



Cálculo de parâmetros hidráulicos do Aquífero Urucuia utilizando dados geoeletricos.

Kátia Rejane Freitas do Nascimento*, INEMA e Olivar Antonio Lima de Lima, CPGG/UFBA.

Copyright 2013, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

The geoelectrical soundings data of the Urucuia aquifer were also used to compute the effective porosity (Φ_e) and the intrinsic permeability (k) of the sandstone bodies, using the petrophysical model proposed by Lima and Niwas (2000). The determined and mapped values, lie between 14 and 34% and 6.4×10^{-4} and 6.8×10^{-2} m²/s, respectively, for the aquifer porosity and transmissivity computed from (k) values. The quantitative data obtained in this work can be used to plan and regulate the operation of this important water system of Bahia.

Introdução

O aquífero Urucuia ocorre na porção centro-leste do Brasil com grande parte no oeste da Bahia. A área de estudo está localizada entre os paralelos 11°52'14" S e 12°45'25" S e os meridianos 44°53'36" W e 46°29'12" W. Está assentada, predominantemente, sobre arenitos do Grupo Urucuia, e inserida na bacia hidrográfica do rio Grande, que é um dos principais afluentes da margem esquerda rio São Francisco.

O aquífero Urucuia é um reservatório de água importantíssimo para a região oeste da Bahia pois, além de contribuir para manter o fluxo de base da extensa rede de drenagem da região, é a principal fonte de suprimento de água à intensa agricultura irrigada ali existente. Apesar de ser enorme e permitir a extração de água em grandes volumes poderemos ter problemas no futuro se não forem conhecidas suas características hidrogeológicas para permitir sua gestão sustentável.

Nessas condições, torna-se necessário realizar investigações hidrogeológicas avançadas, no sentido de apoiar os usuários da água com informações precisas sobre as reais disponibilidades hídricas, as principais características do aquífero, assim como os procedimentos adotados no ordenamento de sua exploração (Lima, 2003), norteando a exploração do aquífero de forma conservativa, garantindo um geoambiente em equilíbrio.

Tomando como base o estudo detalhado e interpretativo de sondagens geoeletricas de IP e resistividade realizado por Nascimento e Lima (2009) foi efetuada uma análise geoeletrica-hidráulica para determinação da condutividade hidráulica e da porosidade efetiva dos arenitos. Uma modelagem hidráulica realista do sistema

geológico aqui modelado servirá de base para se estabelecer normas e critérios para regular sua exploração e seu uso otimizado.

A Figura 1 mostra a delimitação da área de estudo onde estão localizadas as sondagens geoeletricas e os dados de poços que possibilitaram a modelagem geohidráulica.

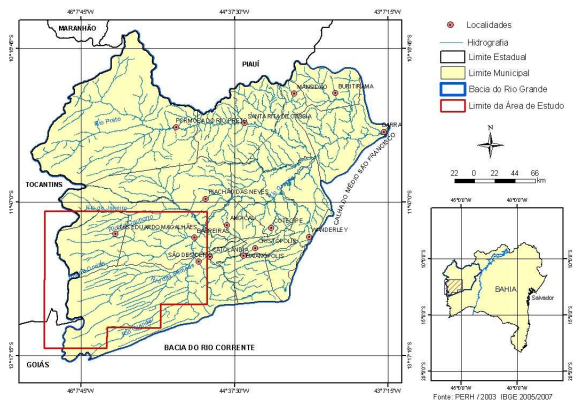


Figura 1 - Localização da área de estudo destacada em vermelho, em detalhe o mapa da Bahia.

Metodologia

A base da caracterização estrutural do aquífero Urucuia foi definida por Nascimento e Lima (2009). Com os dados da caracterização geoeletrica estrutural foram construídos mapas de isocontornos dos dados derivados.

A Figura 2 é um mapa da distribuição espacial da profundidade da base do sistema aquífero Urucuia na região estudada, construído a partir das interpretações das sondagens de IP-resistividade. Nota-se uma extensa área de elevada profundidade (acima de 440 m) a oeste e na parte central do mapa, com um expressivo acunhamento do aquífero em direção a leste. Há também evidências da presença de faixas ou zonas estreitas, onde as profundidades estão mais baixas, em função de deslocamentos associados as zonas de falhas regionais.

