



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ  
INSTITUTO DE ENGENHARIA E GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE CIÊNCIAS DA TERRA**

**LUCAS GUEDES DE SOUZA**

**UTILIZAÇÃO DE SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS  
NA AVALIAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS  
SUBTERRÂNEOS NA FAZENDA ALTA FLORESTA II NO  
MUNICÍPIO DE TAILÂNDIA-PA.**

**Santarém - PA  
2019**

**LUCAS GUEDES DE SOUZA**

**UTILIZAÇÃO DE SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS  
NA AVALIAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS  
SUBTERRÂNEOS NA FAZENDA ALTA FLORESTA II NO  
MUNICÍPIO DE TAILÂNDIA-PA.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Programa de Ciências da Terra do Instituto de Engenharia e Geociências da Universidade Federal do Oeste do Pará, para obtenção do título de Bacharelado em Geofísica.

Orientador: Prof. M.Sc. Antonio Carlos de Siqueira Neto.

Coorientadora: Prof. Dra. Flávia Regina Pereira Santos de Siqueira

**Santarém - PA  
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)**  
**Sistema Integrado de Bibliotecas – SIBI/ UFOPA**

---

S729u Souza, Lucas Guedes de  
Utilização de sondagens elétricas verticais na avaliação dos recursos hídricos sub-  
terrâneos na Fazenda Alta Floresta II no município de Tailândia - PA. / Lucas Gue-  
des de Souza. – Santarém, 2019.  
66 p.: il.  
Inclui bibliografias.

Orientador: Antonio Carlos de Siqueira Neto  
Coorientadora: Flávia Regina Pereira Santos de Siqueira  
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Oeste do  
Pará, Instituto de Engenharia e Geociências, Curso Bacharelado em Geofísica.

1. Sondagem elétrica vertical. 2. Aquífero Itapecuru. 3. Vulnerabilidade e contaminação.  
I. Siqueira Neto, Antonio Carlos de, *orient.* II. Siqueira, Flávia Regina Pereira Santos  
de, *coorient.* III. Título.

CDD: 23 ed. 551.480098115

---

Bibliotecário - Documentalista: Renata Ferreira – CRB/2 1440

**LUCAS GUEDES DE SOUZA**

**UTILIZAÇÃO DE SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS  
NA AVALIAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS  
SUBTERRÂNEOS NA FAZENDA ALTA FLORESTA II NO  
MUNICÍPIO DE TAILÂNDIA-PA.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Programa de Ciências da Terra do Instituto de Engenharia e Geociências da Universidade Federal do Oeste do Pará, para obtenção do título de Bacharelado em Geofísica.

Orientador: Prof. M.Sc. Antonio Carlos de Siqueira Neto.

Coorientadora: Prof. Dra. Flávia Regina Pereira Santos de Siqueira

Conceito: 9,46

Data de Aprovação 19/agosto/2019

---

Prof. M.Sc. Antonio Carlos de Siqueira Neto  
Universidade Federal do Oeste do Pará

---

Prof. Dr. Leônidas Luiz Volcato Descovi Filho  
Universidade Federal do Oeste do Pará

---

Prof. Dr. Umberto José Travaglia Filho  
Universidade Federal do Oeste do Pará

Dedico este trabalho a minha família,  
amigos e ao companheiro que me  
auxiliou e apoiou nos períodos do curso,  
sempre acreditando nos meus sonhos.

## **AGRADECIMENTO**

Agradeço a minha família por todo o suporte prestado durante este longo caminho. Ao meu orientador, os mais sinceros agradecimentos por ter acreditado em meu potencial e por ter fornecido todo apoio necessário nesta última fase de minha vida acadêmica. Aos colegas e professores por toda a vivência, experiência e conselhos dados ao longo dos anos. E por fim, agradeço ao meu companheiro, Diego Guerra por ter feito parte desta jornada ao meu lado.

“A gente tem que sonhar, senão as coisas  
não acontecem.”

Oscar Niemeyer

## RESUMO

A presente pesquisa foi realizada na fazenda Alta Floresta II, no município de Tailândia, estado do Pará, a área de estudo está situada ao norte da cidade, com distância aproximada de 15 km do centro e localizada entre as bacias sedimentares do Grajaú e Marajó. O estudo teve como objetivo principal realizar mapeamento hidrogeológico da área de estudo através da identificação dos valores de profundidade e espessura da formação aquífera utilizando o método da Eletrorresistividade (ER) e da análise da vulnerabilidade natural à contaminação, auxiliando assim, a melhor locação de poços tubulares profundos na área de estudo, além de analisar o comportamento do fluxo hidrogeológico presente na área estudada através da elaboração de um mapa potenciométrico. Para esse trabalho aplicou-se o Método da ER empregando a técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV). Foram efetuadas 38 SEVs equidistantes 100 m entre si que permitiu medir as variações da eletroresistividade em profundidade no meio, pontualmente. Os resultados mostraram que o método da ER atendeu de maneira eficaz o objetivo da investigação, identificando o Grupo Itapecuru como a formação aquífera na área estudada. Através das seções estratigráficas esquemáticas, observou-se que o aquífero inicia a uma profundidade média de 56 m e apresenta uma espessura média de 139 m. De posse dos dados foi possível determinar que as SEVs 1, 9 e 10 apresentaram os melhores locais para a instalação de um poço tubular profundo. Contudo, entre eles, o ponto com maior aproveitamento é o da SEV\_10, que apresentou o topo em 38 m, sua base até o limite da investigação (200 m) e uma coluna d'água de 162 m. Através do mapa de vulnerabilidade foi possível verificar que a vulnerabilidade do aquífero à contaminação natural é predominantemente baixa. O mapa potenciométrico indicou o sentido preferencial do fluxo (SW-NE) em direção a parte central da Fazenda Alta Floresta II, sendo essa região a que concentra as cotas mais profundas de Nível d'Água (NA). Portanto, foi possível responder aos objetivos do projeto na área de estudo, bem como indicar novas possibilidades para futuros estudos hidrogeológicos de vulnerabilidade à contaminação utilizando métodos geofísicos de prospecção.

**Palavras-chave:** Sondagem elétrica vertical. Aquífero Itapecuru. Vulnerabilidade e Contaminação.

## ABSTRACT

A research was made on the Alta Floresta II farm in the municipality of Thailandia, state of Pará, the studied area is situated to the north of the city, approximately 15 km from the downtown and located between the sedimentary basins of Grajaú and Marajó. The main objective of the study was to perform hydrogeological mapping of the studied area through the identification of the depth and thickness of the aquifer formation with the method of Electro-resistivity (ER) and the analysis of natural vulnerability to contamination, helping to find in the best location to the deep tubular wells in the study area, besides analyzing the behavior of the hydrogeological flow present in the studied area through the elaboration of a potentiometric map. For this research the ER Method was applied using the Vertical Electrical Survey (SEV) technique. They were performed 38 SEVs equidistant 100 m between them that allowed to measure the variations of resistivity in depth in the middle, punctually. The results showed that the ER method attended the objective of the investigation effectively, identifying the Itapecuru Group as the aquifer formation in the studied area. Through the schematic stratigraphic sections, it was observed that the aquifer starts at an average depth of 56 m and has an average thickness of 139 m. From data possession it was possible to determine that SEVs 1, 9 and 10 presented the best sites for the installation of a deep tubular well. However, among them, the most successful point is the SEV\_10, which presented the top at 38 m, its base up to the research limit (200 m) and a 162 m water column. Through the vulnerability map it was possible to verify that the susceptibility of the aquifer to natural contamination is predominantly low. The potentiometric map indicated the preferential direction of flow (SW-NE) towards the central part of the Fazenda Alta Floresta II, which is the region where the deepest water level (NA) is concentrated. Therefore, it was possible to respond to project objectives in the study area, as well as to indicate new possibilities for future hydrogeological studies of vulnerability to contamination using geophysical methods of prospecting.

Keywords: Electric vertical polling. Itapecuru aquifer. Vulnerability and Contamination.

