

MAPEAMENTO DO LENÇOL FREÁTICO NO MUNICÍPIO DE RIO CLARO (SP) EMPREGANDO A TÉCNICA DE SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL

Andresa OLIVA ¹ & CHANG Hung Kiang ²

(1) Laboratório de Estudo de Bacias (LEBAC), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 151 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: aoliva@rc.unesp.br.

(2) Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 151 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: chang@rc.unesp.br.

Introdução
Área de Estudo
Metodologia
Resultados e Discussão
Conclusões
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – Este trabalho mostra os resultados obtidos com ensaios geofísicos realizados no Município de Rio Claro (SP) para mapear o lençol freático e delimitar as possíveis áreas de recarga e descarga do Aquífero Rio Claro. Para tanto, utilizou-se um grande número de ensaios geofísicos, uma vez que não seria adequado gerar um mapa potenciométrico com o pequeno número de poços existentes na área. Os ensaios geofísicos foram executados pelo método de eletrorresistividade, utilizando-se da técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) com arranjo Schlumberger. A superfície do lençol freático, na área de estudo, constituída pela Formação Rio Claro, composta de sedimentos arenosos com intercalações de camadas centimétricas argilosas, está situado entre as cotas 566 e 669 m. O fluxo das águas subterrâneas é orientado a partir das cotas altas (norte da área) para as cotas baixas (sul e sudoeste da área) e acompanha, grosso modo, a topografia local. **Palavras-chave:** Geofísica Aplicada, eletrorresistividade, sondagem elétrica vertical, mapa potenciométrico, Aquífero Rio Claro.

ABSTRACT – *A. Oliva & Chang H.K. Water table survey in the city of Rio Claro (SP) applying vertical electric sounding.* This paper presents the results of a geophysical survey in the region of Rio Claro (SP), aiming to map the water table and to delimit possible areas of recharge and discharge of the Rio Claro Aquifer. As the number of water wells is limited to generate a potentiometric water table map, resistivity method was elected as a tool to map the surface of the water table, using vertical electric sounding (VES) with the Schlumberger array. The water table surface in the study area, constituted by Rio Claro Formation, which is composed of sandy layers intercalated by clayey sediments, is positioned between the altitudes 566 and 669 m. The regional ground water flow is oriented from higher altitudes (north of the area) to the low altitudes (south and southwestern region), following approximately the local topography.

Keywords: Applied Geophysics, electroresistivity, vertical electrical sounding, potentiometric map, Rio Claro Aquifer.

INTRODUÇÃO

No Município de Rio Claro, a exploração de águas subterrâneas tem se dado em rochas do Subgrupo Itararé, que se encontram em profundidades que variam de 200 a 500 m e apresentam baixa produtividade. Este aquífero, nas partes mais profundas, apresenta alta salinidade (aproximadamente 1.000 ppm de sais dissolvidos), comprometendo sua qualidade.

Devido ao incremento na demanda do abastecimento doméstico, industrial e agropecuário na região de Rio Claro, existem várias indústrias no município utilizando água subterrânea extraída de arenitos da

Formação Rio Claro, em geral sobreposta à Formação Corumbataí.

A elevada e desordenada exploração do Aquífero Rio Claro, no entanto, pode gerar problemas no suprimento de água. Assim, torna-se necessário o aprofundamento de estudos sobre este aquífero, em especial o mapeamento do lençol freático. Um aspecto importante nesse sentido é a definição da superfície potenciométrica desse aquífero. Como o número de poços perfurados é pequeno e insuficiente para esse fim, pode-se recorrer à geofísica, mais especificamente aos métodos geoeletricos, o que constitui o objetivo deste estudo.

ÁREA DE ESTUDO

O Município de Rio Claro situa-se na região centro-leste do Estado de São Paulo. Dista 173 km da capital

do estado, com ligação pelas rodovias do Sistema Anhangüera-Bandeirantes e Washington Luiz, sendo

seus vizinhos, num raio de aproximadamente 30 km, os municípios de Corumbataí e Leme a norte, Piraci-

caba e Iracemápolis a sul, Araras e Santa Gertrudes a leste, e Ipeúna e Itirapina a oeste (Figura 1).