A Figura 3 é um mapa da distribuição espacial da profundidade do nível estático do sistema aquífero, na região estudada, construído, também a partir das interpretações das sondagens de IP-resistividade feitas por Nascimento e Lima (2009). Nota-se uma mudança significativa dessa profundidade (acima de 100 m) a oeste junto a borda da Serra Geral, evidenciando a presença do divisor de fluxo da água subterrânea.

A análise geoeletrica-hidráulica aqui efetuada consistiu na determinação da condutividade hidráulica e da porosidade efetiva dos arenitos, a partir dos resultados das interpretações das sondagens de resistividade e de IP realizadas na área. Para isso, foi usado o modelo

petrofísico desenvolvido por Lima e Niwas (2000), que expressa a permeabilidade intrínseca de arenitos em termos de parâmetros petrofísicos facilmente determinados de medidas geofísicas elétricas. A equação da permeabilidade intrínseca de Lima e Niwas (2000) é dada por

$$k = \alpha_0 \left[\frac{\phi_e^{(m-1+1/q)}}{1 + \delta_c \sigma_{cs}} \right]^q, \quad (1)$$

onde α_0 é uma constante empírica, que tem a dimensão L^2 , δ_c é um parâmetro litológico, dependente da distribuição do tamanho dos grãos de areia e das partículas de argila, e o expoente q depende da forma das partículas e da textura do arenito. Em geral, α_0 varia de 180.000 μm^2 para arenitos de granulação fina ($\bar{r}_{cs} = 100 \mu m$) a 50.000 μm^2 em arenitos mais grossos ($\bar{r}_{cs} = 300 \mu m$). A dimensão fractal do espaço poroso q situa-se entre de 2 a 3.

Os valores médios da porosidade efetiva dos arenitos em cada centro de sondagem, foram determinados dos valores médios de resistividade do material aquífero e de um valor estimado por interpolação linear da resistividade da água (R_w) da formação determinada a partir das medidas efetuadas em amostras de água coletadas em poços. Desse modo, calcula-se o fator de resistividade da formação como $F = \bar{\rho}_0 / \bar{\rho}_w$ e daí calcula-se Φ_e , usando a equação generalizada de Archie $F = a \Phi_e^m$ - tomando-se $m = 1,8$ e $a = 0,62$, como valores representativos para arenitos.

Valores médios para σ_{cs} foram também estimados utilizando a proposta de Lima e Niwas (2000) de obtê-lo usando as determinações da cargabilidade média do material aquífero, extraída das sondagens de IP. Primeiramente converte-se os valores de cargabilidade em efeito de frequência usando a expressão

$$FE = \frac{m_0}{1 - m_0}. \quad (2)$$

No domínio da frequência tanto a amplitude quanto a fase da impedância aparente do terreno são medidas utilizando duas frequências bem distintas. O efeito de FE é convertido em amplitude e fase usando a relação

$$FE = -\frac{2}{\pi} \theta(\omega_1 \sqrt{A}) \ln A, \quad (3)$$

com A representando a razão entre as duas frequências consideradas e $\theta = \tan^{-1}(\sigma_{0,I} / \sigma_{0,R})$, é inverso ângulo de perda dielétrica, que é função da razão entre a parte imaginária e a parte real da condutividade elétrica complexa do material. No presente caso, θ foi calculado tomando $A = 100$ como o fator de variação da frequência. Os valores de resistividade verdadeira e de θ permitem calcular a componente imaginária $\sigma_{0,I}$. Usando a

relação experimental verificada por Lima e Niwas (2000) de que

$$\sigma_{0,I} = \lambda_q \sigma_{cs}, \quad (4)$$

com λ_q como um parâmetro adimensional, dependente das feições geométricas do meio poroso, do tipo de argila disseminada, da salinidade da água e da frequência. Em baixas frequências λ_q é praticamente independente de ω . Para águas de baixa salinidade, como as do aquífero Urucuia, usou-se $\lambda_q = 0,0061$.