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>11</b>
<b>2</b>	<b>CAPÍTULO 2 – ASPECTOS GERAIS.....</b>	<b>13</b>
2.1	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	13
2.2	LITOESTRATIGRAFIA.....	18
2.3	HIDROGEOLOGIA REGIONAL.....	20
2.4	VULNERABILIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS À POLUIÇÃO .....	21
2.5	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
<b>3</b>	<b>CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>23</b>
3.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	23
3.2	MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE.....	24
<b>3.2.1</b>	<b>Revisão teórica do método da eletrorresistividade.....</b>	<b>25</b>
<b>3.2.2</b>	<b>Resistividade aparente.....</b>	<b>29</b>
3.3	SEV – SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL.....	30
<b>3.3.1</b>	<b>Disposição dos eletrodos em superfície.....</b>	<b>31</b>
3.4	MÉTODO GOD.....	32
3.5	GEOESTATÍSTICA.....	33
<b>3.5.1</b>	<b>IDW – Ponderação do Inverso da Distância.....</b>	<b>34</b>
<b>3.5.2</b>	<b>Krigagem.....</b>	<b>35</b>
3.6	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO.....	35
<b>4</b>	<b>CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>38</b>

4.1	ANÁLISE DOS PERFIS GEOELÉTRICOS.....	38
4.1.2	Área A.....	39
4.1.3	Área B.....	44
4.1.4	Área C.....	48
4.2	SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS ESQUEMÁTICAS.....	52
4.2.1	Seção I.....	53
4.2.2	Seção II.....	54
4.2.3	Seção III.....	55
4.2.4	Seção IV.....	56
4.3	MAPA POTENCIOMÉTRICO.....	58
4.3	MAPA DE VULNERABILIDADE NATURAL.....	59
5	CONCLUSÃO.....	60
6	REFERÊNCIAS.....	61
8	ANEXO I .....	63

## **CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO**

Diversos países do mundo, utilizam água subterrânea para suprir suas necessidades. No Brasil, a expansão territorial aconteceu considerando a proximidade das águas superficiais, principalmente na região Amazônica, na qual as margens dos rios eram ocupadas pelos ribeirinhos, onde as cidades foram se desenvolvendo (AZEVEDO, 2006). Como consequência dessa expansão, tanto as águas superficiais quanto as subterrâneas, vem sofrendo impactos antrópicos como resultado do descontrole nas captações de água por poços tubulares profundos. Em nível mundial, bem como em nível nacional, o aumento crescente da utilização dessas reservas se deve ao fato de que, geralmente, elas apresentam melhor qualidade de água a um custo menor, pois dispensam obras caras de captação, adução e tratamento em comparação ao uso das águas superficiais.

Com o advento das tecnologias e dos equipamentos geofísicos, o apoio para encontrar e mapear os reservatórios com maior facilidade tem se tornado cada vez mais possível e por consequência os poços podem ser alocados de forma mais adequada para a exploração da água subterrânea. A Geofísica, com os métodos geoeletricos, especialmente o método da eletrorrestividade, tem sido amplamente empregada em estudos hidrogeológicos dada a sua aplicação indireta e eficácia em determinar os valores de resistividade de diferentes estruturas que compõem a crosta terrestre (BRAGA, 2016).

No Brasil houve um deslocamento na produção de bovinos para o Norte do País, segundo pesquisa realizada em 2016 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Essa migração ocorreu, em parte, por conta dos baixos preços das terras, disponibilidade hídrica e pelo clima favorável. Devido ao aumento na demanda por fontes d'água de baixo custo e de qualidade, estudos mais detalhados sobre as formações aquíferas e suas características como, por exemplo, grau de vulnerabilidade a contaminação, profundidade, espessura dentre outras, tornaram-se cada vez mais necessários.

O conceito de vulnerabilidade baseia-se na ideia de que as propriedades físicas da zona vadosa oferecem proteção às águas subterrâneas contra contaminações. Dessa forma, algumas áreas podem ser mais susceptíveis a contaminações do que outras (VILLEGAS, 1994).

A determinação da vulnerabilidade de aquíferos pode ser realizada por diferentes metodologias, contudo elas requerem uma abundância de dados hidrogeológicos (profundidade do lençol freático, condutividade hidráulica, porosidade, entre outros) que muitas vezes não se encontram disponíveis, principalmente em países subdesenvolvidos. A metodologia GOD (**G**roundwater occurrence, **O**verall lithology of the unsaturated zone, **D**epth to the water table) desenvolvida por Foster & Hirata em 1988 e, posteriormente, aperfeiçoada por Foster et al. em 2006, atende justamente a este requisito, o de utilizar informações comumente disponíveis em países em desenvolvimento. Essas informações são obtidas diretamente do perfil construtivo de poços já perfurados, entretanto o baixo número de poços compromete a elaboração dos mapas de vulnerabilidade. O levantamento de dados indiretos através das SEVs, fornece as informações necessárias exigidas pela metodologia GOD e pode, teoricamente, ser utilizada no estudo da vulnerabilidade.

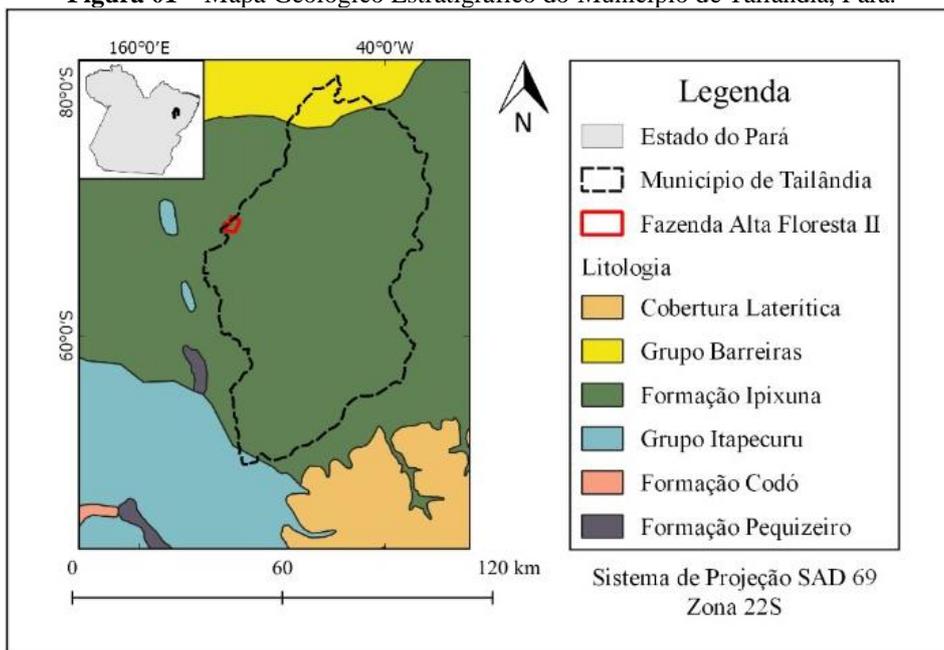
Este estudo foi realizado na Fazenda Alta Floresta II, localizada entre as bacias sedimentares do Grajaú e Marajó, no município de Tailândia, estado do Pará. A fazenda encontra-se ao norte da cidade e distante, aproximadamente, 15 km do centro. A investigação visava conhecer as estruturas hidrogeológicas da região, pois estas são diretamente proporcionais às suas reservas aquíferas (FETTER, 2000). A técnica utilizada (SEV) apresenta uma reconhecida eficiência na estimativa dos indicadores nesse tipo de geologia (CUTRIM et. al., 2007). Para atender ao Objetivo principal desse trabalho, que trata do mapeamento hidrogeológico da área estudada, utilizou-se a técnica SEV na determinação dos valores de profundidade e espessura da formação aquífera auxiliando assim na determinação dos melhor localização para instalação de poços tubulares profundos além de analisar o comportamento do fluxo d'água subterrâneo. A fim de avaliar o risco de contaminação natural a qual o aquífero estaria submetido, adaptou-se a metodologia GOD haja vista que sua aplicação é usualmente realizada com base em dados diretos e esta pesquisa dispôs somente de dados indiretos obtidos através de sondagens elétricas. Para complementar o entendimento dos resultados obtidos foram elaboradas seções estratigráficas esquemáticas que, utilizando conceitos de correlação de camadas, permitiu representar a extensão das formações geológicas na área de estudo, contemplando assim, de forma mais didática, a exposição dos resultados da campanha geofísica.

## CAPÍTULO 2 – ASPECTOS GERAIS

### 2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

De acordo com as informações disponibilizadas pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, no Mapa Geológico estadual (2008), o município de Tailândia está localizado sobre os sedimentos recentes do Cenozoico e sedimentos das bacias do Marajó e do Grajaú (Fig.01). A Bacia do Marajó, localizada no norte do Pará, abrange aproximadamente 70.000km<sup>2</sup>, dada por falhas normais, que a compartimentaram nas sub-bacias Mexiana, Limoeiro, Mocajuba e Cameté (VILLEGAS, 1994). Esta bacia se estende desde as plataformas do Pará e Amapá até o continente, atravessando a Ilha de Marajó, e limita-se a sul com a Bacia do Grajaú, através do Arco Capim, e a oeste tem o seu limite com a Bacia do Amazonas marcado pelo Arco Gurupá. Na Bacia do Grajaú, Góes (1995) reuniu as sequências cretáceas depositadas sobre as sequências paleozoicas da Bacia do Parnaíba. Posteriormente, Góes e Rossetti (2001) propuseram uma evolução tectono-sedimentar comum para a Bacia do Grajaú, mais interior, e a Bacia de São Luís, com posicionamento mais marginal, agrupando-as na Bacia São Luís-Grajaú. Esta bacia maior compreende um sistema de *graben* com um *horst* intrabasinal, o Arco Ferrer-Urbano Santos, que separa a porção interior da bacia da margem atlântica equatorial.

