas na Área do Entorno das Cidades de Rio Claro e Santa Gertrudes-SP. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Estadual Paulista - Júlio de Mesquita Filho. Campus de Rio Claro. 158p., 2005.

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

BEAR, J.; BELJIN, M.S. & ROSS, R.R. Fundamentals of Ground-Water Modeling. U.S. EPA Ground Water Issue. Superfund Technology Support Center for Ground Water. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency. Ada, Oklahoma. EPA/540/S-92/005. 1992.

BJORNBERG, A. & LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (neocenozóico). Boletim Sociedade Brasileira Geologia, 15 (4): 43-67. 1966.

BOUKHEMACHA, M.A.; GOGU, C.R.; SERPESCU, I.; GAITANARU, D.; BICA, I. A hydrogeological conceptual approach to study urban groundwater flow in Bucharest city, Romania. **Hydrogeol J** 23 (3), p. 437. 2015.

BOUWER, H. & RICE, R. C. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. **Water Resources Research**. Washington (DC), n. 12, p. 423-28, 1976.

BREDEHOEFT, J., & HALL, P. Ground-water models. Ground Water, 33(4), p. 530-531, 1995.

CAETANO, M. R. Aplicação de métodos quantitativos ao estudo comparado de seções litológicas do paleozóico superior da Bacia Sedimentar do Paraná (Grupo Tubarão e Passa-Dois) p.9-13. Dissertação de Mestrado-Instituto de Geociências/ USP. 1978.

CAETANO-CHANG, M. R. A Formação Pirambóia no centro –leste do estado de São Paulo (Livre Docência- Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp- Rio Claro). 1997.

CHANG, H. K. & CARNIER NETO, D. **Winslug** Programa de Aquisição e Tratamento Automatizado de Testes de Slug. Unesp – Fundunesp. Registro INPI # 000332760, 2000.

CLEARY, R. W. Águas Subterrâneas. Clean Environment Brasil, Princeton Groundwater Inc, ABRH, 112 p., 2007.

COTTAS, L. R. Estudos geológico- geotécnicos aplicados ao planejamento urbano de Rio Claro- SP. São Paulo, SP. 171p., 2V. (Tese de Doutoramento – Instituto de Geociências/ USP). 1983.

DAEE - Estudo de Águas Subterrâneas, Região Administrativa 5 (Campinas), SP. São Paulo,2V. 1981.

DAWSON, K. J. & JONATHAN, I. D. Aquifer Testing: Design and Analysis of Pumping and Slug Tests. Chelsea, MI: Lewis, 350 f, 1991.

DIERSCH, H. J. G. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 f, 2014.

DNRM. Groundwater trends in the Lockyer Valley, Department of Natural Resources and Mines, Brisbane, QLD, Australia. 2003.

DNRM. Discussion paper: Lockyer Valley - declaration of the whole Lockyer Valley as a subartesian area, Department of Natural Resources and Mines, Brisbane, QLD, Australia. 2005.

DVOŘÁČEK, P. Conceptual and Numerical Groundwater Flow Model of Laidley Creek Catchment, Queensland, Australia. Queensland University of Technology, Australia. 2013.

FERRARI, A. L. Variabilidade e tendência da temperatura e pluviosidade nos municípios de Pirassununga, Rio Claro, São Carlos e São Simão (SP): estudo sobre mudança climática de curto prazo em escala local. Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Engenharia Ambiental), Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 156 p, 2012.

FERREIRA, S. R. Análise pedoestratigráfica das formações Rio Claro e Piraçununga, no Centro-Leste do Estado de São Paulo. 2005. xiii, 157 f. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005.

FERREIRA, S. R. & CAETANO-CHANG, M. R. Datação das formações Rio Claro e Piraçununga por termoluminescência. **R. Esc. Minas**, v. 61, n. 2, p. 129–134, jun. 2008.

FETTER, C. W. Applied Hidrogeology, 4a edição, Prentice Hall, New Jersey, 598 f, 2001.

FITTS, C. R. Groundwater Science, 2a edição, Academic Press, London, 672 f, 2013.

FREITAS, R. O.; MEZZALIRA, S.; ODA, G. H.; VIEIRA, P. C.; TORRES, C. C.; HACHIRO,
J.; TOMINAGA, L. K. DEHIRA, L.; MASSOLI, M.; AZEVEDO, A. A. .B.; PRESSIONTI,
M. M. N. Projeto levantamento geológico de formações superficiais. In: SIMPÓSIO
REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. Atas...Rio Claro: SBG, 1979, v. 2. p. 263-277. 1979.