A análise descrita foi realizada numa planilha Excel (Microsoft, 2003), na qual para cada SEV se inseriu ou se estimou, conforme especificado acima, os seguintes parâmetros:

(i) os dados da resistividade média verdadeira do aquífero em $\Omega.m$ obtidos da interpretação das SEVs; (ii) as espessuras de cada camada aquífera; (iii) os valores de cargabilidade (m) em mV/V, obtidos da interpretação dos dados de IP e (iv) os valores interpolados para a resistividade verdadeira da água de formação.

Da equação de Archie modificada e de R_w interpolado calculou-se Φ_e em cada centro de sondagem. Usando esses valores de Φ_e e o de σ_{cs} calculado por (4) obteve-se valores de k adotando as seguintes parâmetros testados por Lima e Niwas (2000): $m = 1,8$, $\delta_c = 100$ m/S, $\alpha_0 = 180.000$ md e $q = 2,78$.

O valor da permeabilidade intrínseca assim calculado para cada SEV é convertido em condutividade hidráulica ($K = ky/\mu$), com γ e μ como o peso específico e a viscosidade cinemática da água de saturação, respectivamente. Finalmente o valor da transmissividade em cada centro é obtido como $T = \sum_i K_i h_i$ onde K_i e h_i são respectivamente, a condutividade hidráulica e a espessura da i -ésima camada da SEV.

Resultados

Os resultados de porosidade efetiva e de transmissividade computados para cada SEV estão representados na forma de mapas de isocontornos desses parâmetros nas Figuras 4 e 5. A porosidade efetiva varia no intervalo de 14% a 34%, com o valor mais frequente de 24%. Os valores mais elevados representam os setores onde os arenitos estão mais limpos e com granulometria mais uniforme.

A partir do mapa estrutural da topografia do substrato condutor (Figura 2) junto com o da porosidade efetiva do aquífero (Figura 4) e com o auxílio do programa Surfer (Software, 2002), se calculou, para a área de estudo, uma reserva total de água subterrânea de aproximadamente $7 \times 10^{11} m^3$.

Há uma boa correspondência entre o mapa de isocontornos da transmissibilidade com o mapa de contorno estrutural do substrato aquífero (Figura 2) indicando que as regiões mais transmissivas são aquelas onde há espessamento das camadas arenosas. Nota-se também a presença de zonas estreitas de menor transmissividade associada as zonas de falhas de gravidade.

Os dados de transmissividade encontrados para os poços MO-01 e PE-01 estão mostrados na Figura 5 para demonstrar o nível de confiabilidade da interpretação realizada.

A Figura 6 representa um mapa de isocontorno da resistividade média do sistema aquífero, construído a partir da interpretação das SEVs. Verifica-se que a elevada resistividade se deve a pequena proporção de argila, a elevada resistividade da água e também a sua baixa salinidade, produzindo uma resistividade média vertical do aquífero que varia entre 7.000 a 12.000 $\Omega.m$.

Conclusões

O mapa estrutural da topografia do substrato junto com o da porosidade efetiva do aquífero permitiram calcular, para a área de estudo, uma reserva total de água subterrânea de aproximadamente $7 \times 10^{11} \text{ m}^3$. Combinados ao mapa de transmissibilidade estimada para o material aquífero, permitem gerar um modelo geométrico-hidráulico regional para o sistema aquífero estudado. Uma modelagem hidráulica realista do sistema geológico aqui modelado servirá de base para se estabelecer normas e critérios para regular a exploração e o uso otimizado desse importante sistema aquífero do Estado da Bahia.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos/INEMA-Ba pelo apoio e ao CNPq pela bolsa de produtividade de O. A. L. de Lima.

Referências

Lima, O. A. L. (2003) Geosistemas e recursos hídricos: água subterrânea no estado da Bahia, Bahia Análise e Dados, 13:391-402.