**Figura 01** – Mapa Geológico Estratigráfico do Município de Tailândia, Pará.



**Fonte** – Adaptado da base de dados da CPRM, 2019.

A área em questão contempla as seguintes unidades aflorantes descritas por ordem deposicional mais antiga: Formação Pequizeiro, Formação Codó, Grupo Itapecuru, Formação Ipixuna, Grupo Barreiras e Cobertura Laterítica.

A Formação Pequizeiro, proposta por Hasui *et al.* (1977) é constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita, xistos, clorita-muscovita-quartzo, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita, filitos, quartzitos, talco xistos e calcoxistos. Esta formação pertence à Bacia do Tocantins e não há registro de ocorrência na área de estudo, logo não será considerada no âmbito desta pesquisa.

Inserida na Bacia do Grajaú, Campbell *et al.* (1949) denominaram de Formação Codó a unidade litoestratigráfica que reúne folhelhos, folhelhos betuminosos, contendo leitos de calcário, com concreções e lentes de gipsita, que ocorrem na localidade de Codó, estado do Maranhão. Esta formação aflora em corpos restritos localizados na porção oriental do estado do Pará, próximos a margem direita do rio Tocantins. Para Mesner e Wooldridge (1964) a Formação Codó possui três litofácies distintas: na parte inferior ocorrem folhelhos negros betuminosos e asfálticos, intercalados com finas camadas de calcário fossilíferos, com abundantes evaporitos; na parte intermediária, são observados arenitos brancos a esverdeados, de granulação grossa, mal selecionados, micáceos e porosos, e no topo da unidade ocorrem folhelhos cinza esverdeados, físseis, contendo gastrópodes marinhos. Segundo Góes (1995), os sedimentos da Formação Grajaú são de origem eólica e lagunar. De acordo com Rossetti e Góes (2004), os estratos das formações Codó e Grajaú, formados durante o Neoptiano, são recobertos por rochas sedimentares albianas do Grupo Itapecuru. Baseando-se na presença do pólen-guia *Sergipea variverrucata*, Rossetti *et al.* (2001) a definiram idade cretácea inferior (andar Aptiano) para esta unidade.

Campbell *et al.* (1949) denominaram originalmente esta unidade (Grupo Itapecuru) de Formação Itapecuru, a qual pertence às bacias do Grajaú, Marajó e Bragança-Viseu, sendo aflorante apenas nas bacias do Grajaú e Marajó. Posteriormente, Rossetti e Truckenbrodt (1997) elevaram esta unidade à hierarquia de grupo. A seção-tipo localiza-se no vale do rio Itapecuru, a norte da localidade de Pastos Bons, no Maranhão. Petri e Fúlfaro (1983) descreveram esta unidade como constituída por arenitos cinza esbranquiçados, esverdeados ou vermelhos castanhos, com intercalações de folhelho cinza esverdeados ou castanhos. Gorayeb (1981) considera esta unidade como

essencialmente siliciclástica e formada, sobretudo, por arenitos caulínicos finos, com níveis argilosos e conglomeráticos, que exibem, via de regra, abundante estratificação cruzada, e que foram depositados em ambiente continental fluvial, sob condições semiáridas.

Francisco et al. (1971) denominaram de Formação Ipixuna as rochas sedimentares que ocorrem na região entre São Miguel do Guamá, no Pará, e Imperatriz, no Maranhão. No Pará, esta formação se encontra exposta na região do rio Capim, margem leste da Sub-bacia de Cametá, do Sistema de Graben do Marajó (ROSSETTI e GÓES, 2004). Sua posição estratigráfica é entre os grupos Barreiras (Paleógeno-Neógeno) e Itapecuru (Cetáceo). Rossetti e Góes (2004), assinalam que a Formação Ipixuna compreende argilitos caulínicos e arenitos finos a grossos, originada em ambiente flúvio-lacustre. Santos Jr. e Rossetti (2003) ao realizarem análise faciológica nas rochas da Formação Ipixuna, verificaram a presença de traços fósseis típicos de zona litorânea, e concluíram que o ambiente de sedimentação desta unidade é fluvial e estuarino.

O Grupo Barreiras constitui uma cobertura sedimentar terrígena continental e marinha (ARAI, 2006), de idade miocênica a pleistocênica inferior (SUGUIO; NOGUEIRA, 1999; VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001), é composto por uma sequência de sedimentos detríticos, siliciclásticos, pouco ou não consolidados, mal selecionados, de cores variadas (VILAS BOAS, 1996; VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001), variando de areias finas a grossas, predominando grãos angulosos, argilas cinza-avermelhadas, com matriz caulínica e ocorrência escassa de estruturas sedimentares (MABESSONE et al., 1972; BIGARELLA, 1975; LIMA, 2002). Rochas da sucessão oligo-miocênica afloram na zona costeira desde o estado do Amapá (rio Cassiporé), onde ocorrem em longa faixa contínua, até o estado do Rio de Janeiro. No Pará, esses estratos recobrem áreas de plataforma, as bacias de Bragança-Viseu e Sub-bacia de Cametá (Bacia de Marajó), e preenchem o Graben Vigia-Castanhal e outras possíveis pequenas fossas tectônicas. Em escala de afloramento, atingem espessuras de no máximo 40m (ROSSETTI e GÓES, 2004).

A Cobertura Laterítica é uma cobertura superficial do Cenozoico (KING, 1956). No estado do Pará, esta unidade está bem representada na porção nordeste, sobre as formações Ipixuna e Itapecuru, e ao longo da calha do rio Amazonas, sobre a Formação Alter do Chão. Além disso, destacam-se as ocorrências da região da Serra dos Carajás,

sobre diversas unidades litoestratigráficas. A utilização da designação Cobertura Laterítica Matura é baseada em Costa (1991), que as caracteriza como lateritas mais evoluídas, que, em geral, apresentam um perfil laterítico completo, constituído pelos horizontes (dispostos da base para o topo) pálido transicional, argiloso, bauxítico e/ou fosfático e crosta ferruginosa. Já o termo Cobertura Laterítica Imatura é utilizado conforme proposto por Costa (1991), para designar coberturas lateríticas cujo perfil é composto pelos horizontes (dispostos da base para o topo) pálido ou transicional, argiloso e ferruginoso. Portanto, diferem-se das Coberturas Lateríticas Maturas principalmente pela ausência do horizonte bauxítico e/ou fosfático.

Devido à carência de uma estratigrafia bem definida para esta unidade, admite-se como Sedimentos Pós-Barreiras os depósitos que recobrem discordantemente a sucessão Pirabas/Barreiras e horizontes de perfis das Coberturas Lateríticas Imaturas. Sua principal área de ocorrência abrange a área central entre os rios Tocantins e Pará, o sudoeste e parte central da Ilha do Marajó e a margem direita da Baía de Marajó. Incluem areias consolidadas e semi-consolidadas, variando de creme amareladas a brancas, com granulometria fina a média, contendo alguma fração argila, além de clastos milimétricos de quartzo dispostos caoticamente (FARIAS *et al.* 1992).