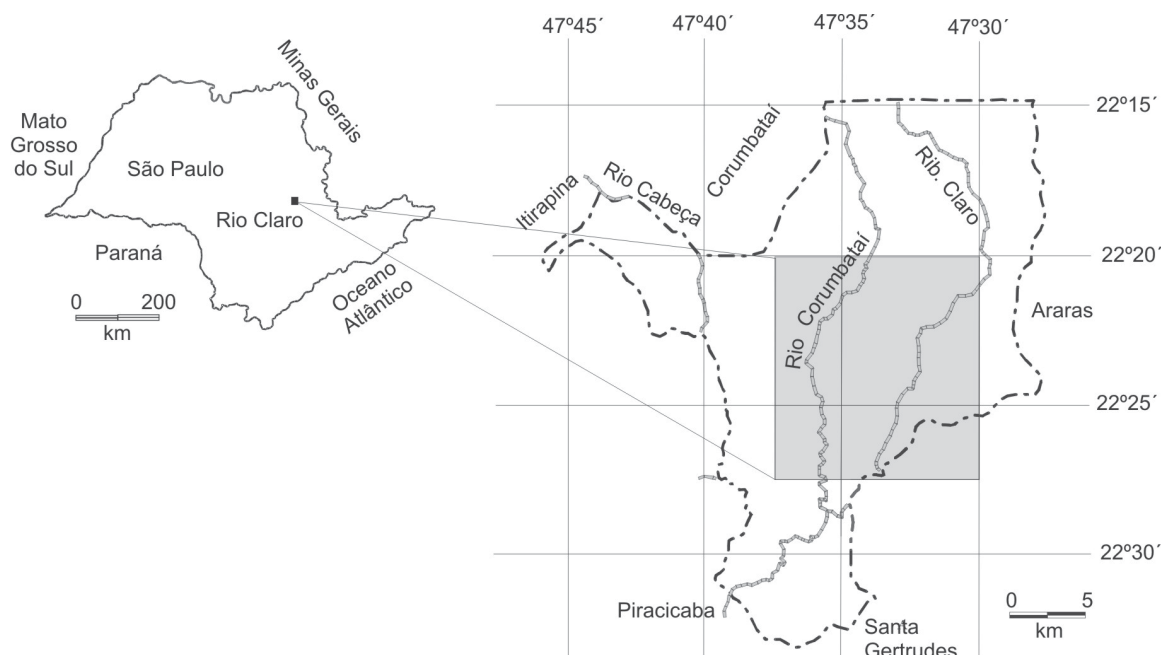


FIGURA 1. Localização da área.

O Município de Rio Claro está inserido na bacia hidrográfica do Rio Corumbataí, que ocupa área de 171.050 ha. Com cerca de 120 km de extensão, esse rio é encachoeirado e corre em vales estreitos e profundos e na área de estudo o declive é pequeno, em média de 2 m/km. O afluente principal da margem esquerda do Rio Corumbataí é o Ribeirão Claro, que abastece a cidade de Rio Claro.

A área de estudo situa-se na Depressão Periférica, unidade geomorfológica representada por uma área rebaixada com altitudes de 500 a 700 m, próximo ao sopé das Cuestas Basálticas. Geologicamente, ela se localiza no setor paulista do flanco nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná, representada por rochas sedimentares do Paleozóico, representadas pelo Subgrupo Itararé; formações Tatuí, Irati e Corumbataí, sedimentares e vulcânicas do Mesozóico, sistematizadas nas formações

Pirambóia, Botucatu e Serra Geral e sedimentares do Cenozóico, que constituem as formações Rio Claro e Itaqueri e depósitos recentes (Zaine, 1994).

A Formação Rio Claro principalmente sobrepõe-se aos siltitos e lamitos da Formação Corumbataí e é composta predominantemente por arenitos, com intercalações de siltitos e lamitos subordinados, estes constituindo desde delgadas lâminas até camadas de espessuras decimétricas. Os dados obtidos da descrição de amostras de afloramentos e análises laboratoriais indicam que os arenitos da Formação Rio Claro possuem granulometria que varia de areia fina a média. Alguns desses arenitos apresentam alto teor de argilas e outros são levemente conglomeráticos. A espessura da formação Rio Claro em geral é pequena, não ultrapassando 30 m. Esses depósitos, de origem fluvial, caracterizam o Aquífero Rio Claro.

METODOLOGIA

A propriedade elétrica mais significativa dos materiais constituintes do subsolo é a resistividade, inversamente proporcional à condutividade elétrica. Outras propriedades também importantes, mas de menor relevância, são: permeabilidade magnética, que é um fator de influência indireta, e constante dielétrica das rochas e minerais (Telford et al., 1990).

Os métodos geoeletricos têm sido empregados

extensivamente em investigações hidrogeológicas e geotécnicas, permitindo determinar a geometria e os valores de resistividade de diferentes porções dos materiais geológicos em subsuperfície. Os valores de resistividade variam com vários fatores, tais como constituição mineralógica, textura e estrutura interna dos materiais, e conteúdo de fluidos.