Lima, O. A. L. e Niwas, S. (2000) Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstones from geoelectrical measurements., Jour. Hydrol., 235:12-26.

Nascimento, K. R. F. e Lima, O. A. L. (2009) Caracterização estrutural e hidrológica do Aquífero Urucuia nas sub-bacia dos rios das Fêmeas e do Cachorro, 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Microsoft, ed. (2003) Microsoft Office Excel, versão 2003 for windows.

Software, G., ed. (2002) Golden Software, Surfer, version 8.0 - Surface Mapping System.

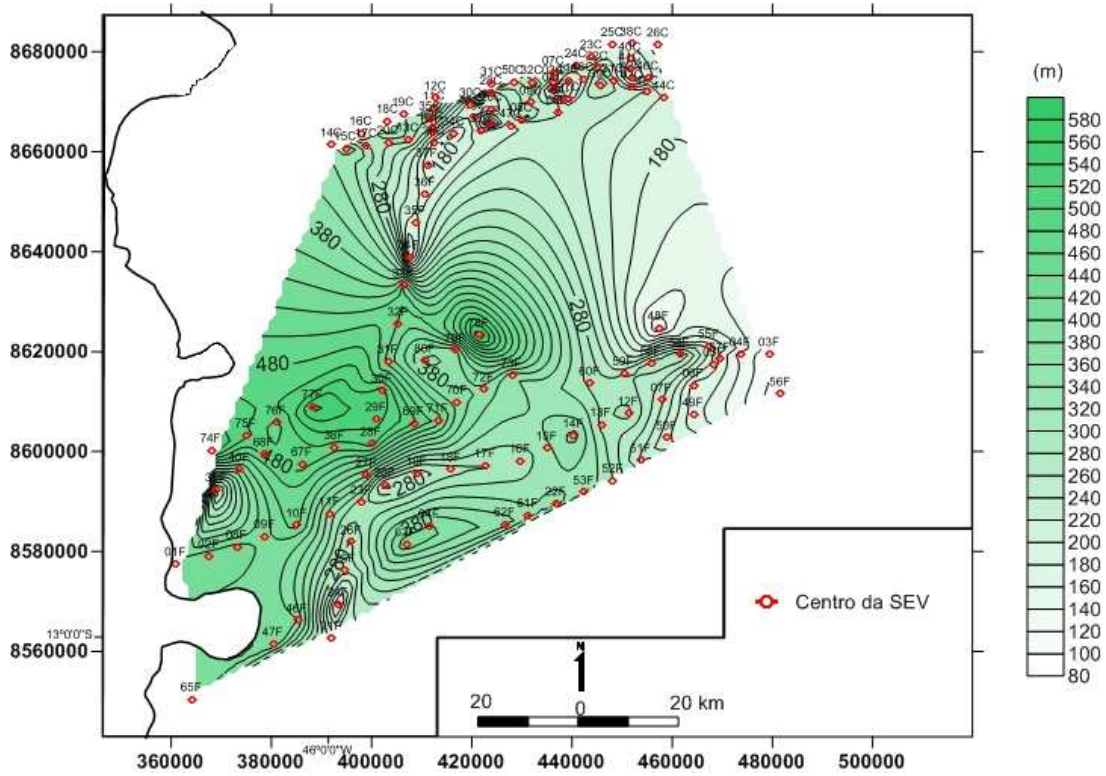


Figura 2 – Mapa de isocontorno da profundidade do substrato condutor na área de estudo, incluindo os centros das sondagens elétricas verticais (SEVs).