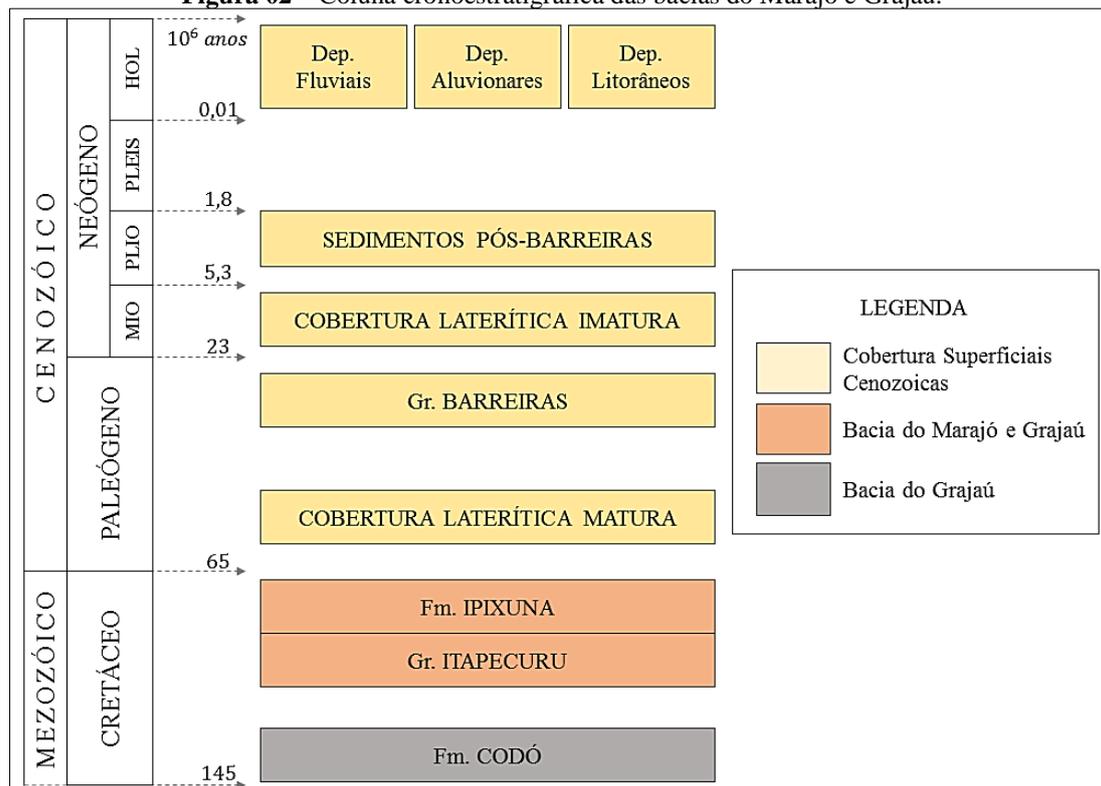
Segundo Vasquez e Costa-Rosa (2008) os Depósitos de Terraços Fluviais foram registrados apenas no extremo sudoeste do Pará, no alto curso do Rio Tapajós, embora seja amplamente reconhecida em diversos setores. São depósitos sedimentares constituídos por argila, areia e cascalho, inconsolidados e semi-consolidados, que ocorrem nas margens dos rios, com nível topográfico mais elevado que os das planícies aluvionares atuais, sendo geralmente recobertos por vegetação e sua evolução está relacionada à dinâmica fluvial.

Já os Depósitos Aluvionares são apresentados pelos sedimentos clásticos inconsolidados relacionados às planícies aluvionares atuais dos principais cursos d'água, que constituem basicamente depósitos de canais (barras em pontale barras de canais) e de planícies de inundação (VASQUEZ e COSTA-ROSA, 2008). Esta unidade foi cartografada apenas nos principais rios do estado, com destaque aos rios Amazonas, Trombetas, Paru, Tapajós, Xingu, Iriri, Anapu, Pacajá, Tocantins e Guamá, onde pode atingir até dezenas de quilômetros de extensão e largura, a exemplo do rio Amazonas, cuja planície aluvionar é a mais expressiva. Estes depósitos destacam-se por sua

morfologia típica de planícies sedimentares associadas ao sistema fluvial, e são, de modo geral, constituídos por sedimentos arenosos a argilosos, com níveis de cascalho e matéria orgânica, inconsolidados a semi-consolidados.

Nos Depósitos Litorâneos são agrupados conjuntamente depósitos sedimentares de praias, dunas costeiras, manguezais e pântanos salinos, que constituem a planície costeira do estado, dominada por um regime de macromarés (VASQUEZ e COSTA-ROSA, 2008). Estes depósitos estão distribuídos em segmentos esparsos ao longo da porção oriental da Ilha de Marajó, e mais expressivamente no litoral nordeste do estado do Pará, entre as baías do Marajó e do Gurupi, onde representa uma faixa sedimentar contínua, associada a uma linha de costa indentada, com uma extensa zona de intermaré recortada por intrincada rede de canais de maré, sendo que os mais expressivos têm foz em estuário. De um modo geral, estes depósitos são essencialmente arenosos quando associados a depósitos de praias e dunas, e predominantemente pelíticos, com grande contribuição de matéria orgânica, quando constituem os depósitos de manguezais e pântanos salinos.

Para este trabalho foi confeccionada uma coluna cronoestratigráfica com o objetivo de auxiliar na interpretação geológica dos levantamentos geofísicos, está segmentada em ordem cronológica representando a sequência deposicional das formações sedimentares e coberturas superficiais (Fig.02).

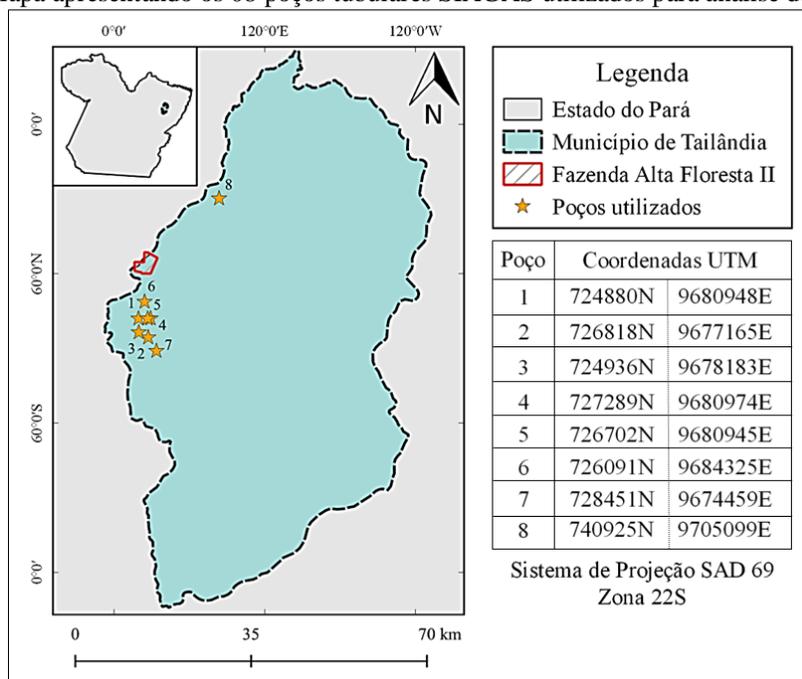
**Figura 02** – Coluna cronoestratigráfica das bacias do Marajó e Grajaú.

Fonte – Adaptado da base de dados da CPRM, 2019.

## 2.2 LITOESTRATIGRAFIA LOCAL

O município de Tailândia possui 93 poços perfurados catalogados em 2019 no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), disponível no site do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM). Destes apenas 33 deles apresentaram perfil descritivo completo. Desse conjunto de poços perfurados foram selecionados 08 poços como amostra (Fig.03), num raio de 21 km da Fazenda Alta Floresta II, para análise do perfil litológico (Fig.04). Esta amostra serviu como subsídio para interpretação geológica das SEVs realizadas na área de estudo.

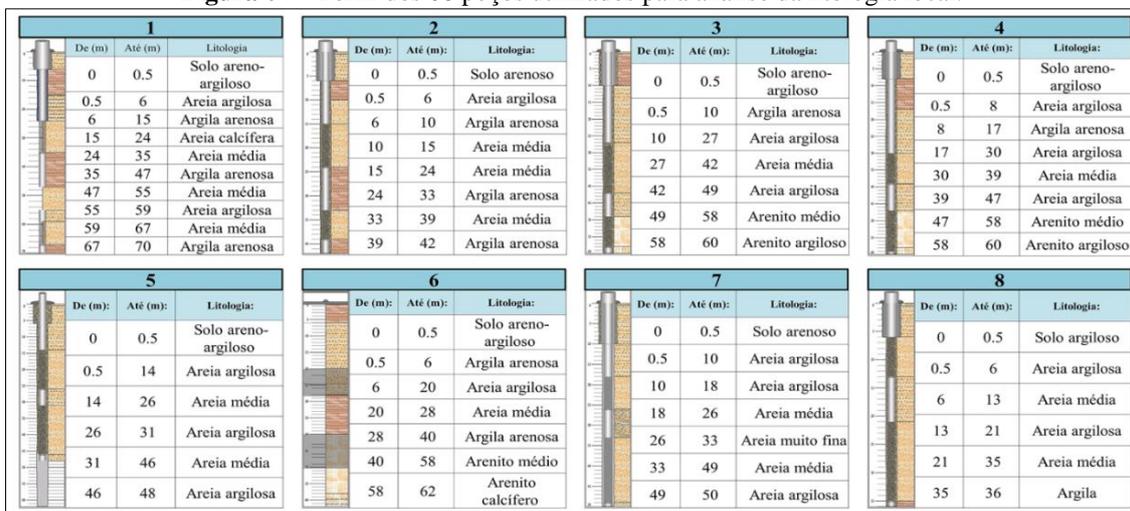
**Figura 03** – Mapa apresentando os 08 poços tubulares SIAGAS utilizados para análise da litologia local.



Fonte – SIAGAS/CPRM, 2019.