FÚLFARO, V. J. & SUGUIU, K. A Formação Rio Claro, (Neo-cenozóico), e seu ambiente de deposição. **Boletim Instituto Geográfico e Geológico**, 20: 45-60. 1968.

GIMENEZ, N. B. Estudo Petrológico dos Arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo. São Paulo, 174 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Campus de Rio Claro, 1996.

HACHIRO, J. Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no estado de São Paulo, 175p. (Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências/USP). 1991.

HARGREAVES, G. H. Moisture availability and crop production. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 18, no. 5: 980–984. 1975.

HVORSLEV, M. J. Time lag and soil permeability in ground water observations. **Bul. Army Corps of Engineers** Waterway Experimentation Station, U. S. n. 36, 1951.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1981a. 2 mapas Escala 1:500.000. (Série Monografias).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo.** São Paulo, 1981b. 2 mapas Escala 1:1.000.000. (Série Monografias).

JENSEN, D. T.; HARGREAVES, G. H.; TEMESGEN, B. & ALLEN, R. G. Computation of ETo under nonideal conditions. Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE 123, no. 5: 394–400. 1997.

KUMAYAMA, D. M. Calibração de um reflectômetro (TDR) para o estudo da variação do teor de umidade num perfil de solo não saturado. 74p. Trabalho de Formatura para o Curso de Geologia. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

KRESIC, N. **Hydrogeology and groundwater modeling.** 2a edição, CRC press, Boca Raton, Florida, 870 f, 2007.

KRESIC, N.; MIKSZEWSKI, A. Hydrogeological Conceptual Site Models: data analysis and visualization. CRC press, Boca Raton, 584 f, 2013.

LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA, J. R. E. Estratigrafia do noroeste da bacia sedimentar do Paraná, p.45 (**Curso** de Especialização: Convênio IPT.- UNESP - Rio Claro). 1980.

MEDEIROS, C. B. Avaliação da vulnerabilidade a contaminação das águas subterrâneas do aquífero Rio Claro na mineração Mandu, distrito de Ajapi - Rio Claro-SP. Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, 2012.

MELO, S. M. A Formação Rio Claro e Depósitos Associados: Sedimentação Neocenozóica na Depressão Periférica Paulista. São Paulo, 144p. (Tese de Doutoramento- Instituto de Geociências/USP). 1995.

MELO, S. M.; COIMBRA, M. A.; CUCHIERATO, G. Fácies Sedimentares da Formação Rio Claro, Neocenozóico da Depressão Periférica Paulista. **Revista IG São Paulo**, 18: (1/2), 49-63, jan./dez. 1997.

MONTEIRO, C. A. F. A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo. São Paulo: USP. Instituto de Geografia, 130p. 1973.

MORRIS, B. L.; LAWRENCE, A. R. L.; CHILTON, P. J. C.; ADAMS, B.; CALOW R. C.; KLINCK, B. A. Groundwater and its Susceptibility to Degradation: A Global Assessment of the Problem and Options for Management. Early Warning and Assessment Report Series, RS. 03-3. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya. 2003.

NETO, D. C. Análise das séries temporais de monitoramento de Nível d'água em poços no aquífero Rio Claro. (Dissertação de Mestrado). Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro (SP). 88 p., 2006.

NETO, D. C. & CHANG, H. K. Aplicação do Método de Flutuação do Nível D'água para a estimativa de recarga - Exemplo do Aquífero Rio Claro. **ABAS**, 22, p. 39-48, 2008.

NETO, D. C.; CHANG, H. K. & VAN GENUCHTEN, M. T. A Mathematical View of Water Table Fluctuations in a Shallow Aquifer in Brazil, **Groundwater**, Blackwell Publishing Ltd, 2015.

NOGUEIRA, G. E. H. & CHANG, H. K. Simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas do aquífero rio claro, porção nordeste do município de Rio Claro, SP. **Águas Subterrâneas**, v. 29, n. 2, p. 175, 2015.

OLIVA, A. Estudo hidrogeológico da Formação Rio Claro no município de Rio Claro – SP. 71 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Campus de Rio Claro, 2002.

OLIVA, A. Estudo Hidrofaciológico do Aquífero Rio Claro no Município de Rio Claro – SP. (Tese de Doutorado), Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro (SP). 196 p., 2006.