O método da eletroresistividade fornece parâ-

metros relacionados ao fluxo de corrente elétrica, podendo-se utilizar tanto fontes naturais de corrente (por exemplo, processos eletroquímicos), como fontes artificiais de corrente de baterias e geradores que alimentam uma unidade transmissora de corrente.

A técnica da sondagem elétrica vertical (SEV) é muito empregada em situações onde se deseja investigar, a variação vertical da resistividade, determinando uma seqüência de camadas com suas espessuras e resistividades. Trata-se de uma técnica de baixo custo, com procedimentos de campo e interpretações bem estabelecidos, fornecendo resultados satisfatórios para a elaboração de mapa potenciométrico detalhado. Para que a técnica de SEV seja aplicada, são necessários alguns componentes, como conjunto transmissor de corrente elétrica contínua ou alternada, conjunto receptor responsável pela medida de diferença de potencial, eletrodos, bobinas e cabos.

Conhecendo-se a intensidade da corrente elétrica transmitida, a diferença de potencial medida e a geometria de distribuição dos eletrodos, é possível calcular a resistividade aparente (ρ_a), que representa a média ponderada de todas as resistividades verdadeiras de um volume relativamente grande de material em subsuperfície. Isto porque, na prática, o subsolo não pode ser considerado um meio homogêneo (Braga, 1997).

A configuração eletródica Schlumberger consiste basicamente em quatro eletrodos cravados na superfície do terreno: dois têm a função de gerar corrente elétrica no terreno (eletrodos A e B), enquanto o outro par é utilizado para medir a diferença de potencial que se estabelece entre eles (eletrodos M e N). Para aumentar a profundidade de investigação, separam-se os eletrodos A e B progressivamente e simetricamente ao centro O (Figura 2).

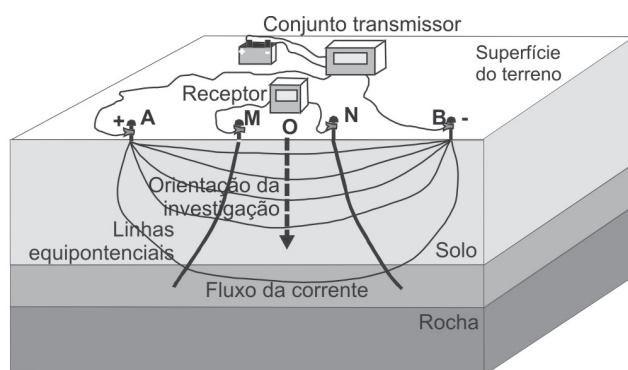


FIGURA 2. Disposição dos circuitos de emissão e recepção da técnica da SEV em arranjo Schlumberger.

Vale lembrar que no desenvolvimento de uma SEV, ao aumentar o espaçamento entre os eletrodos AB com MN fixo, o valor da diferença de potencial diminui com rapidez, atingindo valores imprecisos. Uma das formas de manter a integridade dos valores é aumentar a intensidade da corrente, o que muitas vezes não é possível devido às limitações do equipamento. Outra forma de solução do problema é por meio da operação conhecida por “embreagem”. Esta operação consiste em aumentar o valor da diferença de potencial por meio da separação dos dois eletrodos de potencial (MN), mantendo fixos os eletrodos de corrente (AB). Com isto, realizam-se duas leituras de diferença de potencial, com espaçamento dos eletrodos de corrente fixo. A embreagem deve ser efetuada até o final do ensaio, pois além de manter as leituras de diferença de potencial dentro de um intervalo aceitável, pode-se controlar a qualidade dos resultados obtidos.

Para o reconhecimento das características hidrogeológicas, litológicas e os fatores de fluxo de águas subterrâneas do Aquífero Rio Claro, utilizou-se a o método da eletrorresistividade e da técnica (SEV) e arranjo Schlumberger.

O equipamento utilizado em campo foi um resistímetro digital da Bison Inc., Modelo 2390. Os dados de resistividade aparente, obtidos em cada SEV, foram representados por meio de uma curva bilogarítmica, em função das distâncias entre os eletrodos correspondentes ($AB/2$). Este sistema de plotagem de dados é adotado, uma vez que o mais importante é a relação entre as resistividades, e não a diferença entre elas (Gallas, 2000), considerando que o número obtido nas medições de resistividades acompanha a década logarítmica da abertura de AB.

A partir da análise morfológica das curvas de campo, gerou-se um modelo geoeletrico inicial. Esta análise consta basicamente de um exame visual minucioso das curvas obtidas em campo. É neste momento que o intérprete tem a possibilidade de separar as curvas em grupos, gerar modelos geoeletricos e apresentar uma primeira idéia ou aproximação da estrutura do subsolo estudado.