Das amostras selecionadas, o poço n° 1 é o que apresenta a maior profundidade (70 m), o poço n° 8 é o que apresenta a menor profundidade (36 m); o poço n° 6 é o que apresenta a menor distância da área de estudo, aproximadamente 3,5 km e com profundidade de 62 m. De acordo com as informações oriundas do SIAGAS, os poços mais próximos da área de estudo (n° 1, 5 e 6) tem a sua formação aquífera associada ao Grupo Itapecuru e os poços mais afastados (n° 7 e 8) tem sua formação aquífera associada à Formação Ipixuna.

**Figura 04** – Perfil dos 08 poços utilizados para análise da litologia local.



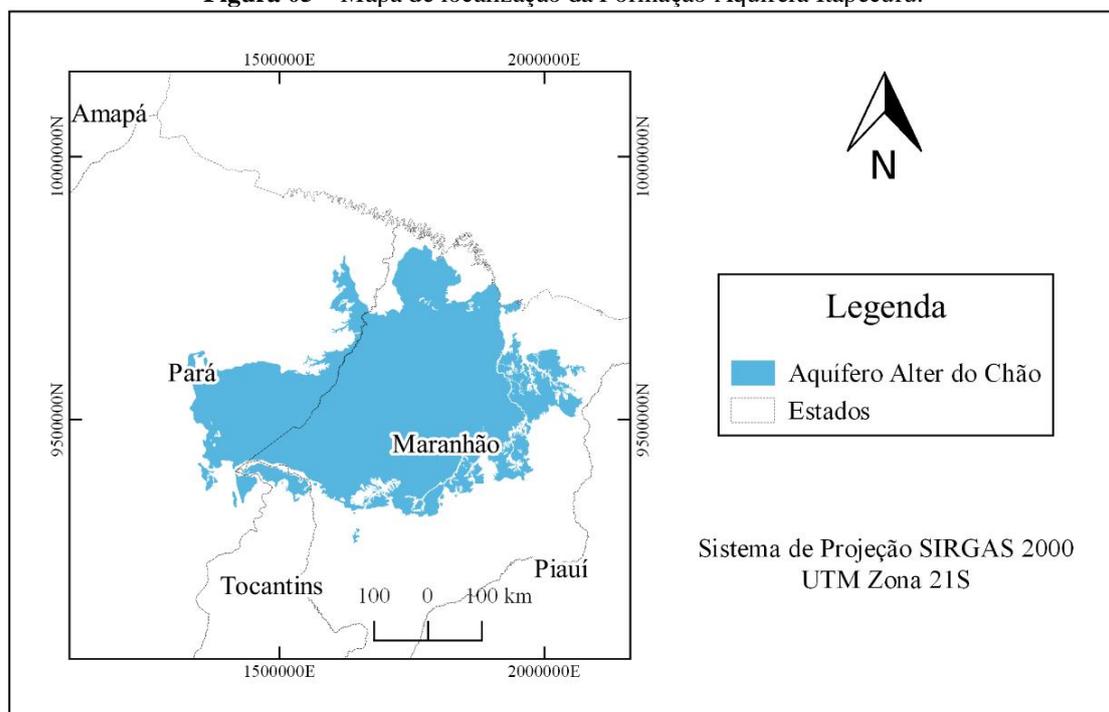
Fonte – SIAGAS/CPRM, 2019.

A análise da litologia dos 08 poços selecionados indica, em média, um solo com espessura de 0,5 m; em seguida uma camada com espessura média de 17 m apresenta litofácies com alto teor de argila, sendo mais compatível com a descrição dos sedimentos das coberturas do cenozoico; aproximadamente de 18 a 43 m de profundidade, a presença de argila diminui, sendo mais predominante a ocorrência de areia média branca; e a partir de 43 m aproximadamente já é possível encontrar a ocorrência de arenitos.

### 2.3 HIDROGEOLOGIA REGIONAL

O aquífero Itapecuru, com espessura média de 130 m e vazões variando entre 5,0 a 12,0 m<sup>3</sup>/h, podendo em alguns casos, atingir mais de 40,0 m<sup>3</sup>/h, ocorre como aquífero livre e semi-confinado no município e estende-se pelos Estados do Pará, Maranhão e Tocantins (Fig.05). Por ser formado litologicamente por arenitos finos a muito finos, predominantemente argilosos, com intercalações de siltitos e argilitos, pode ser classificado, segundo a sua produtividade para a captação de água subterrânea, como de potencial hidrogeológico de fraco a médio, sendo a metodologia proposta por Struckmeir & Margat, 1995 e modificada por Diniz (2012).

**Figura 05** – Mapa de localização da Formação Aquífera Itapecuru.



**Fonte** – Adaptado da base de dados da CPRM, 2019.

## 2.4 VULNERABILIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS À POLUIÇÃO

A vulnerabilidade, segundo Ribeiro (2004), pode ser definida como um conjunto de atributos ou características de determinado meio, que no caso das formações aquíferas são o solo, a zona não saturada, os parâmetros hidráulicos do aquífero e sua zona de recarga, que controlam a habilidade do mesmo de conter determinado poluente e sua capacidade de auto restauração. Para Hirata e Fernandes (2008) a vulnerabilidade das águas subterrâneas pode ser definida como um conjunto de características físicas, químicas e biológicas da zona não saturada que, em conjunto, controlam a chegada do contaminante ao aquífero. Dessa forma, algumas áreas podem ser mais susceptíveis a contaminações do que outras, dependendo principalmente, das variações dos tipos litológicos e da profundidade do nível da água subterrânea.

Todos os aquíferos apresentam algum grau de vulnerabilidade a contaminação por poluentes. A Contaminação pode ser mitigada ou modificada, o mesmo não ocorre com a vulnerabilidade natural, que é uma propriedade inerente do aquífero, ou seja, existe independente do contaminante (Foster et al. 1988). Atualmente, as metodologias de determinação da vulnerabilidade de aquíferos são utilizadas como ferramentas de auxílio às propostas de proteção das águas subterrâneas, aliadas as atividades de controle dos recursos hídricos, planejamento e gestão territorial.

## 2.5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O estudo desenvolvido por Cutrim, A.O. et.al., (2007) na cidade de Lucas do Rio Verde, estado do Mato Grosso, teve como objetivo estimar a profundidade e espessura das formações hidrogeológicas (aquífero Utiariti e a Formação Salto das Nuvens) utilizando o método da eletrorresistividade. Em 09 SEVs executadas, o arranjo Schlumberger foi configurado com abertura máxima de AB/2 de 2 km com profundidade teórica de 1 km. Os resultados finais do trabalho destacaram que a formação Utiariti (principal aquífero da região) possui uma maior capacidade para armazenar e liberar água na sua porção composta por arenitos de granulação fina e média, apresentando espessura média de 90m e com profundidade ao topo em torno de 13 m. As informações obtidas nesta pesquisa pôde ser utilizada para avaliar a vulnerabilidade à contaminação do aquífero e auxiliou na elaboração de projetos de poços tubulares profundos dentre outras

aplicações, evidenciando assim o êxito dos métodos geoeletricos na estimativa da espessura e profundidade de formações hidrogeológicas.

Outra aplicação eficaz do método da eletrorresistividade na hidrogeologia trata da determinação do nível e do fluxo da água subterrânea conforme trabalho realizado no Município de Rio Claro (SP). Oliva .A & Chang .H.K (2007) trabalharam no mapeamento do lençol freático e determinação das possíveis áreas de recarga e descarga do aquífero Rio Claro. Empregou-se a técnica de sondagem elétrica vertical (SEV) com o arranjo Schlumberger. A partir da análise morfológica e inversão dos dados de resistividade de 139 SEVs foi possível determinar o nível d'água subterrânea e gerar o mapa potenciométrico da Formação Rio Claro. Estimou-se que a superfície do lençol freático se encontra entre as cotas 566 e 669m, com o fluxo das águas subterrâneas orientado de Norte para Sul, com desvios para Sudeste e Sudoeste. Os dados também indicaram que a Formação Rio Claro consiste em um aquífero livre, com profundidades do nível d'água variando entre 02 e 25m, predominantemente com níveis de profundidades inferiores a 18m. Toda área central da Formação Rio Claro pode ser classificada como área de recarga, onde as águas advindas das chuvas infiltram no solo e se deslocam na subsuperfície, seguindo, de certa forma, a topografia local. Quanto às áreas de descarga, estas se encontram somente próximas ao contato basal da formação, na borda Leste e no Sul da área.