OLIVA, A. & CHANG, H. K. Caracterização Hidroquímica das Águas Subterrâneas no Município de Rio Claro- SP. XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, **Anais..**, 2002.

OLIVA, A.; CHANG, H. K.; CHANG, M. R. C., Determinação da condutividade hidráulica da formação Rio Claro: análise comparativa através de análise granulométrica e ensaios com permeâmetro guelph e testes de slug. Revista **Águas Subterrâneas**, v. 19, n. 2, p. 1-17, 2005.

PEDE, M. A. Z. Caracterização da condutividade hidráulica do embasamento cristalino alterado saturado na região metropolitana de São Paulo, 95 f. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp, Campus de Rio Claro, 2004.

PENTEADO, M. M. A Bacia de Sedimentação de Rio Claro - Estado de São Paulo. **Geographica** – Rev. da Sociedade de Geografia de Lisboa. Lisboa, v.5, n.17, p.38-61, 1969.

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do setor centro-ocidental da depressão periférica paulista. Instituto de Geografia- USP. **Série Teses e Monografias** n.22, 86p. 1976.

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

REMSON, I.; HORNBERGER, G. M.; MOLZ, F. J. Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Wiley-Interscience, John Wiley & Sons, Inc., New York, 389 f, 1971.

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais...Porto Alegre, SBG. V.1, p.41-65. 1974.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; & van GENUCHTEN, M. T. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. **Soil Science Society of America Journal** 62, no. 4: 847–855. 1998.

SHEPHERD, R. G. Correlations of Permeability and Grain Size. **Groundwater**, v. 5, n. 27, p. 633-638, 1989.

SHIKLOMANOV, I. World fresh water resources. **In**: Gleick H (ed.) Water in crisis: a guide to the world's fresh water resources. Oxford University Press, New York, pp 13–14. 1993.

SIMUNEK, J.; SEJNA, M.; SAITO, H.; SAKAI, M. & van GENUCHTEN, M.Th. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.08, **HYDRUS** Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California, Riverside, CA. 2008.

SOTO, M. A. A.; KUMAYAMA, D. M. & CHANG, H. K. Calibração de um reflectômetro para estudos de fluxo de água em solo não saturado. **Geociências**, 26, p. 357-368, 2007.

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

STANCATI, G.; NOGUEIRA, J.B.; VILAR, O.M. Ensaios de laboratório em Mecânica dos Solos. Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 208 p., 1981.

STRADIOTO, R. M. Estudo hidroquímico das águas superficiais e de chuva na área de ocorrência da Formação Rio Claro no município de Rio Claro. 59 f. (Trabalho de Formatura) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas /Unesp- Rio Claro, 2004.

STRADIOTO, M. R. & CHANG, H. K. Caracterização Hidroquímica e Isotópica das Águas Superficiais, Pluviais e Subterrâneas do Município de Rio Claro/SP. XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços. **Anais...**, 2010.

TERAMOTO, E. H. Estudo da efetividade da atenuação natural de compostos BTEX em área contaminada por querosene de aviação. 2015. 215 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2015.

THIEM, G., Hydrologische Methoden; Gebhardt, Leipzig, 1906.

TROPPMAIR, H. Atlas da qualidade ambiental e de vida de Rio Claro-SP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP. 72p. 1992

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

WU, F. T. Proveniência das Rochas Arenosas do Subgrupo Itararé no Sul do Estado de
São Paulo, SP. p 9-11 (Tese de Doutoramento-Instituto de Geociências e Ciências
Exatas/Unesp-Rio Claro). 1989.

YAMADA, D. T. Caracterização geológico-geotécnica aplicada à instalação de postos de combustíveis em Rio Claro (SP). Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, 122p., 2004.

YE, M.; POHLMANN, K. F.; CHAPMAN, J. B.; POHLL, G. M.; & REEVES, D. M. A modelaveraging method for assessing groundwater conceptual model uncertainty. **Ground Water**, v. 48, n. 5, p. 716-728, 2010.

ZAINE, J. E. **Geologia da Formação Rio Claro na Folha Rio Claro –SP.** 90p. (Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências e Ciências Exatas /Unesp- Rio Claro). 1994.

ZAINE, J. E. Mapeamento geológico-geotécnico por meio do método do detalhamento progressivo: ensaio de aplicação na área urbana do município de Rio Claro (SP). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Campus de Rio Claro, 149p. 2000.

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