Esse modelo geoeletrico inicial foi refinado utilizando o software Resix-IP, versão 2,00 (Resix-IP, 1993), produzido pela Interpex Limited (USA), o que resultou em novos modelos geoeletricos. O algoritmo do programa calcula a curva teórica de resistividade aparente, baseado na inversão linearizada com ponderação múltipla dos desvios, conhecido também como método inverso.

Inman (1975) define que o processo de inversão baseia-se no método dos mínimos quadrados simples:

$$\Delta p = (A^t A)^{-1} A^t \Delta \rho_a \quad (1),$$

onde: $\Delta\rho$ é o vetor de variação entre os vetores ρ e ρ_0 , e pode ser mantido fixo ou não durante as interações; A^t é a matriz transposta; $(A^tA)^{-1}$ é o inverso da matriz A^tA ; $\Delta\rho_a$ é o vetor de variação entre as resistividades aparentes observadas e calculadas pelo método direto, gerada pelo modelo geoeletrico inicial.

Segundo Monteiro (1999), este método consiste em encontrar um modelo que, através da equação teórica utilizada no cálculo das resistividades, melhor descreva as resistividades aparentes observadas em campo. De uma forma simplista, busca a convergência da curva teórica para a curva de campo, até que o melhor ajuste seja alcançado. Muitas vezes, o ajuste realizado por meio da inversão leva a uma ambigüidade na interpretação da SEV, resultando um modelo geoeletrico que não apresenta correspondência com a geologia, em subsuperfície.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram executadas 139 SEVs para identificar com boa precisão os sedimentos arenosos não saturados e os sedimentos arenosos saturados da Formação Rio Claro, bem como os sedimentos subjacentes da Formação Corumbataí, e de maneira a cobrir, da melhor forma possível, toda área de exposição da formação no Município de Rio Claro (Figura 3).

A partir da análise morfológica das curvas de campo, gerou-se um modelo geoeletrico inicial que foi refinado utilizando-se o software Resix-IP, resultando em novos modelos geoeletricos, através da inversão dos dados de resistividade obtidos nos ensaios de campo. Dessa forma, foi possível determinar o nível d'água subterrâneo (NA) e a distribuição espacial da resistividade no subsolo, visando gerar um mapa potenciométrico da Formação Rio Claro.

Foram identificados, para esta unidade litoestratigráfica, dois estratos principais, com ampla variação de resistividade de um local para o outro.

Devido a essa variação, esses estratos foram divididos inicialmente em duas zonas: não-saturada, referindo-se à porção localizada acima do nível d'água do aquífero livre, e saturada, referindo-se à porção localizada abaixo do nível d'água, no qual o substrato se encontra totalmente saturado. A identificação destas zonas foi efetuada apenas em função da saturação, sem considerar os litotipos (rocha/sedimento), sendo caracterizada apenas pela determinação do nível d'água, cuja profundidade obtida indicou a separação entre as duas zonas (porção não-saturada e saturada).

Para a zona saturada, os diferentes níveis geoeletricos obtidos foram agrupados em termos de litologia, a partir da correlação dos níveis geoeletricos

Para redução da ambigüidade podem ser utilizados dois procedimentos diferentes: inversão conjunta de dados, por exemplo resistividade e IP (Rigoti & Crossley, 1987) ou fixação de parâmetros no processo de inversão. Neste trabalho utilizou-se, quando possível, a fixação da profundidade do nível d'água e da espessura da Formação Rio Claro, obtidas em poços perfurados no município.

No caso da SEV, o processo de inversão trabalha com dois parâmetros distintos: espessura da camada e resistividade, sendo o último de difícil determinação por se tratar de uma amostragem volumétrica, dependente de heterogeneidades do meio. Entretanto, a espessura de uma camada geoeletrica pode ser determinada por meio de métodos diretos, permitindo sua fixação como parâmetro conhecido no modelo inicial de inversão.

com a geologia local, identificando-se os seguintes tipos litológicos (Tabela 1).

TABELA 1. Modelo geoeletrico.

Zona	Tipos Litológicos	Resistividade (ohm.m)
Não saturada	Sedimentos superficiais	53 a 34.450
	Siltito e argilito (Formação Corumbataí)	$\rho \leq 50$
	Argilosa (Formação Rio Claro)	$\rho \leq 50$
	Silto-argilosa (Formação Rio Claro)	$50 < \rho < 80$
Saturada	Silto-arenosa (Formação Rio Claro)	$80 < \rho < 150$
	Areno-siltosa (Formação Rio Claro)	$150 < \rho < 250$
	Arenosa (Formação Rio Claro)	$250 < \rho < 500$
	Diabásio (Formação Serra Geral)	$\rho > 500$

A espessura da Formação Rio Claro, identificada através dos perfis, varia consideravelmente de um local para outro, diminuindo da porção norte da área, onde se encontra o Distrito de Ajapi, onde várias sondagens elétricas não atingiram o topo da Formação Corumbataí, para sul, onde sondagens elétricas atingiram a Formação Corumbataí e soleiras de diabásio (Figura 4).