No município de Piratini, estado do Rio Grande do Sul, Cibelle Carvalho et. al. (2014) mapearam a vulnerabilidade natural à contaminação dos recursos hídricos subterrâneos utilizando a metodologia "GOD", desenvolvida por Foster & Hirata (1988) e aperfeiçoada por Foster et al. (2006). O Método é assim chamado devido suas iniciais de origem inglesa, significando respectivamente *Groundwater hydraulic confinement* - grau de confinamento hidráulico, *Overlaying strata* - Ocorrência de substrato litológico, *Depth to groundwater table* - Distância da água, ou seja, profundidade do nível d'água ou teto do aquífero confinado. Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizadas as informações de 12 dos 17 poços perfurados no município, pois os demais não forneciam as informações necessárias para a aplicação da metodologia. Os resultados evidenciaram que o município de Piratini possui, em sua grande maioria, zonas de captações de águas subterrâneas em áreas com risco à contaminação de baixo a insignificante, devido à geologia da região. Comprovou-se a eficiência da metodologia GOD aplicada a análise de vulnerabilidade natural utilizando perfis de poços tubulares. Os mapas gerados a partir

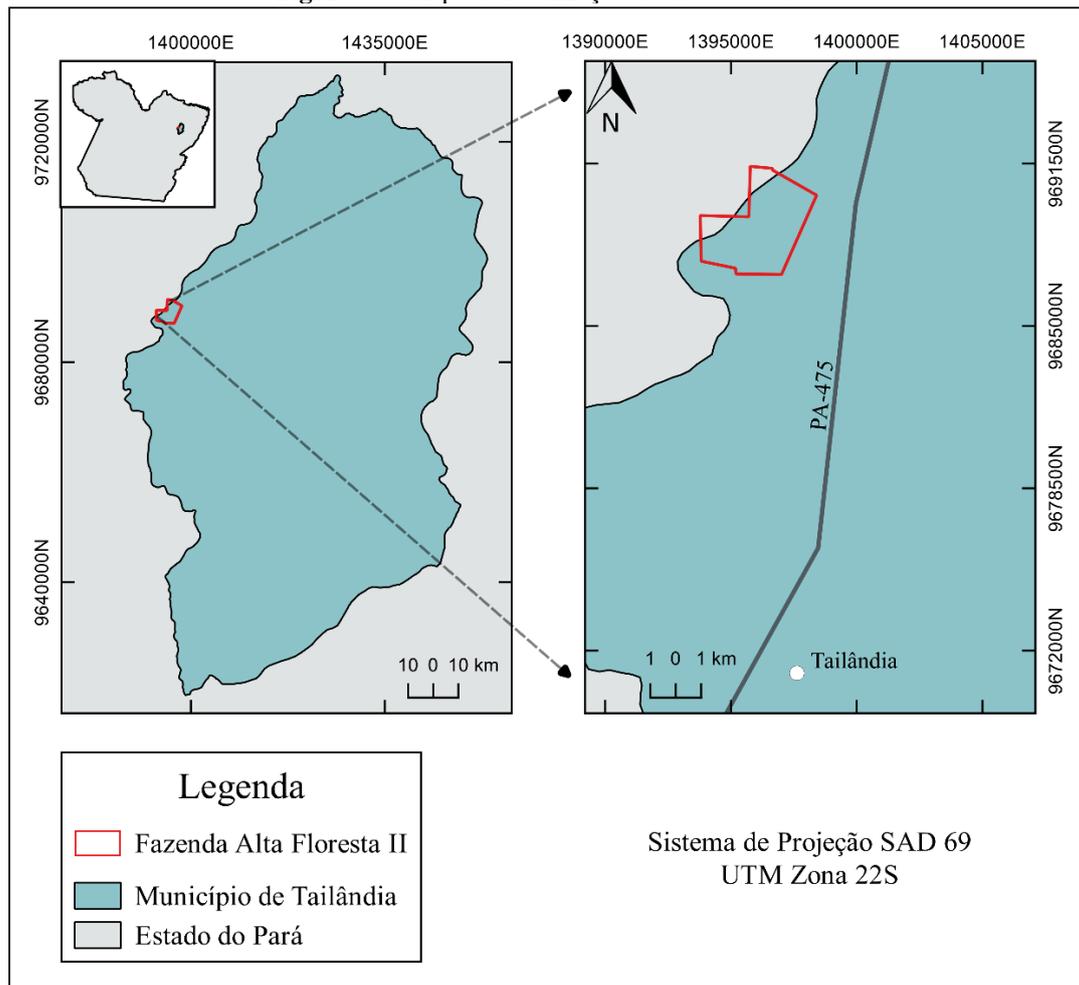
dessa metodologia serviram de base para elaboração de planos municipais e projetos de planejamento rural e ambiental na região.

Daniela Ribeiro et. al. (2015) avaliou a vulnerabilidade natural à contaminação dos aquíferos da sub-bacia do rio Siriri, Sergipe. A determinação da vulnerabilidade foi realizada a partir do método “GOD”. Foram identificadas classes de vulnerabilidade de extrema (98,88 Km<sup>2</sup>) a desprezível (51,00 Km<sup>2</sup>). As classes de vulnerabilidade alta e extrema apresentaram maiores áreas de abrangência, observou-se à presença de atividades potencialmente contaminantes nessas áreas como, por exemplo, a exploração do petróleo e o cultivo da cana-de-açúcar. Os resultados obtidos revelaram a necessidade do desenvolvimento de políticas e ações públicas de gestão e proteção da água subterrânea, assim como estudos de monitoramento dos riscos de contaminação e de qualidade das águas, principalmente nos municípios de Capela e Siriri, que apresentam atividades com riscos de contaminação em áreas de alta e extrema vulnerabilidade das águas subterrâneas.

## **CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS**

### **3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

Os levantamentos geofísicos foram realizados na fazenda Alta Floresta II, situada ao norte, aproximadamente, 15 km do centro urbano, nas proximidades da PA-475 estado do Pará (Fig.06). Segundo o resumo dos aspectos econômicos municipais divulgado em junho de 2015, o município teve, por muitos anos, a indústria madeireira como sua principal atividade econômica, contudo essa proeminência tem sido substituída de forma gradativa pela pecuária.

**Figura 06**– Mapa de localização da área de estudo.

**Fonte** – Adaptado da base de dados da CPRM, 2019.

A Fazenda Alta Floresta II abrange uma área de, aproximadamente, 1000 hectares e ocupa uma posição de destaque na produção de gado de corte para exportação na região. Segundo pesquisa realizada no ano de 2016 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) houve um deslocamento na produção de bovinos para o Norte do País, o que segundo o instituto ocorreu, em parte, por conta dos baixos preços das terras, disponibilidade hídrica e pelo clima favorável.

### 3.2 MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

Dentre os métodos geoeletricos aplicados a hidrogeologia, destaca-se o Método da Eletroresistividade (ER). A condutividade elétrica ( $\sigma$ ) e sua inversa, a resistividade elétrica ( $\rho$ ), possuem as maiores amplitudes de variação, sendo assim as propriedades diagnósticas mais utilizadas no mapeamento de estruturas geológicas. O ER é um método geofísico que se baseia na medida da resistividade elétrica dos materiais presentes no meio geológico para obter informações importantes que podem ser aplicadas no

mapeamento e exploração de água subterrânea, identificação de depósitos de petróleo ou jazidas minerais, entre outros (BRAGA, 2016).

Segundo Braga (2016), os diferentes materiais presentes no meio geológico apresentam o parâmetro físico resistividade elétrica como uma de suas propriedades fundamentais, sendo aplicado na caracterização da integridade física dos materiais geológicos, em termos de saturação, alteração, fraturamento etc., além de possibilitar a identificação de litotipos sem a necessidade de reconhecimento direto.

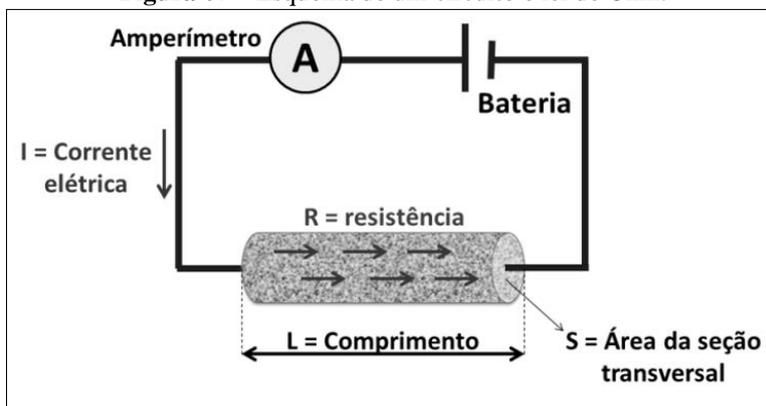
A resistividade pode ser definida, de forma simplificada, como a dificuldade que a corrente elétrica enfrenta ao passar por um determinado material. Essa dificuldade se relaciona como o modo que a corrente elétrica se difunde no meio condutor. A técnica geofísica aplicada neste trabalho foi direcionada a área de hidrogeologia, mais especificamente o mapeamento das estruturas que compõem as formações aquíferas na região. Para atingir esse objetivo aplicou-se o método da eletrorresistividade, utilizando a técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV).

