

## Artigos

# Estimativas de potencialidades hidrogeológicas em um aquífero não confinado a partir do parâmetro resistência elétrica transversal

## Estimates of hydrogeological potential in unconfined aquifer from the transverse electrical resistance parameter

Verônica Jorge Silva<sup>1</sup>; Leandson Roberto Fernandes Lucena<sup>1</sup>✉

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Natal, RN

✉ [veronicajorgeq@gmail.com](mailto:veronicajorgeq@gmail.com), [leandson.lucena@ufrn.br](mailto:leandson.lucena@ufrn.br)

### Palavras-chave:

Resistência elétrica transversal;  
Transmissividade hidráulica;  
Potencialidades hidrogeológicas;  
Aqüífero Barreiras-RN

### Keywords:

Transverse electrical resistance;  
Hydraulic transmissivity;  
Hydrogeological potentialities;  
Barreiras Aquifer-RN.

Revisão por pares.  
Recebido em: 10/11/2021.  
Aprovado em: 23/02/2022.

### Resumo

O Aquífero Barreiras, de natureza porosa e caráter hidráulico predominantemente não confinado, representa o principal manancial hídrico do litoral leste do Estado do Rio Grande do Norte. A falta de dados confiáveis acerca de poços, entretanto, dificulta a identificação de áreas com maior favorabilidade hídrica, especialmente fora dos perímetros urbanos. Esta pesquisa é fundamentada na utilização de métodos geoeletricos, particularmente do parâmetro resistência elétrica transversal, bem como teste de aquífero para as estimativas de parâmetros hidráulicos, a fim de identificar áreas com maiores potencialidades hidrogeológicas tomando-se como alvo uma área no baixo curso do Rio Maxaranguape-RN. Os resultados mostram uma faixa no centro da área com resistências elétricas transversais superiores a 25.000 Ohm.m<sup>2</sup>, valores estes derivados de modelos inversos de sondagens elétricas verticais-SEVs e associadas com subáreas de maiores espessuras e/ou resistividades médias da zona saturada. Nesse aspecto, análises com regressão linear entre os parâmetros espessura e resistividade média da zona saturada, esta correlacionada à condutividades hidráulicas, com a resistência elétrica transversal demonstram que a resistividade elétrica média é preponderante no cálculo da resistência transversal, exibindo um fator de correlação R<sup>2</sup> de 0,88, em detrimento de um R<sup>2</sup> de 0,39 da relação entre espessura saturada e resistência transversal. Adicionalmente, um mapa de estimativas de transmissividade hidráulica para a área foi elaborado, considerando calibração geoeletrica e teste de aquífero em poço adjacente, realçando a faixa de maior resistência transversal como, igualmente, apresentando maiores transmissividades hidráulicas e, portanto, mais promissora para captações futuras.

### Abstract

The Barreiras Aquifer is a porous aquifer and has a predominantly unconfined hydraulic character, and it is the main water resource of the eastern coast of the Rio Grande do Norte State. The lack of reliable well data hinders the ability to prospect more promising areas for water exploitation, particularly outside urban perimeters. The research is based on the use of geoelectric methods, particularly the transverse electrical resistance parameter, as well as aquifer test for hydraulic parameters estimates, to identify areas with higher hydrogeological potentialities, targeting an area in the lower course of the Maxaranguape-RN river. The results show a strip in the center of the area with transverse electrical resistances greater than 25,000 Ohm.m<sup>2</sup>, which were derived from vertical electrical sounding-VES data inversion and are associated with subareas of higher thicknesses and/or average resistivity of saturated zone. Linear regression analysis reveals that the average transverse resistivity of the saturated zone is strongly correlated to hydraulic conductivities, but not with the thickness of the saturated zone. Additionally, a map of hydraulic transmissivity estimates for the area was obtained considering geoelectric calibration and aquifer test in adjacent well. This highlights the range of higher transverse electrical resistance, which in turn has higher hydraulic transmissivities and, therefore are the most promising areas for future well location.

DOI: <http://doi.org/10.14295/ras.v35i3.30092>

## 1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O Aquífero Barreiras é uma reserva importante e estratégica para a região costeira leste do Estado do Rio Grande do Norte, inclusive como suporte de desenvolvimento socioeconômico local. Este manancial subterrâneo abastece a grande maioria das cidades do litoral oriental, incluindo a capital Natal (LUCENA, 2005; MELO *et al.*, 2013). Nessa conjuntura, amplia-se também a demanda por pesquisas envolvendo o abastecimento público, com vistas a promover um uso adequado e manejo sustentável desse recurso.

Estudos hidrogeológicos básicos contribuem para criar estratégias de gestão e preservação dos recursos hídricos, evitando que o volume de água retirado nos aquíferos supere sua capacidade de recarga anual natural, prevenindo superexploração e prejuízos às captações de água. Por outro lado, a escassez de dados de poços, sobretudo fora dos perímetros urbanos, limita o levantamento de informações sobre o aquífero. Nesse caso, levantamentos geofísicos se mostram fundamentais, por exemplo, no aprofundamento da caracterização de aquíferos, incluindo a identificação de áreas com maior favo-

rabilidade hídrica e fontes mais produtivas para o abastecimento público. Somado a isso, pode-se suprir lacunas de informações em locais onde dados de poços podem ser restritos ou mesmo inexistentes.

Nesse contexto, esta pesquisa objetivou caracterizar o Aquífero Barreiras a partir de levantamentos geoeletricos, na modalidade de sondagens elétricas verticais-SEV, particularmente se buscando identificar subáreas com maior potencial hidrogeológico, além de propor estimativas de transmissividades hidráulicas (T) a partir do parâmetro Dar Zarrouk resistência elétrica transversal (ORELLANA, 1972; BRAGA, 2016; YUSUF *et al.*, 2021).

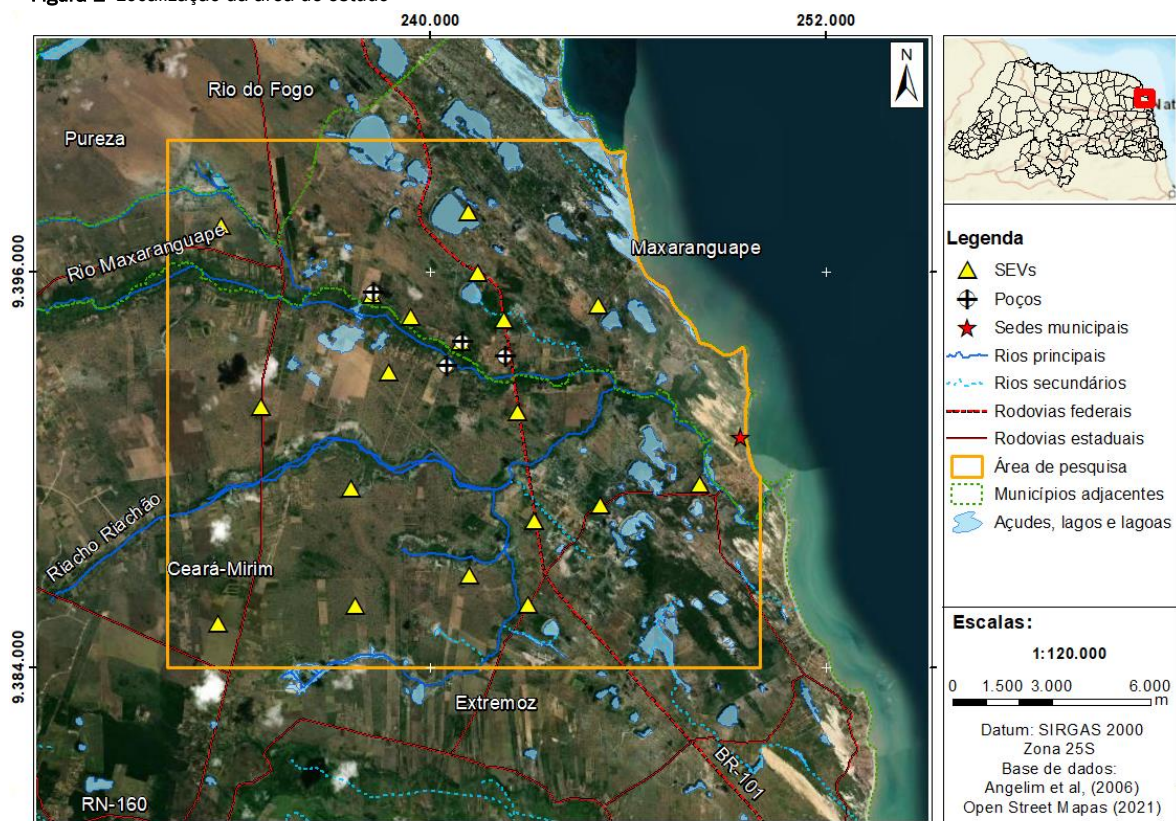
Estudos anteriores utilizando parâmetros de Dar Zarrouk (resistência elétrica transversal e condutância longitudinal) ressaltaram sua aplicabilidade em diversos aspectos da pesquisa hidrogeológica. Soupios *et al.* (2007), utilizando parâmetros de Dar Zarrouk e demais dados geoeletricos de superfície, estimaram parâmetros hidráulicos em diversas unidades aquífe-

ras na Bacia de Keritis (Grécia), confrontando-os com dados laboratoriais e de testes de bombeamento. Utom *et al.* (2012) definiram áreas de maior transmissividade hidráulica em um aquífero raso na Nigéria a partir de parâmetros Dar Zarrouk, considerando também um fator de ponderação na relação entre resistividades e conteúdo argiloso.