Além dessa variação na espessura, na região nordeste da área, o modelo geoeletrico se diferencia pela presença de uma camada geoeletrica um pouco mais condutora que a saturada. Esta camada representa um nível d'água suspenso, responsável pela presença de lagoas que são sustentadas provavelmente por delgada camada de argila, não identificada no modelo (Figura 5).

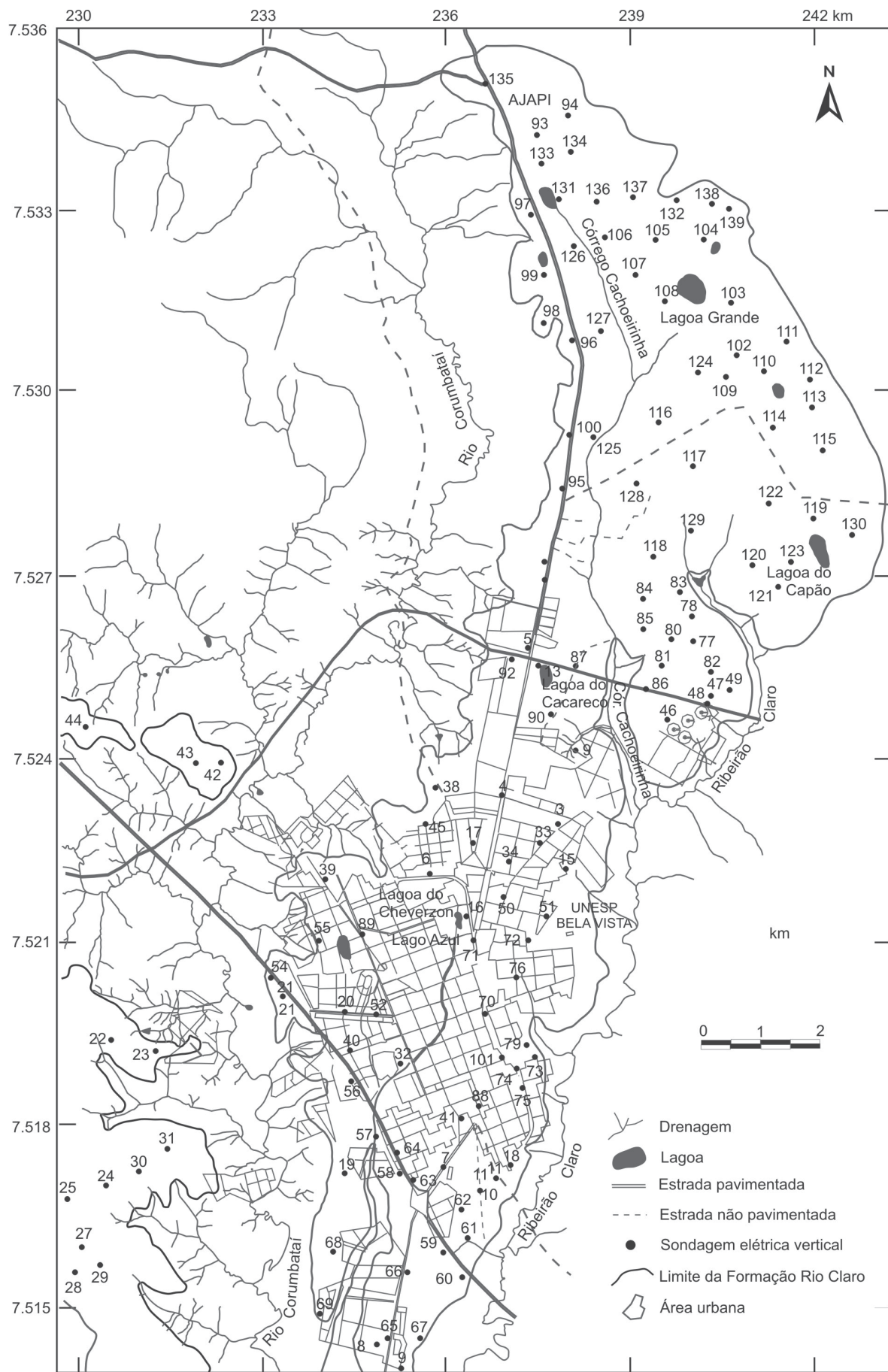


FIGURA 3. Mapa de localização das SEVs.