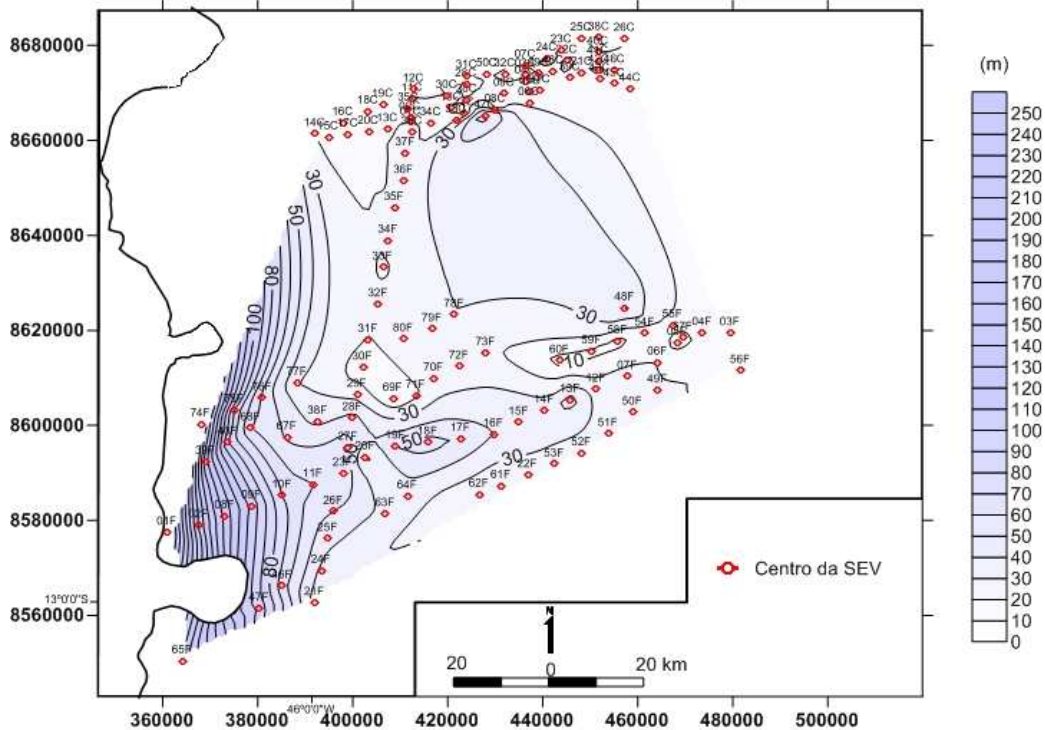


Figura 3 – Mapa de isocontorno do nível estático da água na área de estudo, incluindo os centros das sondagens elétricas verticais (SEVs).