A partir da associação de dados geoeletricos e hidráulicos, Souza *et al.* (2019) identificaram locais mais promissores para captações da água subterrânea, associado a valores mais elevados de resistência elétrica transversal em ambiente hidrogeológico similar a este estudo.

A área de estudo se situa no baixo curso Rio Maxaranguape, litoral leste do Rio Grande do Norte, distando cerca de 60 km a norte da capital Natal (figura 1). A área está inserida na região denominada “vales úmidos”, em face da elevada pluviosidade relativa, grande incidência de cursos d’água superficiais perenes e importantes aquíferos (SERHID, 2006; MELO *et al.*, 2013).

Figura 1- Localização da área de estudo



## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A estratigrafia da área é dividida em duas sequências litoestratigráficas, sendo uma não aflorante e outra aflorante (LUCENA, 2005). A primeira é composta pelo embasamento cristalino, atribuído ao Complexo Caicó, com associações de rochas com alto grau metamórfico e ígneas (SOUZA *et al.* 1996). Sobrejacente e depositada discordantemente, está a sequên-

cia mesozoica de arenitos da Formação Açú seguida da Formação Jandaíra, de natureza carbonática (BEZERRA, 1998; LUCENA, 2005).

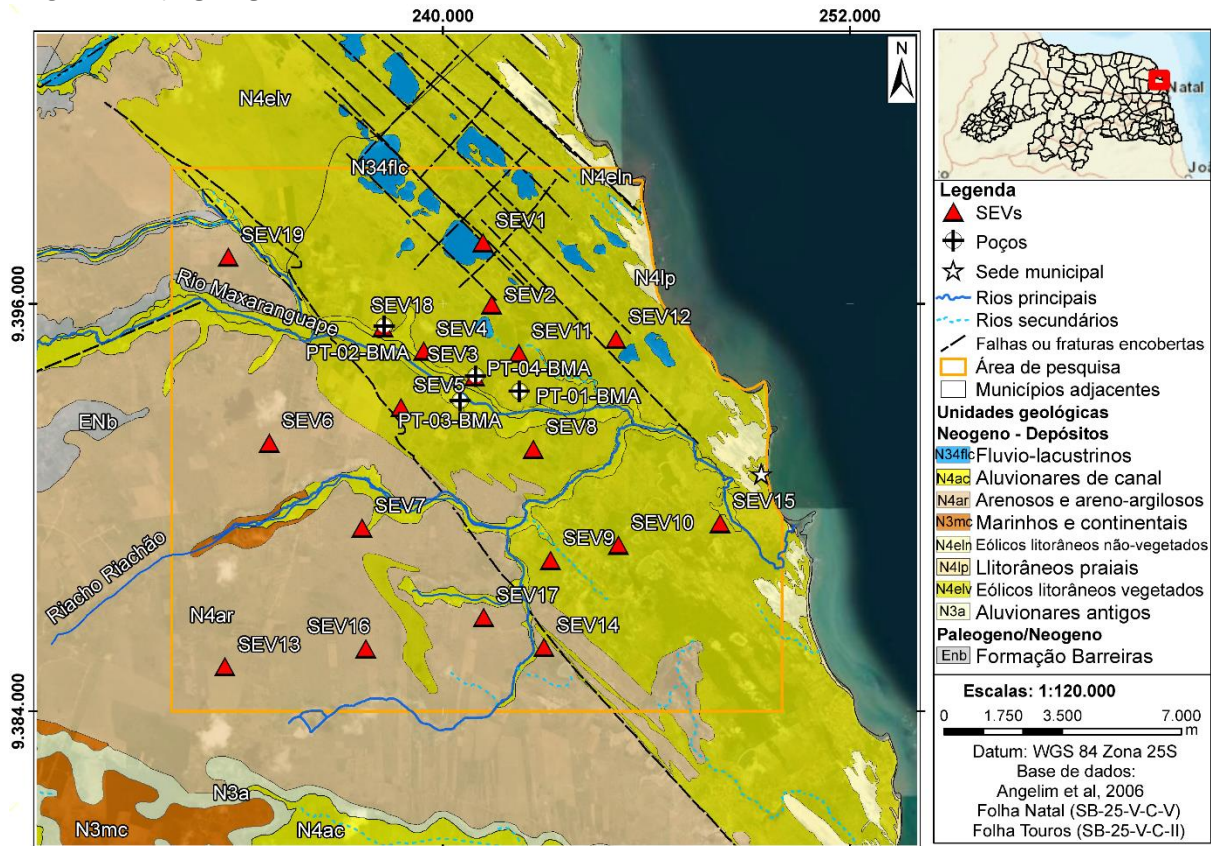
A sequência aflorante é formada por rochas siliciclásticas da Formação Barreiras (Paleógeno-Neógeno) (LUCENA, 2005), foco desse estudo, e suas coberturas quaternárias (figura 2).

Estas últimas envolvem coberturas areno-argilosas pouco espessas indiferenciadas, aluviões, dunas, sedimentos praias e de mangues (ROSSETTI *et al.*, 2011).

A Formação Barreiras, compondo a base da seqüência aflorante, é formada litologicamente por depósitos clásticos con-

solidados, envolvendo arenitos, argilitos, arenitos argilosos e conglomerados associados (LUCENA, 2005; BALSAMO *et al.*, 2010; ROSSETTI *et al.*, 2011). As rochas da Fm. Barreiras afloram em setores do oeste da área e em pequenos trechos de falésias ao longo da linha de costa (PFALTZGRAFF; TORRES, 2010; NUNES *et al.*, 2020).

Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo



Fonte: adaptado de Angelim *et al.* (2006).

O arcabouço estrutural da bacia sedimentar costeira do Rio Grande do Norte possui falhas e estruturas que são associadas a vários ciclos de reativações tectônicas, sendo os últimos eventos, na forma de neotectonismo rúptil, registrados no Mioceno e Quaternário (LUCENA; QUEIROZ, 1996; BEZERRA *et al.* 2001; NOGUEIRA *et al.*, 2010).

Na Fm. Barreiras se identifica um padrão estrutural de falhas, com dois trends preferenciais (NE-SW e NW-SE), apontadas a partir de alinhamentos morfotectônicos (Bezerra *et al.* 2001; Lucena *et al.* 2006; Souza *et al.* 2019). Essas falhas decorrem de uma compressão horizontal máxima E-W, conferido ao empurrão da cadeia meso-Atlântica, e uma distensão N-S (BEZERRA *et al.* 2001; NOGUEIRA *et al.* 2006).

Essa movimentação tectônica deu origem a grabens e horsts locais, modelando a deposição das unidades superiores (LUCENA, 2005; NUNES *et al.* 2020). Os padrões de drenagens também são afetados, bem como variações de espessuras saturadas no aquífero e, conseqüentemente, de transmissividades hidráulicas (BEZERRA *et al.* 2014; ALVES; LUCENA, 2021).

### 3. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

O Aquífero Barreiras se estende por toda a bacia costeira, sobrepondo-se às rochas da seqüência carbonática cretácea, abrigando-se nas rochas areníticas da Formação homônima e, eventualmente, também nas porções inferiores de algumas coberturas quaternárias (IPT, 1982; MELO *et al.*, 2013). A relevância do aquífero, conforme reportado, reside no fato deste abastecer cerca de 80% das cidades do litoral leste do Rio Grande do Norte, incluindo a capital Natal (MELO *et al.*, 2013). O referido manancial possui caráter hidráulico predominantemente não confinado, embora possa apresentar características de semi-confinamentos localizados decorrente de camadas argilosas da própria Formação Barreiras. Sua composição litológica, contudo, apresenta uma predominância de arenitos argilosos (Nunes *et al.* 2020). A partir de perfis de poços, Melo *et al.* (2013) descreveram maior presença de arenitos médios a grossos na base do aquífero e arenitos finos e argilosos no topo.

O aquífero é limitado na sua base por um aquitardo cretáceo,

representado por arenitos e argilitos de composição calcífera e representando o topo das rochas carbonáticas não aflorantes da região (SILVA *et al.*, 2014). Seu limite superior, por sua vez, envolve sedimentos inconsolidados de dunas, sobretudo nas proximidades da linha de costa, as quais possibilitam a infiltração das águas pluviais, auxiliando na sua recarga natural (LUCENA, 2005; MELO *et al.* 2014).

A recarga local do aquífero é estimada em aproximadamente 213 mm/ano, representando uma taxa de infiltração de aproximadamente 18% (IPT, 1982; MELO *et al.* 2013). O escoamento subterrâneo é predominantemente de oeste para leste, no sentido do oceano, alimentando lagoas e o fluxo de base de rios locais (STEIN *et al.* 2012; ALVES *et al.* 2016).