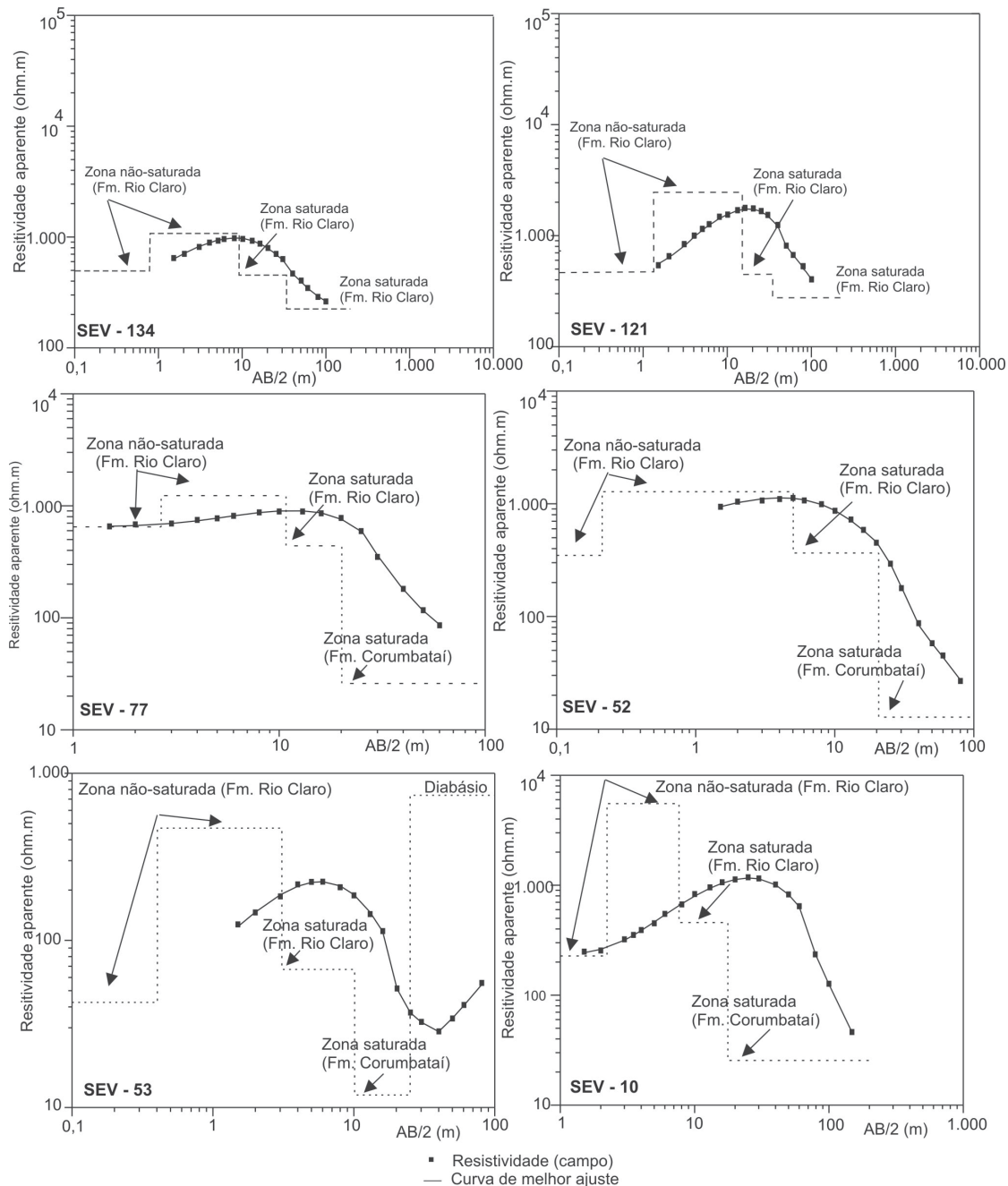
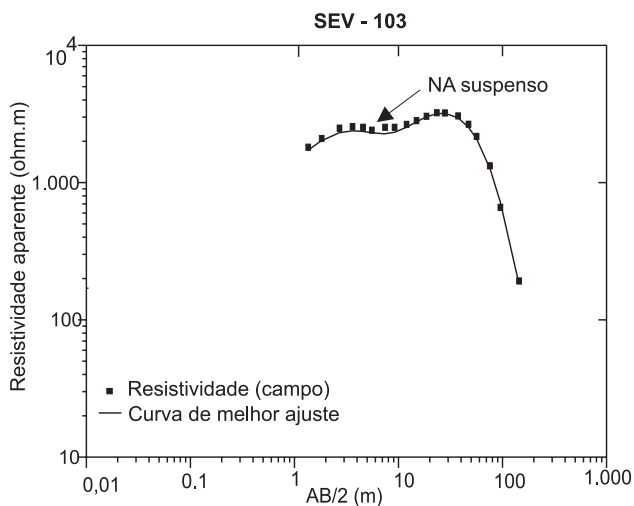


FIGURA 4. Camadas geolétricas, representando diferentes tipos litológicos.