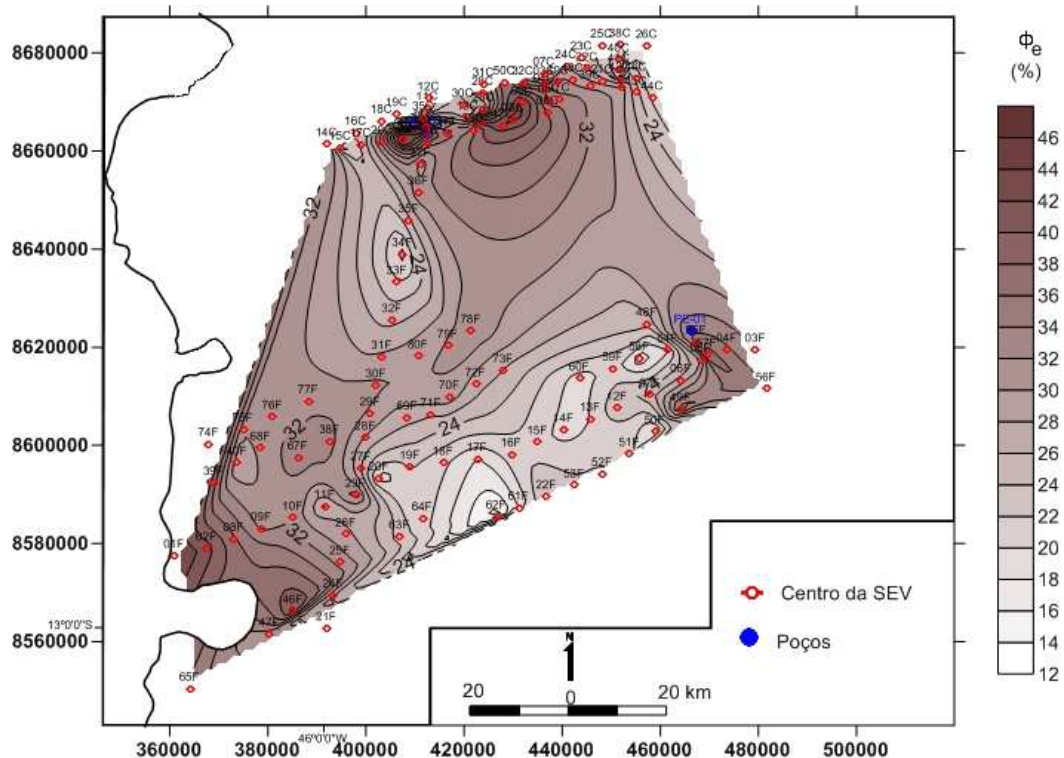


Figura 4 – Mapa de isocontorno da porosidade efetiva, incluindo os centros das sondagens elétricas verticais (SEVs).

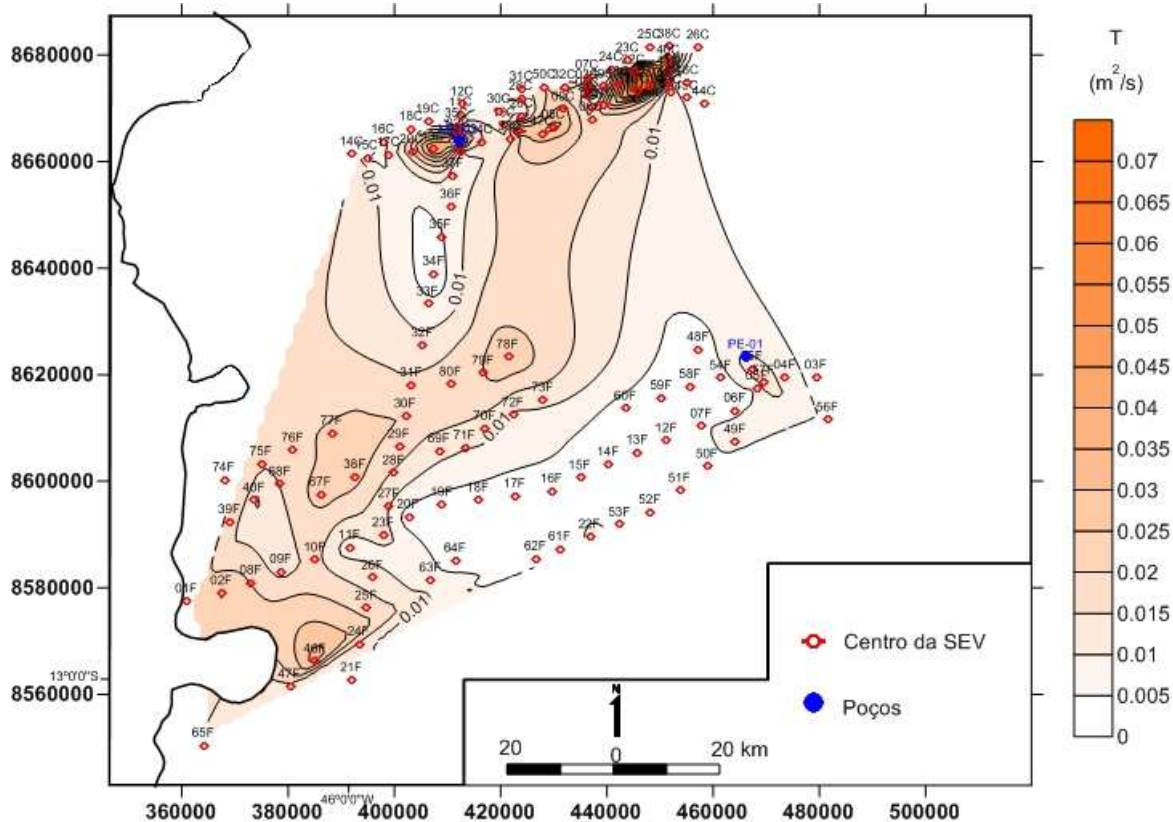


Figura 5 – Mapa de isocontorno da transmissividade do sistema aquífero Urucua, incluindo os centros das sondagens elétricas verticais (SEVs).