Melo *et al.* (2013) identificam transmissividades e condutividades hidráulicas de  $3 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s e  $10^{-4}$  m/s respectivamente, para o aquífero na área da bacia do Rio Maxaranguape. Estes autores relatam, ainda, descargas locais exploráveis em poços de até 120 m<sup>3</sup>/h no médio e baixo curso do Rio Maxaranguape.

A partir de estudos petrofísicos em amostras da Fm. Barreiras, Silva *et al.* (2014) definiram um valor médio de porosidade

eficaz de 7,6%, enquanto Alves *et al.* (2016) definiram 15% de porosidades efetivas médias. A importância da caracterização da estruturação regional em termos hidrogeológicos, por sua vez, decorre do fato de que, a princípio, espessuras maiores da zona saturada, decorrente das falhas locais, representariam áreas mais promissoras para captações destinadas ao abastecimento público. Nesse aspecto, Nunes *et al.* (2020) associaram também variações de espessura do aquífero, entre 19,0 m e 66,0 m na área do baixo curso do Rio Maxaranguape, à estruturação preexistente, evidenciando um aumento das espessuras saturadas de montante para jusante (W -E) no sentido da linha de costa.

Lucena *et al.* (2006, 2013), Bezerra *et al.* (2014), Souza *et al.* (2019) e Nunes *et al.* (2020) ressaltam ainda a importância de estudos estruturais em aquíferos porosos, particularmente envolvendo o Aquífero Barreiras, uma vez que outras feições do aquífero, além de sua geometria, são direta ou indiretamente afetadas por falhas (eventuais condicionamentos de fluxo, além de parâmetros hidráulicos).

A tabela 1 apresenta dados de quatro poços executados na área, com suas características construtivas e vazões recomendadas a partir de testes de vazão.

**Tabela 1** – características construtivas de quatro poços tubulares executados na área de estudo (ver localização na figura 1), com suas respectivas vazões recomendadas

Poço	UTM mE	UTM mN	Ø (pol)	Prof. (m)	NE (m)	Intervalo Filtros (m)	Q (m <sup>3</sup> /h)
Pt-01	242.257	9.393.424	8	73	19,90	43-63; 67-71	140
Pt-02	238.270	9.395.352	8	55	19,27	35-39; 41-53	120
Pt-03	240.508	9.393.150	8	66	13,17	35-47; 51-63	113
Pt-04	264.695	9.328.422	10	75	25	44-60; 64-72	99

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

A eletrorresistividade representa o principal método geofísico nas pesquisas hidrogeológicas. Ele é baseado nas medições de propriedades elétricas presente nas rochas, particularmente da condutividade elétrica decorrente dos eletrólitos de saturação das rochas (KIRSCH, 2009; YORUM; HUBBARD, 2005; BRAGA, 2016).

Esta pesquisa foi fundamentada na execução de um levantamento geoeletrico, por meio da técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), usando o arranjo de eletrodos Schlumberger (ORELLANA, 1972; KIRSCH, 2009), no sentido de identificar áreas mais promissoras de captação.

Nesse contexto, 19 SEVs foram executadas com o arranjo de eletrodos Schlumberger e abertura máxima de eletrodos (AB/2) de 600 m, sendo estas posteriormente processadas e interpretadas no software de inversão geoeletrica Ipi2win, versão 2.1 (BOBACHEV *et al.* 2000). A partir desses dados foi gerada uma curva de resistividade aparente em função da abertura dos eletrodos (ORELLANA, 1972; BRAGA, 2016).

Objetivando-se diminuir ambiguidades e suprir lacunas de informações em locais sem perfis elétricos de poços (well logging) e/ou informações de resistividade elétrica "in situ" foram realizadas SEVs de calibração (BRAGA, 2016). Esse tipo de procedimento consiste em realizar uma sondagem geoeletrica adjacente a poços que já possuem informações litológicas e hidrogeológicas confiáveis. Nesse caso, busca-se correlacionar essas descrições, particularmente as litologias e respectivas espessuras de camadas, com os dados geoeletricos obtidos, definindo um modelo geoeletrico de resistividades x espessuras e subsidiando a interpretação das demais SEVs. As resistividades são obtidas mediante modelo inverso e ajuste entre a curva modelada e os dados de campo, fixando-se os valores de espessuras das camadas. As demais SEVs foram interpretadas considerando os principais vínculos geológicos e hidrogeológicos locais a partir de dados geológicos e geoeletricos de poços e resistividades obtidas na calibração geoeletrica.

Utilizando-se um prisma geoeletrico hipotético (figura 3), com resistividade igual a  $\rho_i$ , e a espessura das camadas igual a  $E_i$ , um fluxo de corrente elétrica atravessando o subsolo tende a seguir duas orientações preferenciais: uma perpendicular e

outra paralela as estratificações (BRAGA, 2016). O produto da resistividade pela espessura das camadas geoeletricas do fluxo perpendicular é denominado de resistência elétrica transversal-RT, representando um dos parâmetros de Dar Zarrouk (ORELLANA, 1972; BRAGA, 2016).

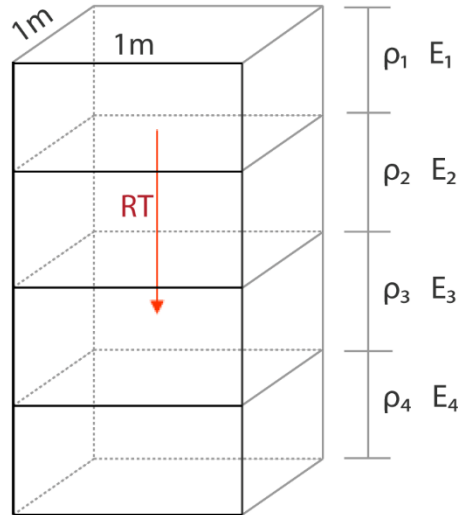
Nesse caso, os estratos atuam como condutores em série, e a resistividade total será a soma da resistividade de cada camada. O conjunto das resistências das camadas  $i$ , com com-

primento (L) e seção transversal (S), é dado pela equação 1.

$$RT = \rho \frac{L}{S} \rightarrow R = \rho \frac{E}{1 \times 1} \rightarrow RT = E \cdot \rho \quad (\Omega \cdot m^2) \quad (1)$$

onde, RT = resistência elétrica transversal ( $\Omega \cdot m^2$ ); E = espessura da camada (m) e  $\rho$  = resistividade elétrica ( $\Omega \cdot m$ ).

**Figura 3** - Prisma indicando fluxo de corrente vertical perpendicular à estratificação e a concepção do parâmetro Resistência Elétrica Transversal



Fonte: adaptado de Orellana (1972).

Para cada SEV, foram calculados os parâmetros espessura, resistividade média e resistência transversal da zona saturada.

Os valores de espessura foram calculados a partir do somatório das espessuras das camadas geoeletricas da zona saturada, conforme equação 2.

$$E = \sum E_i \quad (m) \quad (2)$$

onde, E = espessura da camada (m).

A resistência elétrica transversal da zona saturada foi calculada individualmente para cada camada geoeletrica. Posteriormente, os valores foram somados aritmeticamente, obtendo ao final os parâmetros de toda zona saturada (equação 3). Esse cálculo foi realizado individualmente para cada SEV.

$$RT = \sum (E_i \cdot \rho_i) \quad (\Omega \cdot m^2) \quad (3)$$

onde, RT = resistência elétrica transversal ( $\Omega \cdot m^2$ ); E = espessura da camada (m) e  $\rho$  = resistividade elétrica ( $\Omega \cdot m$ ).

A partir da equação 3, a resistividade média da zona saturada pode ser então estimada de acordo com a equação 4 (adaptada de ORELLANA, 1972).

$$\rho_m = \frac{RT}{\sum E} \quad (\Omega \cdot m) \quad (4)$$

onde,  $\rho_m$  = resistividade elétrica média da zona saturada ( $\Omega \cdot m$ ); RT = resistência elétrica transversal ( $\Omega \cdot m^2$ );  $\rho$  = resistividade elétrica ( $\Omega \cdot m$ ) e E = espessura da camada (m).

Alternativamente, essa resistividade média da zona saturada pode ser obtida pela média ponderada (ResPond), sendo o fator de ponderação as respectivas espessuras das camadas geoeletricas, usando a equação 5.

$$\text{ResPond} = \frac{E \cdot \rho}{E} \quad (\Omega \cdot m) \rightarrow \text{ResPond} = \frac{RT}{E} \quad (\Omega \cdot m) \quad (5)$$

onde, RT = resistência elétrica transversal ( $\Omega \cdot m^2$ ); E = espessura da camada (m) e  $\rho$  = resistividade elétrica ( $\Omega \cdot m$ ).