### 3.2.1 Revisão teórica do método da eletrorresistividade

Tendo como base um condutor cilíndrico homogêneo (Fig.07), no qual L é seu comprimento e S é a área de sua seção transversal, a partir da Lei de Ohm, é possível definir a relação entre resistividade ( $\rho$ ) e a resistência (R), fornecida pela equação. 01:

$$\rho = R \frac{S}{L} (\Omega \text{ m}) \quad \text{Equação (01)}$$

**Figura 07** – Esquema de um circuito e lei de Ohm.



Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

A resistividade é o produto da resistência elétrica ( $\Omega$ ) por um comprimento (m) e área da seção transversal ( $m^2$ ), razão pela qual a unidade de resistividade no Sistema Internacional de Medidas (S.I) é  $\Omega m$ .

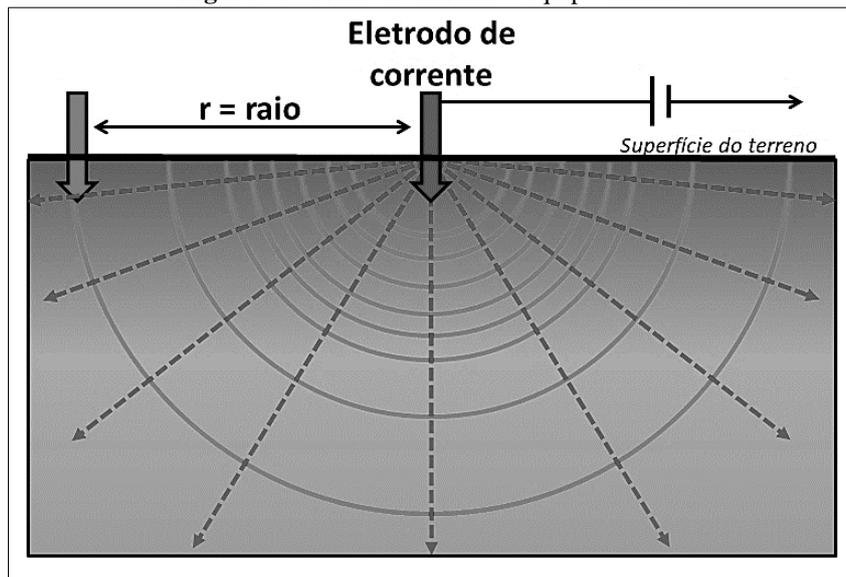
A corrente elétrica se propaga no condutor através de diferentes mecanismos, dependendo da natureza e do estado físico dos materiais. Em solos e rochas esses mecanismos são caracterizados pela condutividade ( $\sigma$ ), que numericamente é o inverso da resistividade. Os mecanismos de propagação das correntes elétricas no meio geológico podem ser do tipo:

- Condutividade eletrônica: deve-se ao transporte de elétrons na matriz da rocha, sendo a sua resistividade controlada pelo modo de agregação dos minerais e grau de impurezas. Assim, os materiais responsáveis, fundamentalmente, por esse tipo de condução são os metais e os semicondutores.
- Condutividade iônica: ocorre pelo deslocamento dos íons existentes nos poros ou fissura das rochas e sedimentos inconsolidados, devido à presença de eletrólitos (água + íons). Geralmente é esse tipo de propagação que ocorre no meio geológico, pelo fato das rochas sempre apresentarem poros e fluidos em quantidades variadas.

A resistividade das rochas que apresentam condutividade iônica é função decrescente da quantidade de água, das características dos sais dissolvidos e da porosidade total efetiva, Lima (2014). De forma geral todas as rochas possuem poros em proporção maior ou menor, os quais podem estar preenchidos, total ou parcialmente, por eletrólitos, sendo que, em conjunto, eles se comportam como condutores iônicos.

Em qualquer material tridimensional, a corrente elétrica se propaga de forma semiesférica a partir do ponto de origem da injeção de corrente. Considerando uma bateria conectada ao solo, por meio de cabos e eletrodos, distantes um do outro, a Terra, por não ser um isolante perfeito, conduz a corrente elétrica gerada pela bateria. (Fig.08). Nesse estágio considera-se a priori, que a resistividade no solo seja uniforme.

**Figura 08**– Fluxo de corrente e equipotenciais.



Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

Utilizando a equação 01 ao semi-espço, tem-se:

$$R = \frac{\rho r}{2\pi r^2} = \frac{\rho}{2\pi r} \quad \text{Equação (02)}$$

Substituindo essa equação em  $V=R.I$  (lei de Ohm), tem-se como resultado:

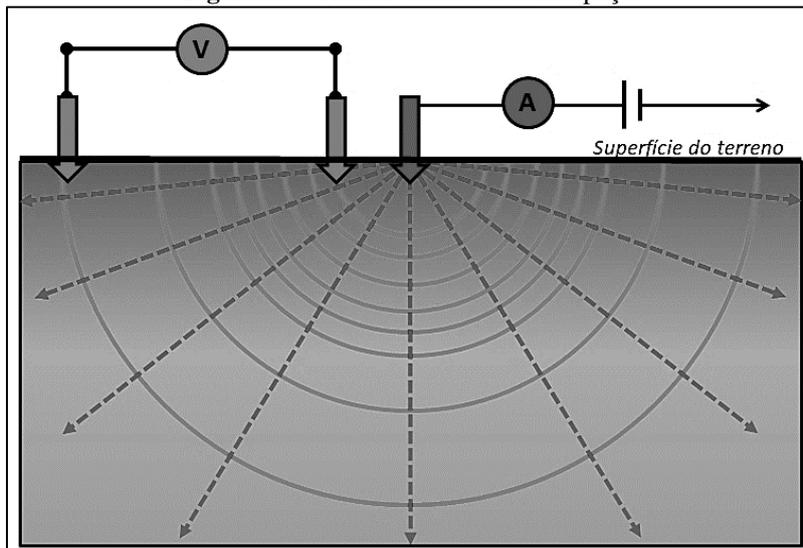
$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad \text{Equação (03)}$$

Considerando que o meio geológico apresenta uma resistividade constante, pode-se determinar sua resistividade a partir da equação 03:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I}, \quad \text{Equação (04)}$$

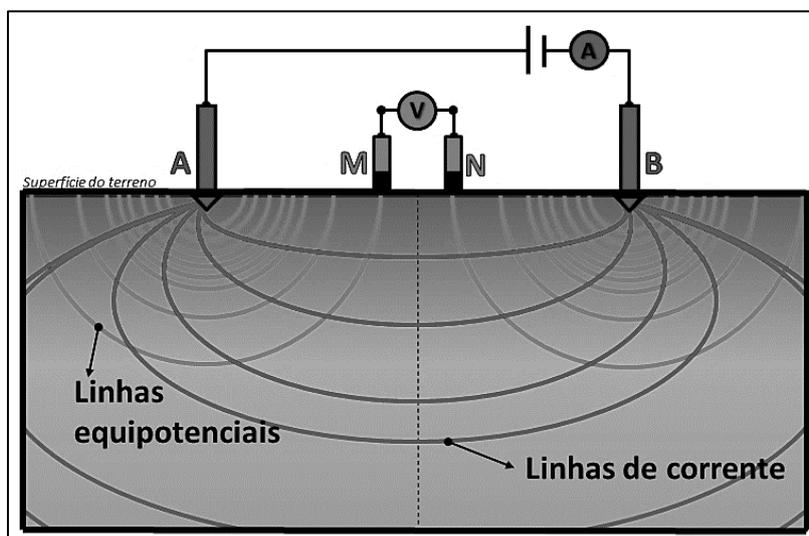
em que: (V) = potencial elétrico; (I) = intensidade de corrente; ( $\rho$ ) = resistividade; e (r) = distância entre os eletrodos de corrente e o local no qual o potencial será medido.

Ao se conectar um voltímetro a dois eletrodos de potencial, sendo que um deles está mais próximo ao eletrodo de corrente e o outro está afastado a uma distância r. A partir dessa disposição é possível medir a diferença de potencial ( $\Delta V$ ) entre esses dois pontos, como pode ser observado na Figura 09.

**Figura 09** – Resistividade e o semiespaço.

Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

Contudo, na prática, essa estrutura não é usual, por conta da grande distância entre os dois eletrodos de corrente, sendo necessária a redução dessa distância entre os eletrodos. A configuração mais usual consiste na utilização de quatro eletrodos (AMNB), mantidos conforme a Figura 10.