O mapa potenciométrico foi confeccionado utilizando profundidades do lençol freático (NA). Conhecendo as altitudes de cada SEV, através do mapeamento com GPS diferencial de alta precisão, e a profundidade do nível d'água, foi possível determinar a altitude do lençol freático em cada sondagem, em relação ao nível do mar. Posteriormente, foram traçadas as isolinhas do NA, gerando o mapa potenciométrico (as direções preferenciais do fluxo d'água subterrâneo são indicadas por setas (Figura 6).

FIGURA 5. Modelo geolétrico da região nordeste da área de estudo, representando um nível d'água suspenso.

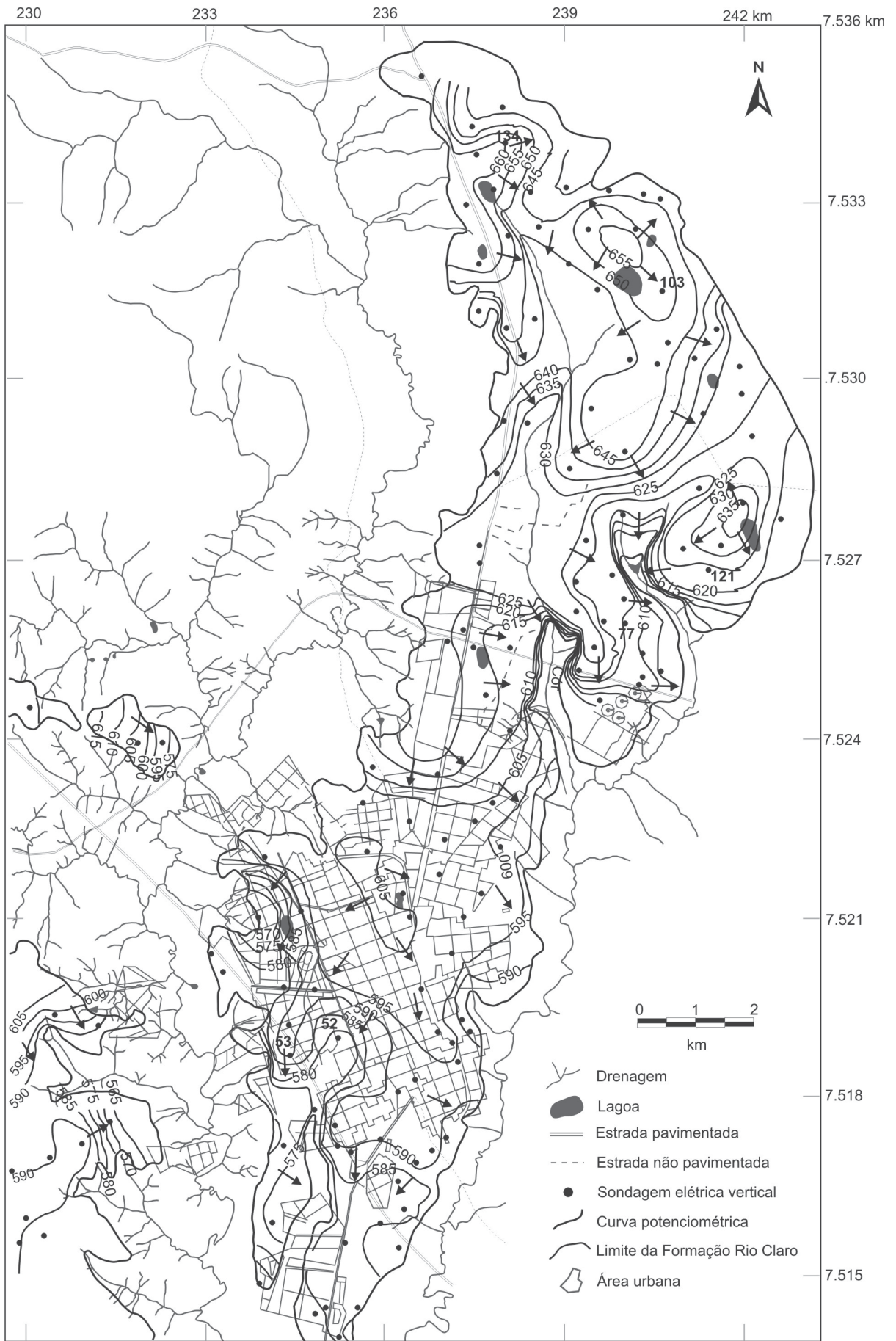


FIGURA 6. Mapa potiométrico.