A transmissividade hidráulica diz respeito à quantidade de água transmitida ao longo de toda espessura do aquífero, podendo ser representada em  $m^2/min$  ou suas subdivisões (FEITOSA *et al.* 2008). Esse parâmetro é dado algebricamente pelo produto entre a espessura do aquífero e sua condutividade hidráulica (equação 6).

A condutividade hidráulica (K) está associada com a facilidade da rocha de se comportar como um condutor hidráulico

(Feitosa *et al.* 2008), possuindo uma relação de proporcionalidade direta com a resistividade elétrica da zona saturada (arenitos saturados possuem maiores resistividades, em detrimento de arenitos argilosos a argilitos, por exemplo) (Braga, 2016).

$$T = K \times E \text{ (m}^2\text{/min)} \quad (6)$$

onde, T = transmissividade (m<sup>2</sup>/min); K = condutividade hidráulica (m/min) e E = espessura da camada saturada (m). Considerando as equações 3 e 6, tem-se igualmente uma relação de proporcionalidade direta entre transmissividade hidráulica e a resistência elétrica transversal da zona saturada (BRAGA 2006; 2016), uma vez que a condutividade hidráulica é diretamente proporcional a resistividade elétrica e a espessura saturada é a mesma em ambas equações (BRAGA, 2016; SOUZA *et al.* 2019).

Na calibração geoeétrica reportada, o valor de resistência elétrica transversal foi igualmente calibrado, considerando-se um dado de transmissividade hidráulica obtido em teste de aquífero realizado pelo método de Theis (*in* FEITOSA *et al.*, 2008) no poço tubular Pt-04 (ver tabela 1). Neste teste, utilizou-se um piezômetro como poço de observação posicionado a 70 m do poço bombeado. A vazão e duração do teste foram de 99 m<sup>3</sup>/h e 39 horas, respectivamente. Os demais valores de transmissividades hidráulicas foram então estimados nas de-

mais SEVs ao longo da área através da proporcionalidade direta com os respectivos valores de RT.

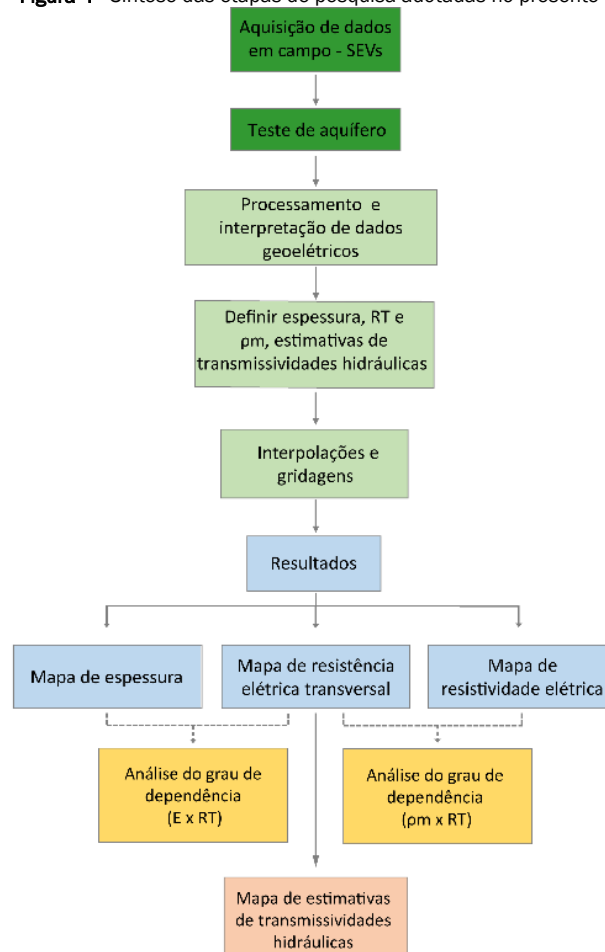
Adicionalmente, foi efetuado uma análise do grau de dependência entre espessuras saturadas ou resistividades aparentes com RT a partir de regressão linear, correlacionando essas variáveis a partir do método dos mínimos quadrados e se observando os respectivos fatores de correlação (R<sup>2</sup>) nas linhas de tendência (GOTELLI; ELLISON, 2011). Esse procedimento objetivou avaliar preliminarmente qual dos parâmetros seria preponderante no cálculo da RT e, conseqüentemente, nas análises de potencialidades hidrogeológicas locais.

Nesse estudo foram analisadas as seguintes relações:

- X como variável independente, representando espessura ou resistividade média da zona saturada;
- Y como variável dependente, representando a resistência elétrica transversal.

Para a obtenção de cartografias das variáveis espessura saturada, resistividade elétrica média da zona saturada, resistência elétrica transversal e transmissividade hidráulica, foram realizados os processos de interpolação e gridagem, pelo método *Kriging* (CHRISTAKOS, 2000; LANDIM, 2003), com auxílio do software de tratamento geoestatístico Surfer (GOLDENSOFTWARE, *in* Surfer 2010). Um fluxograma com uma síntese da metodologia reportada é apresentado na figura 4.

Figura 4 - Síntese das etapas de pesquisa adotadas no presente estudo



## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

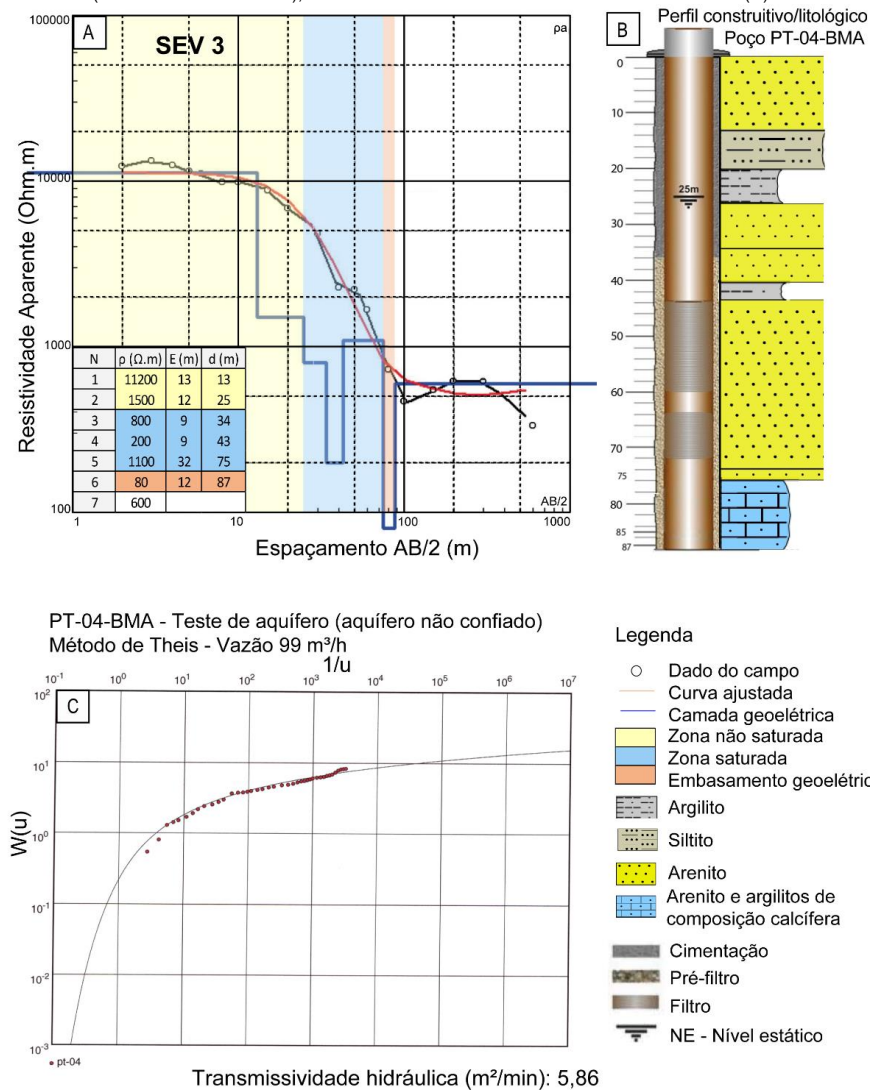
As SEVs executadas apresentam um comportamento geral similar em termos de análise qualitativa, envolvendo valores de resistividades relativos maiores nas aberturas de eletrodos iniciais e associados com a zona não saturada sobreposta ao aquífero, seguido de uma tendência descendente da curva no gráfico  $AB/2 \times$  Resistividade associado com a zona saturada. A porção final desses gráficos, relativa às maiores aberturas de eletrodos, exibe valores reduzidos de resistividades associados com arenitos a argilitos de composição calcífera e referente ao embasamento hidrogeológico carbonático do Aquífero Barreiras. Uma tendência ascendente posterior pode ainda ser caracterizada, denotando resistividades crescentes e compatíveis com rochas carbonáticas de composição mais pura (Formação Jandaíra).