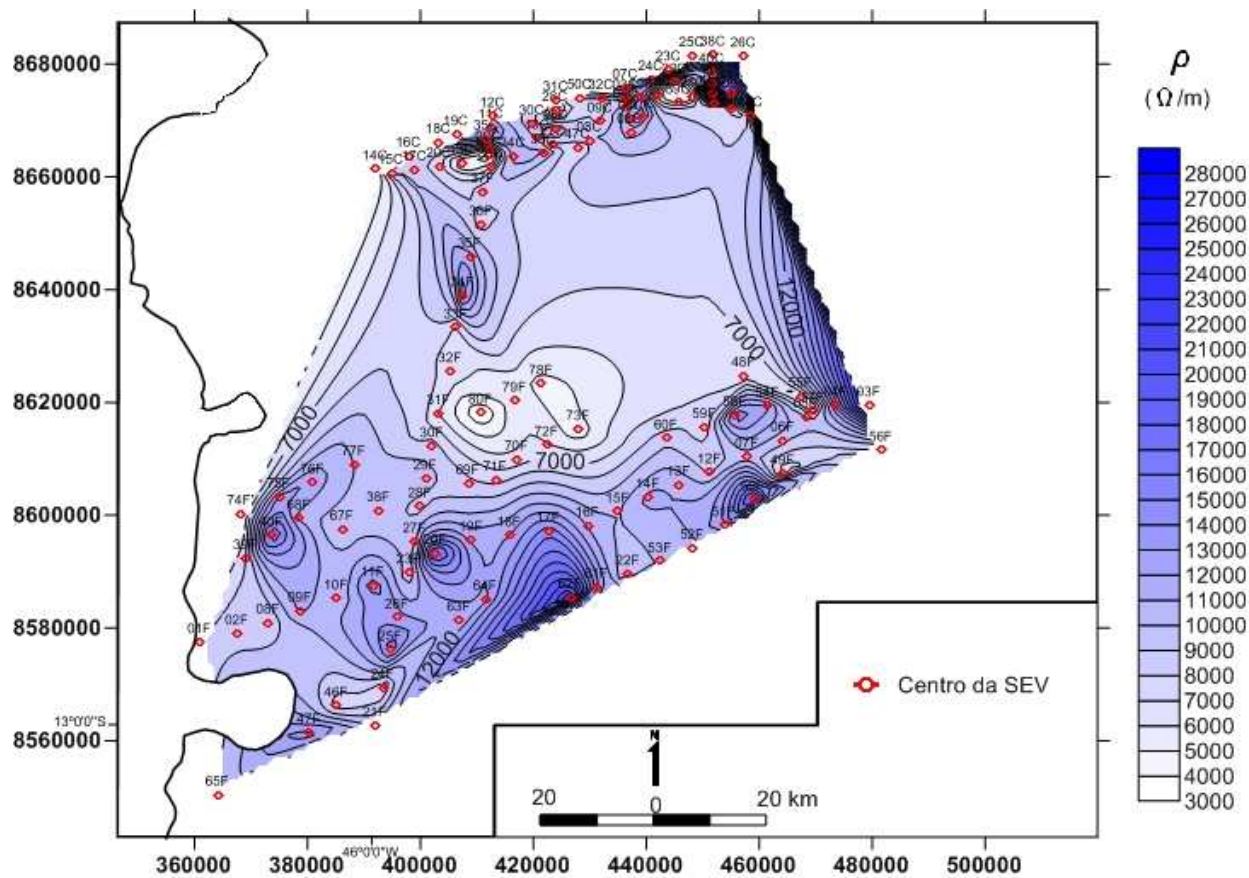


Figura 6 – Mapa de isocontorno da resistividade média do sistema aquífero Urucua, incluindo os centros das sondagens elétricas verticais (SEVs).