A superfície do lençol freático (NA) está situada entre as cotas 566 e 669 m, com o fluxo das águas subterrâneas orientado das cotas altas (norte da área) para as cotas baixas (sul e sudoeste da área), como esperado, acompanhando aproximadamente a topografia local, com deflexões para sudeste e sudoeste (Figura 6).

Em termos de distribuição espacial, o nível d'água subterrâneo está situado entre 2,01 m (região sudoeste da área) e 25,33 m (região norte da área): entre esses

valores existe ampla variação na profundidade, prevalecendo níveis com profundidades inferiores a 18 m.

Vale ressaltar que os níveis d'água medidos nos poços perfurados no Aquífero Rio Claro, no município homônimo, não foram utilizados na confecção do mapa potenciométrico, mas apenas na calibração das SEVs localizadas nas proximidades destes poços. Esta calibração foi realizada durante o processo de inversão, fixando-se o valor da profundidade do nível d'água medido nos poços.

CONCLUSÕES

A ferramenta utilizada para o estudo da superfície potenciométrica da Formação Rio Claro foi a geofísica, através da técnica de sondagem elétrica vertical, que forneceu valores da profundidade do nível d'água (NA) e correlações com a geologia local. Optou-se pela geofísica em razão do pequeno número de poços instalados no Aquífero Rio Claro, pois só recentemente, em função do aumento do consumo de água, principalmente pelas indústrias da região, sua exploração tem sido intensificada. Para caracterizar corretamente a superfície potenciométrica, optou-se, então, pelo adensamento de sondagens elétricas em toda Formação Rio Claro.

A superfície do lençol freático (NA) na área de ocorrência desta unidade está situada entre as cotas 566 e 669 m, com o fluxo das águas subterrâneas orientado de norte para sul, e deflexões para sudeste e sudoeste.

Em termos hidrogeológicos, a Formação Rio Claro constitui um aquífero livre, com profundidades do nível

d'água variando entre 2 e 25 m, prevalecendo níveis com profundidades inferiores a 18 m.

Os altos potenciométricos estão basicamente distribuídos na região norte da área e funcionam como divisores de águas. Posicionam-se aproximadamente paralelos aos limites da Formação Rio Claro, que segue a orientação preferencial do Rio Corumbataí, a oeste da área, e do Ribeirão Claro, a leste. Os baixos potenciométricos estão distribuídos no sul da área, onde a Formação Rio Claro apresenta pequenas espessuras.

Toda área central da Formação Rio Claro pode ser considerada globalmente como área de recarga, onde as águas pluviais infiltram no solo e se deslocam em subsuperfície, declive abaixo, seguindo, grosso modo, a topografia. Áreas de descarga ocorrem somente próximo ao contato basal da formação, na borda leste e no sul da área.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Departamento de Geologia Aplicada do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP/Rio Claro por ceder os equipamentos de geofísica e os acessórios necessários para a realização dos ensaios.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRAGA, A.C.O. **Métodos geoeletricos aplicados na caracterização geológica e geotécnica - Formações Rio Claro e Corumbataí no município de Rio Claro - SP**. Rio Claro, 1997. 169 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro.
- GALLAS, J.D.F. **Principais métodos geoeletricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental**. Rio Claro, 2000. 174 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro.
- INMAN, R.J. Resistivity inversion with ridge regression. **Geophysics**, v. 40, n. 5, p. 798-817, 1975.
- MONTEIRO, A.C. **Eletrorresistividade aplicada na avaliação do potencial aquífero da região de Porto Seguro**. Salvador, 1999. 103 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- RESIX-IP DC. **Resistivity and induced polarization data interpretation Software**. Manual Interpex Limited, 1993.
- RIGÓTI, A. & CROSSLEY, D.J. Reduction of ambiguity in geoelectric models using multiple data sets. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 5, p. 29-41, 1987.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. Cambridge University Press, 2. ed., 770 p., 1990.
- ZAINE, J.E. **Geologia da Formação Rio Claro na Folha Rio Claro – SP**. Rio Claro, 1994. 90 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP/Campus de Rio Claro.

*Manuscrito Recebido em: 27 de junho de 2006
Revisado e Aceito em: 10 de março de 2007*