As análises quantitativas foram obtidas considerando dados do modelo inverso obtido na sondagem elétrica de calibração

(SEV03, adjacente ao poço Pt-04; figura 1). Nessa calibração (figura 5), “N” representa o número de camadas do modelo geoeletrico, “ $\rho$ ” a resistividade aparente de cada camada geoeletrica, “E” a espessura das camadas geoeletricas e “d” a profundidade da camada. A zona não saturada está representada em amarelo, a zona saturada em azul e o embasamento hidrogeológico em vermelho.

A figura 6 exibe duas outras SEVs executadas (SEV18 e SEV19), ressaltando-se o ajuste das curvas de resistividade aparente e os respectivos modelos geoeletricos interpretados. A tabela 2 apresenta as SEVs executadas e os respectivos valores de espessura saturada (m), resistividade média da zona saturada (Ohm.m), resistência elétrica transversal (Ohm.m<sup>2</sup>) e estimativas de transmissividade hidráulica (m<sup>2</sup>/min). Considerando estes valores, foram obtidos mapas de resistência elétrica transversal, espessura e resistividade média, todos referentes à zona saturada (figuras 7, 8 e 9, respectivamente).

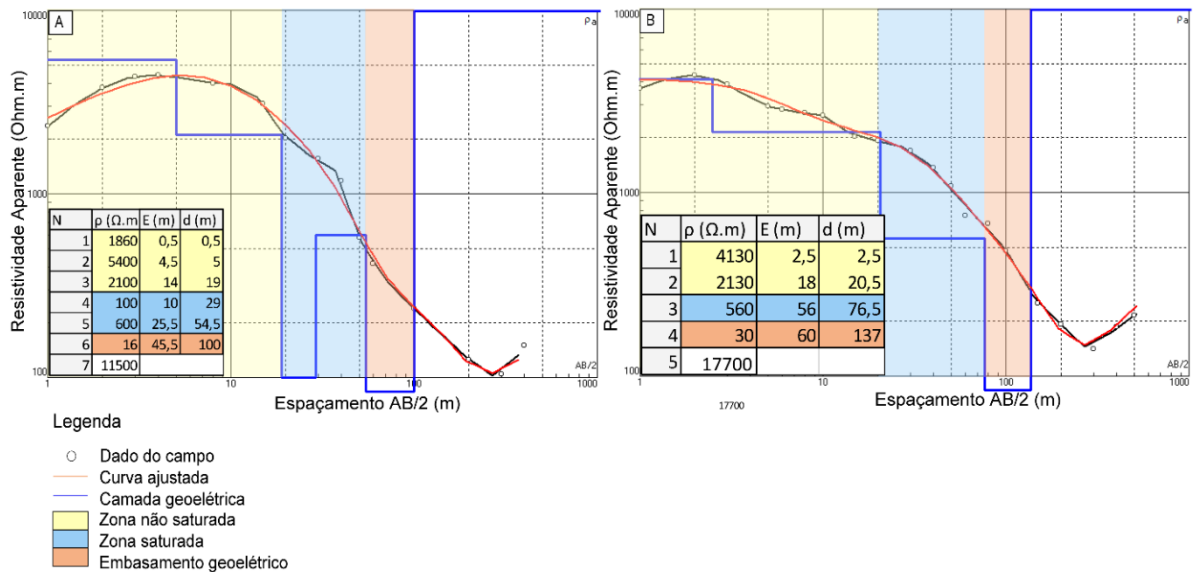
**Figura 5** - Sondagem elétrica de calibração (SEV3), exibindo ajuste da curva modelada (em vermelho) aos dados de campo (em preto). (A); perfil litológico-constutivo simplificado do poço Pt-04 (B) e gráfico  $1/u \times W(u)$  referente à teste de aquífero executado na mesma captação mediante método de Theis (in Feitosa et al. 2008), com valor de transmissividade hidráulica obtida (C)



Em linhas gerais, as resistências elétricas transversais (RT) variaram entre 3040  $\Omega.m^2$  e 51000  $\Omega.m^2$ , com mediana de 31500  $\Omega.m^2$ . As espessuras médias (E) encontradas variaram

entre 19 m e 60 m, com mediana de 48 m e as resistividades médias (ResPond) variaram entre 160  $\Omega.m$  e 1040  $\Omega.m$ , com mediana de 750  $\Omega.m$ .

**Figura 6** - Curvas ajustadas de resistividade aparente das sondagens elétricas verticais 18 (a) e 19 (b) executadas, evidenciando os respectivos modelos geoeletricos interpretados



A análise de dependência e correlação entre os parâmetros espessura e resistividade média da zona saturada (variáveis independentes) com o parâmetro resistência elétrica transversal (variável dependente) são apresentados em gráfico linear nas figuras 8B e 9B, os quais exibem fatores de correlação  $R^2$  igual a 0,39 e 0,88, respectivamente. Ressaltando que quanto mais próximo a 1 o valor de  $R^2$ , mais satisfatória será a correlação.

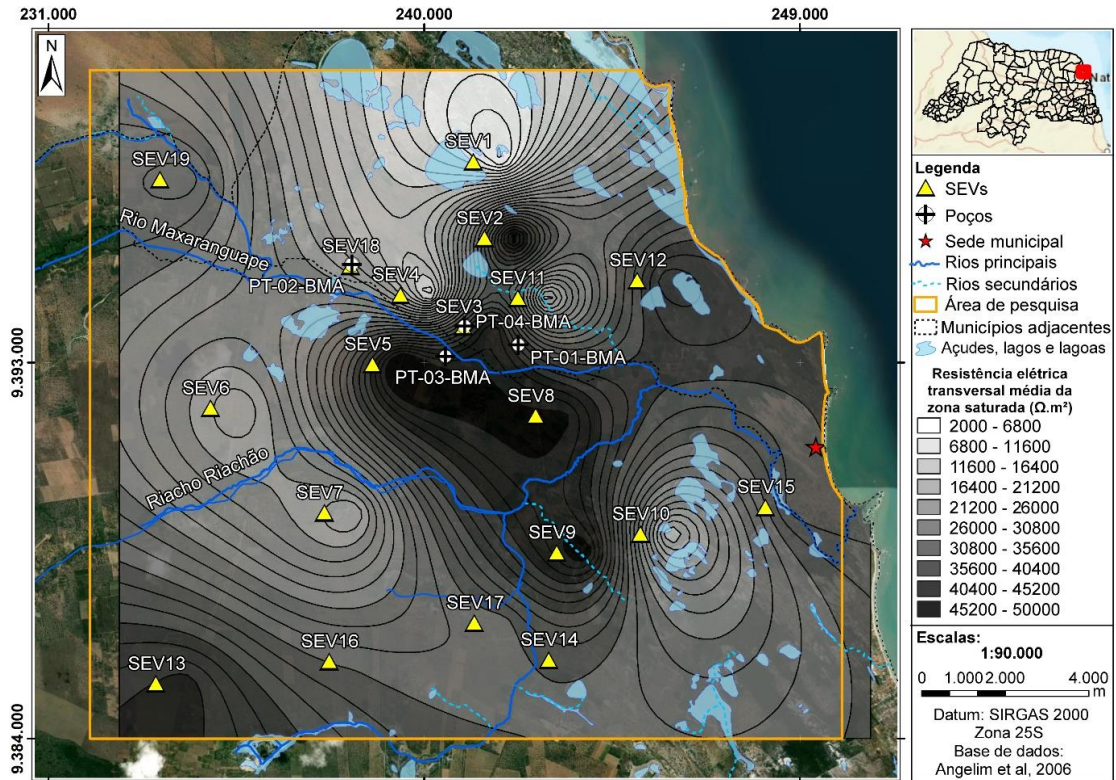
No mapa gerado de resistência elétrica transversal (figura 7) da zona saturada os maiores valores estão localizados no centro da área estudada, entre as SEV2, SEV5 e SEV9, com valores superiores a 35000  $\Omega.m^2$ , realçando essa subárea como mais promissora em termos de potencialidades hidrogeológicas.

**Tabela 2** - Síntese dos resultados geoeletricos, com os respectivos valores de espessura saturada (m), resistividade média da zona saturada ( $\Omega.m$ ), resistência elétrica transversal ( $\Omega.m^2$ ) e estimativas dos parâmetros hidráulicos transmissividade ( $m^2/min$ ) e condutividade hidráulica ( $m/min$ ).

SEV	UTM mE	UTM mN	$E_{sat}$ (m)	$\rho_m$ ( $\Omega.m$ )	RT ( $\Omega.m^2$ )	T ( $m^2/min$ )	K ( $m/min$ )( $\times 10^{-4}$ )
SEV1	241.174	9.397.806	19	160	3040	0,40	0,21
SEV2	241.435	9.395.974	60	800	48000	6,36	1,06
SEV3	240.935	9.393.856	50	884	44200	5,86	1,17
SEV4	239.428	9.394.614	32	289	9240	1,23	0,38
SEV5	238.760	9.392.954	51	1000	51000	6,76	1,32
SEV6	234.881	9.391.906	46	400	18400	2,44	0,53
SEV7	237.608	9.389.406	54	335	18120	2,40	0,44
SEV8	242.664	9.391.724	53	870	46110	6,11	1,15
SEV9	243.171	9.388.450	48	990	47520	6,30	1,31
SEV10	245.169	9.388.896	40	375	15000	1,99	0,49
SEV11	242.236	9.394.542	50	300	15000	1,99	0,39
SEV12	245.096	9.394.965	53	770	40810	5,41	1,02
SEV13	233.571	9.385.316	40	1050	42000	5,57	1,39
SEV14	242.974	9.385.884	50	652	32600	4,32	0,86
SEV15	248.165	9.389.540	42	859	36080	4,78	1,13
SEV16	237.718	9.385.848	42	750	31500	4,18	0,99
SEV17	241.195	9.386.770	35	890	31150	4,13	1,18
SEV18	238.227	9.395.304	36	459	16300	2,16	0,6
SEV19	233.669	9.397.380	56	560	31360	4,16	0,74



**Figura 7** - Mapa de resistência elétrica transversal para a área de estudo, derivado de dados de modelos inversos de SEVs



O mapa obtido para a espessura da zona saturada (figura 8) mostra na porção centro norte e noroeste da área valores superiores a 56 m, próximos às SEV2 e SEV 19, respectivamente. Com esse parâmetro foi possível identificar *trends* NE e NW nas áreas de maiores espessuras, sendo essas orientações concordantes com estruturação regional (BEZERRA *et al.*, 2001, 2014; NUNES *et al.* 2020).

Esses autores consideraram as variações de espessura da Formação Barreiras e aquífero homônimo, particularmente envolvendo a área de estudo, como resultado dos processos cinemáticos das falhas regionais e alinhamentos morfotectônicos previamente caracterizados. Esses falhamentos originaram grabens e horsts locais, ocasionando em última análise as variações na espessura saturada.

Figura 8 - Mapa de espessura média da zona saturada (A) e correlação numérica com a resistência elétrica transversal (B)

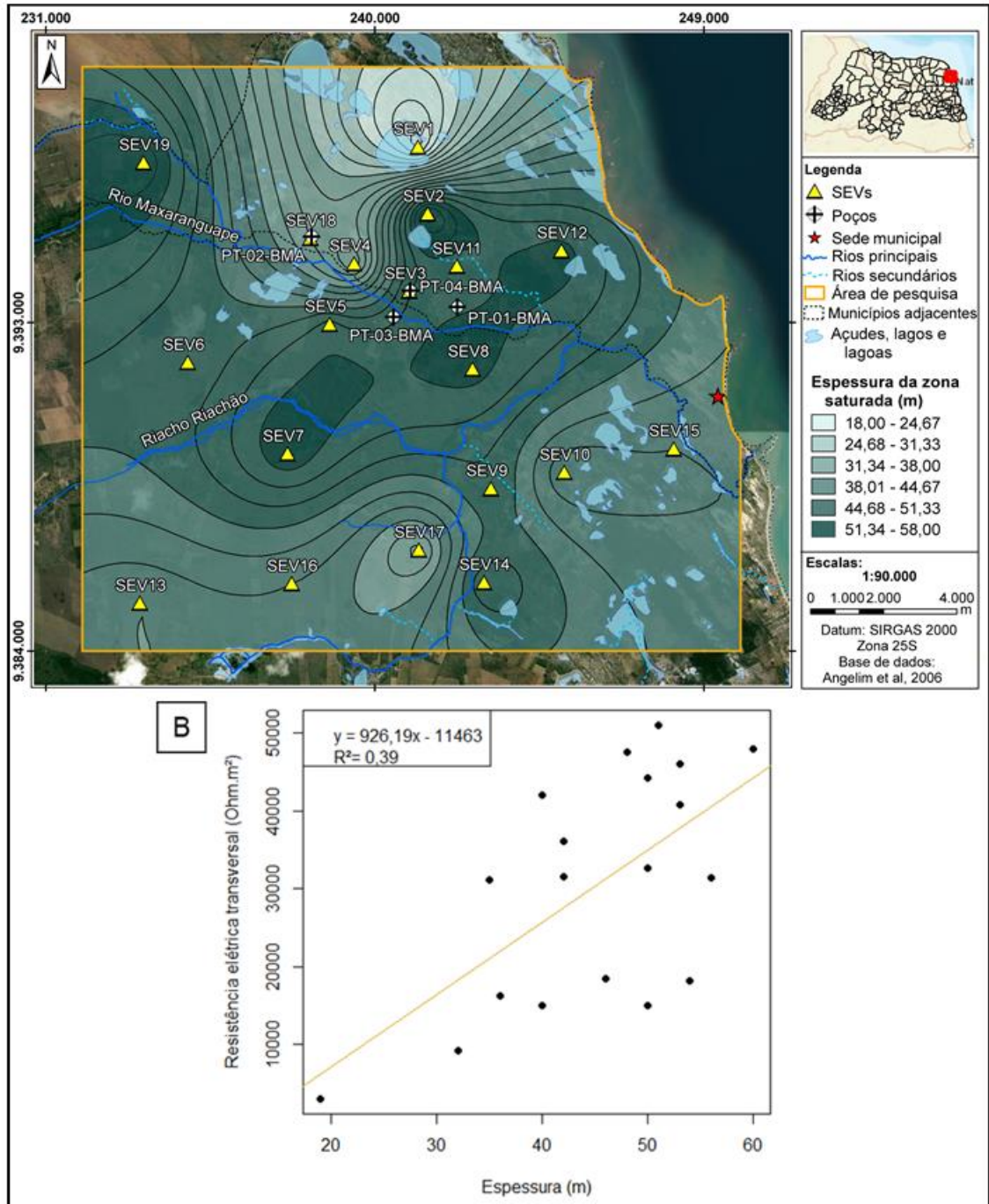
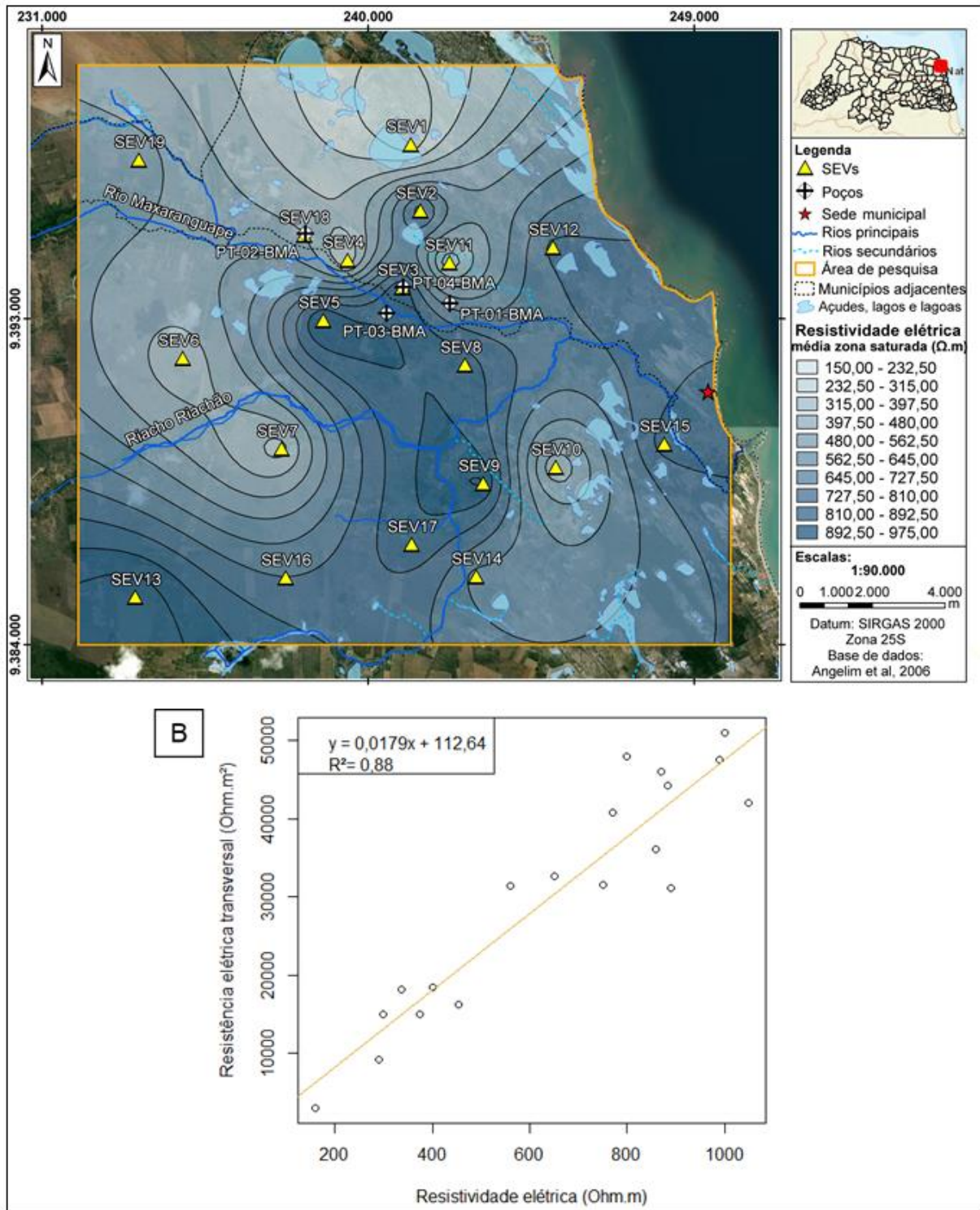


Figura 9 - Mapa de resistividade média da zona saturada (A) e correlação numérica com a resistência elétrica transversal (B)



No mapa de resistividade média da zona saturada (figura 9) os maiores valores estão próximos a SEV13, no extremo sudoeste e na região central da área, entre as SEV5 e SEV9, com valores superiores a 990  $\Omega$ m.

Há uma semelhança aparente entre os mapas de resistividade média e de resistência elétrica transversal, onde ambos exibem, respectivamente, valores maiores em suas regiões centrais e ao longo da direção NW - SE. Essa afinidade é válida-

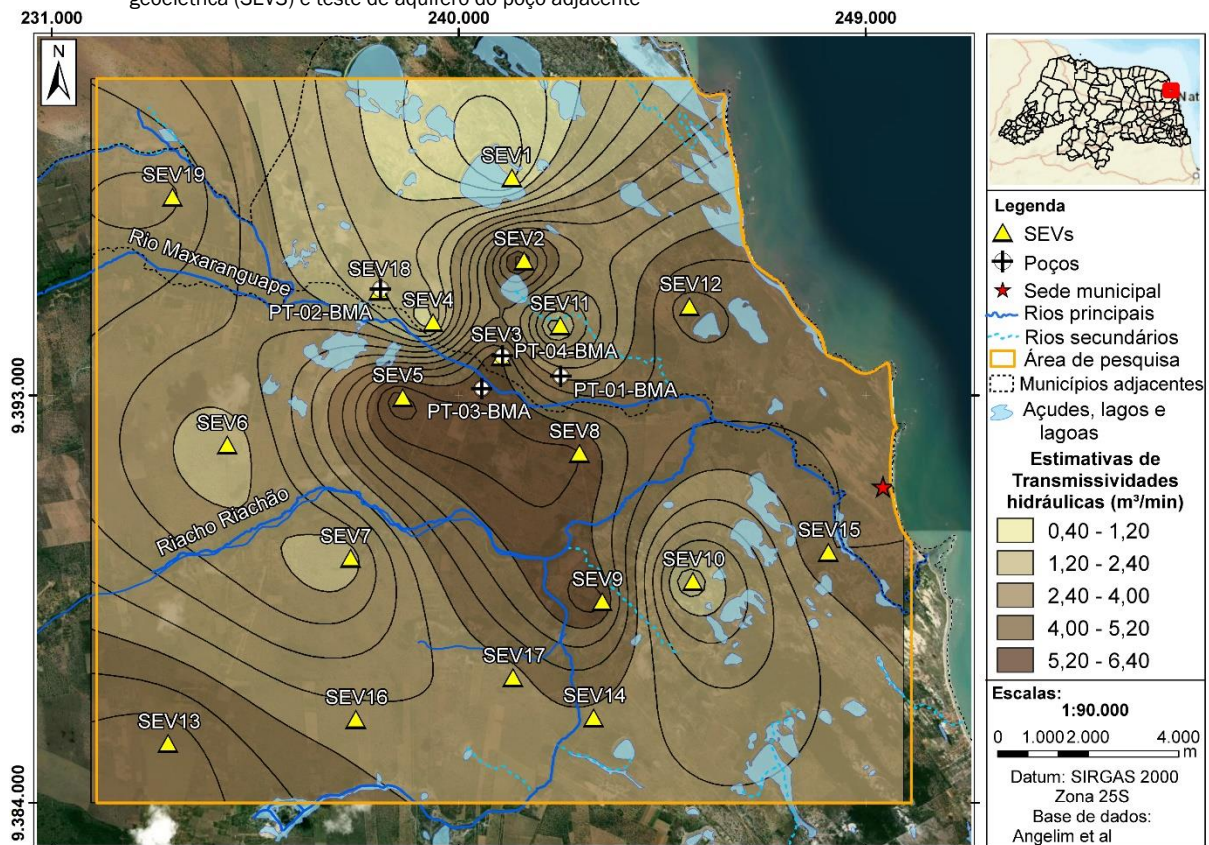
da com a análise do grau de dependência, onde o fator de correlação ( $R^2$ ) entre a resistividade média e resistência transversal da zona saturada ( $\rho \times RT$ ) é substancialmente superior ao fator de correlação ( $R^2$ ) definido para a relação entre a espessura saturada e a resistência transversal ( $E \times RT$ ).

A análise conjunta dos mapas e gráficos das figuras 7, 8 e 9 revelam que a resistividade média da zona saturada é fator preponderante no cálculo da resistência elétrica transversal,

em detrimento das variações de espessura local do aquífero. Esse aspecto é particularmente notado quando se observa o valor de resistência transversal obtida nas imediações do poço PT-02 (tabela 1), considerando a SEV 18 adjacente, o qual exibe uma espessura saturada relativamente menor. Ressaltando a relação de proporcionalidade direta entre resistência elétrica transversal e transmissividade hidráulica, um mapa de estimativas de transmissividades hidráulicas foi elaborado (figura 10). Neste mapa, os maiores valores de trans-

missividades hidráulicas foram determinados na porção central da área, não por acaso coincidente aproximadamente com maiores resistências elétricas transversais (figura 7) e resistividades médias da zona saturada (figura 9). Os valores estimados de transmissividade variaram entre 0,4 e 6,8 m<sup>2</sup>/min, e mediana de 4,17 m<sup>2</sup>/min, com os valores mais elevados no entorno das SEV5, SEV9 e SEV2 (valores acima de 4,8 m<sup>2</sup>/min).

**Figura 10** - Estimativas de transmissividades hidráulicas a partir de resistências elétricas transversais, com aferição na calibração geolétrica (SEV3) e teste de aquífero do poço adjacente



Nesse contexto, ressalta-se que a resistividade média da zona saturada possui uma proporcionalidade direta com sua condutividade hidráulica, ou seja, arenitos saturados mais limpos (maiores condutividades hidráulicas) possuem maiores resistividades elétricas e em relação a arenitos argilosos (condutividades hidráulicas relativas menores), por exemplo. Então, dentro da zona saturada, quanto maior for a resistividade elétrica, maior será a transmissividade e a condutividade hidráulica.

Os dados construtivos e vazões recomendadas dos três outros poços executados na área (tabela 1), apesar de não disporem de valores de transmissividades hidráulicas provenientes de testes de aquífero, respaldam as estimativas das transmissividades alcançadas de forma indireta no estudo. Essa observação decorre, sobretudo, das elevadas vazões recomendadas dessas captações obtidas em testes de bombeamento (em geral, superiores a 100 m<sup>3</sup>/h).

Um incremento qualitativo das estimativas de transmissividades hidráulicas a partir de dados geolétricos ao longo da área certamente seria alcançado com um maior número de sondagens elétricas executadas, bem como se somando a resultados de testes de aquífero adicionais.

## 6. CONCLUSÕES

O emprego do método geolétrico envolvendo o cálculo de resistência elétrica transversal, a partir de modelos inversos calibrados de sondagens elétricas verticais, mostrou-se bastante eficaz na identificação de áreas com maiores potencialidades hidrogeológicas, especialmente em aquíferos rasos e em locais não inseridos em perímetros urbanos e com poucos dados de poços disponíveis. Esse aspecto decorre do caráter não invasivo dos levantamentos, mas, principalmente, por envolver simultaneamente os parâmetros espessura e resistividade elétrica da zona saturada, sendo esta resistividade elé-

trica associada diretamente a transmissividades e condutividades hidráulicas.

Os resultados evidenciaram uma faixa central na área de estudo, com um *trend* aproximado SE – NW e resistências elétricas transversais superiores a 25.000  $\Omega\text{m}^2$ , como mais promissora para a execução de captações futuras. Esses valores, a julgar por análises gráficas com a observação de linhas de tendência e fator de correlação ( $R^2$ ) entre espessura saturada x resistência elétrica transversal ( $R^2 = 0,39$ ) e resistividade elétrica da zona saturada x resistência elétrica transversal ( $R^2 = 0,88$ ), demonstram que a resistividade média da zona saturada representa o parâmetro preponderante nas referidas análises. Este resultado, contudo, não deve ser aleatoriamente adotado como regra em ambientes hidrogeológicos similares na identificação de áreas mais promissoras. Essa observação decorre do fato de que variações na condutividade elétrica das águas do aquífero, associada com seu conteúdo salino, por exemplo, podem afetar tal entendimento. Nesse caso, é fundamental a realização de análises prévias com fatores de correlação linear nesse sentido, buscando-se nortear a continuidade ou ampliação do levantamento geoelétrico, com o cálculo de RT na identificação das subáreas de maior potencial hidrogeológico.

A relação de proporcionalidade direta entre a resistência elétrica transversal da zona saturada e a transmissividade hidráulica, por sua vez, foi evidenciada na similaridade entre as referidas cartografias, onde ambas revelam uma mesma faixa central de valores mais elevados, superiores a 25.000  $\Omega\text{m}^2$  e 4,8  $\text{m}^2/\text{min}$ , respectivamente. Tais resultados são preliminarmente corroborados por vazões recomendadas em três outros poços de pesquisa executados na área, os quais exibem vazões recomendadas a partir de testes de bombeamento iguais ou superiores a 100  $\text{m}^3/\text{h}$ .

## 7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq o financiamento da pesquisa, por meio do projeto de número 473625/2013-0, bem como a Companhia de Águas e Esgotos do Rio Grande do Norte-CAERN o acesso aos dados de poços e testes de bombeamento.

## REFERÊNCIAS

ALVES, R.S., MELO, J.G., SILVA, C.T.X.L., OLIVEIRA, C.C.C. Recursos hídricos subterrâneos da região de Parnamirim, RN: uso das águas e potencialidades. *Águas Subterrâneas* 30, 37, 2016. <https://doi.org/10.14295/ras.v30i1.28486>

ALVES, R. S., LUCENA, L.R.F. Uso de dados hidrogeofísicos e modelos numéricos como alternativa na otimização de locações de poços em um aquífero não confinado. *Águas Subterrâneas* 35, 51–64, 2021. <https://doi.org/10.14295/ras.v35i1.29987>

ANGELIM, L. A. A., MEDEIROS, V. C., NESI, J. R. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. *Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Escala. 1:500.000. Recife: CPRM/FA-PERN, 2006. <http://geobank.sa.cprm.gov.br>.

BALSAMO, F., STORTI, F., SALVINI, F., SILVA, A. T., LIMA, C. C. Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras Formation, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 32, p. 1806-1826, 2010.

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.010>

BEZERRA, F.B.R. *Neotectonics in northeastern Brazil*. PhD Thesis. University of London, 1998.

BEZERRA, F.H.R., AMARO, V.E., VITA-FINZI, C., SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 61–75, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00009-8)

BEZERRA, F.H.R., ROSSETTI, D.F., OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, W.E., BRITO NEVES, B.B., BALSAMO, F., NOGUEIRA, F.C.C., DANTAS, E.L., ANDRADES FILHO, C., GÔES, A.M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics*, 614, 78–90, 2014.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.021>

BOBACHEV, A. A., MODIN, I. N., SHEVNIN, V. A. IPI2Win v. 2.1, IPI\_RES2, IPI\_RES3, *User's Guide*. Moscow, Russia: Geoscan-M Ltd, 2000.

BRAGA, A.C. O. UNESP - Universidade Estadual Paulista, 2006.

BRAGA, A.C. O. *Geofísica aplicada: métodos geoelétricos em hidrogeologia*. Oficina de Textos, 2016.

CHRISTAKOS, G. *Modern spatiotemporal geostatistics*. New York: Oxford Univ. Press, 2000.

FEITOSA, F.A.C., MANOEL FILHO, J., FEITOSA, E.C., DEMETRIO, J.G.A. *Hidrogeologia - conceitos e aplicações*. 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM / LABHID, 2008.

GOTELLI, N.J., ELLISON, A.M. *Princípios de estatística em ecologia*. Tradução: Fabrício B. Baccaro et al. Porto Alegre: Artmed, 2011.

IPT. *Estudo hidrogeológico regional detalhado do Estado do Rio Grande do Norte*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. Natal. 389 p. Secretaria de Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Norte. Relatório técnico IPT nº 15.795, 1992.

KIRSCH, R. *Groundwater Geophysics, a tool for hydrogeology*. Germany: Springer, 2009. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-88405-7>

- LANDIM, P. M. B. *Análise estatística de dados geológicos*. 2. ed. São Paulo: Ed. UNESP, 2003.
- LUCENA, L.R.F., QUEIROZ, M.A. Considerações sobre as influências de uma tectônica cenozóica na pesquisa e prospecção de recursos hídricos - o exemplo do litoral sul de Natal-RN, Brasil. *Águas Subterrâneas* 15, 1996. <https://doi.org/10.14295/ras.v15i1.28579>
- LUCENA, L.R.F. *Implicação da compartimentação estrutural no Aquífero Barreiras na área da bacia do Rio Pirangi-RN*. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, 2005.
- LUCENA, L.R.F.; ROSA FILHO, E.F. DA; HINDI, E.C. O controle estrutural no aquífero barreiras - área. *Águas Subterrâneas*, 20, 83-98, 2006. <https://doi.org/10.14295/ras.v20i1.9715>
- LUCENA, L. R. F., MEDEIROS, W. E., OLIVEIRA JR, J. G, QUEIROZ, M. A. The potential of the Barreiras Aquifer in the lower course of the Doce River, Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil - Integration of hydrogeological and geophysical data. *Brazilian Journal of Geophysics*, RBGf, v. 31, n. 1, p. 43-57, 2013. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v31i1.245>
- MELO, J.G., MORAIS, S.D. O., SILVA, R.A. VASCONCELOS, M.B.M.B. 2013. Avaliação Dos Recursos Hídricos Do Aquífero Barreiras Na Bacia Do Rio Maxaranguape - RN. *Águas Subterrâneas* v. 27, p. 53-64, 2013. <https://doi.org/10.14295/ras.v27i1.26875>
- MELO, J.G. DE, ALVES, R.D.S., DA SILVA, J.G. Estimativa da carga das águas subterrâneas do sistema Aquífero Barreiras na Bacia do rio Pirangi, RN. *Águas Subterrâneas*, 2014. <https://doi.org/10.14295/ras.v28i2.27428>
- NOGUEIRA, F.C.C., BEZERRA, F.H.R., CASTRO, D.L. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Geologia USP. Série Científica* 6, 51-59, 2006. <https://doi.org/10.5327/S1519-74X2006000300007>
- NOGUEIRA, F.C., BEZERRA, F.H.R., FUCK, R.A. 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics* 49, 79-91. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.002>
- NUNES, L.M.G., LUCENA, L.R.F., SILVA, C.C.N. Reserve evaluation of a fault-conditioned aquifer: the Barreiras Aquifer in the coastal region of NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 50, 1-13, 2020. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020180127>
- ORELLANA, E. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo, 1972.
- PFALTZGRAFF, P.A. S., TORRES, F.S. M. *Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM, 2010. 227p. Disponível em [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).
- ROSSETTI, D.F., BEZERRA, F.H.R., GÓES, A.M., NEVES, B.B.B. S ediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*, 235, p. 172-187, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.005>
- SERHID. *Estudos hidrogeológicos para o Plano de Recursos do Estado do Rio Grande do Norte*. Natal RN: Secretaria de Estado de Recursos Hídricos, 2006.
- SILVA, L. R. D., LUCENA, L. R. F., VIEIRA, M. M., NASCIMENTO, A. F. Estimativa de parâmetros hidráulicos do Aquífero Barreiras-RN a partir de análise computacional de imagens de lâminas delgadas. *Revista Águas Subterrâneas*, v. 28, p. 14-27, 2014. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v28i2.27873>
- SOUPIOS, P.M., KOULI, M., VALLIANATOS, F., VAFIDIS, A., STAVROULAKIS, G. Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete - Greece). *Journal of Hydrology*, v. 338, p. 122-131, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.028>
- SOUZA, Z.S., JARDIM DE SÁ, E.F., MARTIN, H. *Metagranitóides do complexo caicó, NE do Brasil: aspectos geoquímicos de um magmatismo cálcico-alcálico na transição arqueano - paleoproterozóico*. Boletim IG-USP. Publicação Especial 55, 1996. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i18p55-57>
- SOUZA, I.V.F. DE, LUCENA, L.R.F. DE, BEZERRA, F.H.R., DINIZ FILHO, J.B. Use of hydrogeophysical data to determine the role of faults in the geometry of the Barreiras Aquifer, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 49, 2019. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920170141>
- STEIN, P., DIZ FILHO, J.B., LUCENA, L.R.F., CABRAL, N.M.T. Qualidade das águas do aquífero Barreiras no setor sul de Natal e norte de Parnamirim, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 226-237, 2012. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500018>
- SURFER. *Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers*. Colorado, USA: olden Software, Inc. Golden, 2010. <http://www.goldensoftware.com>
- UTOM, A.U., ODOH, B.I., OKORO, A.U. Estimation of Aquifer Transmissivity Using Dar Zarrouk Parameters Derived from Surface Resistivity Measurements: A Case History from Parts of Enugu Town (Nigeria). *Journal of Water Resource and Protection*, v. 4, p.993-1000, 2012. <http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2012.412115>
- YORUM, R., HUBBARD, S.S. *Hydrogeophysics*. Springer. USA, 2005.
- YUSUF, S.N., ISHAKU, J.M., WAKILI, W.M. Estimation of Dar-Zarrouk parameters and delineation of groundwater potential zones in Karlahi, part of Adamawa Massif, Northeastern Nigeria. *Warta Geológí*, v. 47, n. 2, p. 103-112, 2021. <https://doi.org/10.7186/wg472202101>