**Figura 10** – Esquema de campo para a determinação da resistividade.

Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

Nesse tipo de configuração, um par de eletrodos é utilizado para injetar uma corrente elétrica no solo através dos eletrodos de corrente (A e B) e medir a diferença de potencial em dois receptores (M e N), também cravados diretamente ao solo. Supondo que o meio analisado é homogêneo e isotrópico e utilizando-se a Equação 03, a diferença

de potencial resultante desse campo elétrico nos eletrodos (M e N), respectivamente será dado por:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (05)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (06)$$

A diferença de potencial medida para determinar a posição dos eletrodos MN será  $DV_{MN} = V_M - V_N$ , assim:

$$V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (07)$$

Pode-se, então, calcular o valor da resistividade do meio investigado utilizando a Equação 08:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (08)$$

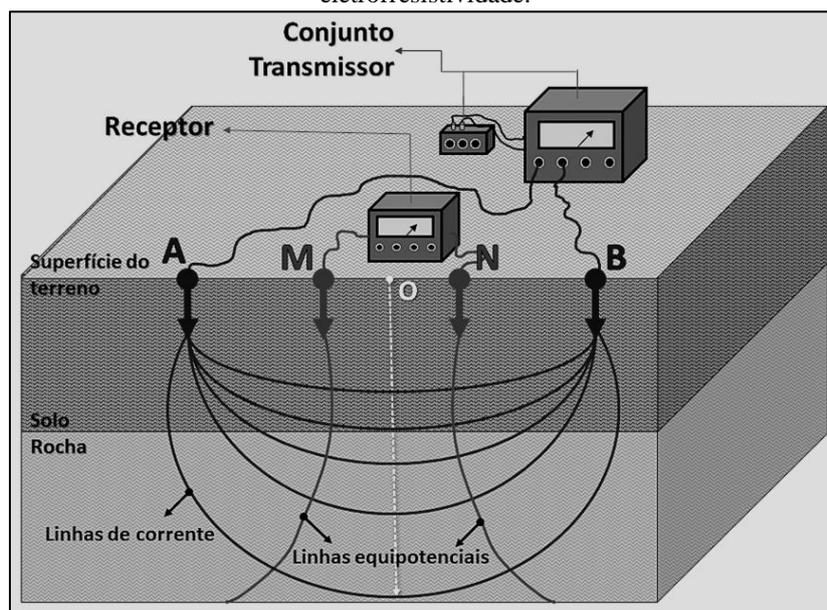
sendo a constante k o fator geométrico que possui dimensões de comprimento e depende unicamente da geometria relativa à disposição dos eletrodos em superfície. Consiste em um fator que leva em consideração a diminuição do potencial com a distância e pode ser calculado pela Equação 09 (BHATTACHARYA & PATRA, 1986)

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (09)$$

### 3.2.2 Resistividade aparente

As diferenças de potencial observadas para um solo homogêneo serão diferentes dos registrados sobre um meio heterogêneo, pois o campo elétrico sofrerá modificações em função dessa heterogeneidade dos materiais geológicos presentes no meio (BRAGA, 2016) e pode ser observado na (Fig.11).

**Figura 11**– Modelo de meio heterogêneo e esquema de quatro eletrodos para medidas de eletrorresistividade.



Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

Como na prática o solo não pode ser entendido como um meio homogêneo nem isotrópico, os valores de resistividade elétrica variam ponto a ponto, tanto lateralmente quanto em profundidade. Assim sendo, o valor medido em superfície irá variar para cada posição do eletrodo, assim como para a disposição e o tamanho do arranjo de eletrodos utilizado. Essa resistividade, obtida aplicando-se a equação válida para meios homogêneos (Equação 08), pode ser reescrita como:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (10)$$

A resistividade aparente não é um parâmetro físico do meio e sim um valor que representa o efeito integrado de um semiespaço sobre o qual a medida é realizada. Portanto, a resistividade aparente é uma resultante que sofre influências das diversas resistividades existentes no meio investigado (ORELLANA, 1972).

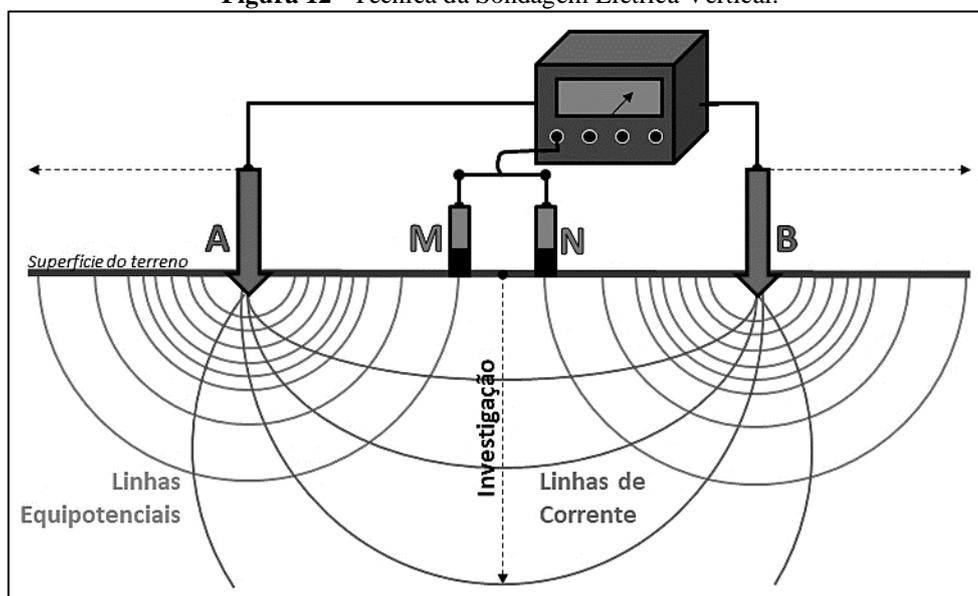
### 3.3 SEV – SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL

A técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) permite medir as variações da resistividade em profundidade no meio, pontualmente (Fig.12). Consiste, basicamente, em injetar uma corrente elétrica no solo através de dois eletrodos (A e B) e medir a diferença de potencial em dois receptores (M e N), também cravados diretamente ao solo. Através da difusão dessa corrente, da variação de potencial, da distância entre os pontos

de injeção de corrente e de medidas de potencial, calcula-se a resistividade aparente do meio, usando a Equação 3.11 (BHATTACHARYA; PATRA, 1968).

Com o aumento da distância entre os eletrodos de corrente AB, o volume total da subsuperfície investigada também aumenta, permitindo atingir camadas cada vez mais profundas. Os resultados sucessivos estarão, exclusivamente, ligados com as variações da resistividade em relação à profundidade. A utilização de curvas logarítmicas para representar a interpretação dos dados de campo, justifica-se por permitir que as variações das estruturas geoeletricas representativas sejam realçadas e por reduzirem os cálculos teóricos para o traçado das curvas-modelos usadas na interpretação (BRAGA, 2016).

**Figura 12**– Técnica da Sondagem Elétrica Vertical.

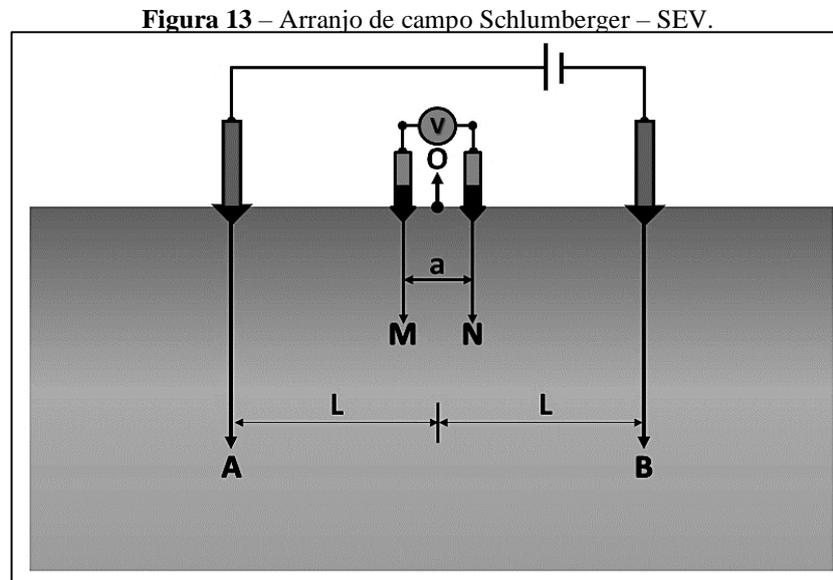


Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

### 3.3.1 Disposição dos eletrodos em superfície

A maneira como os eletrodos de corrente (A e B) e os eletrodos de potencial (M e N) são distribuídos nos levantamentos geoeletricos é denominada de arranjo. Alguns dos fatores que influenciam na escolha do tipo de arranjo a ser utilizado em um estudo estão ligados ao objetivo do levantamento e a geologia da área investigada. Os arranjos de eletrodos mais utilizados são: Wenner, Schlumberger, Wenner-Schlumberger e Dipolo-Dipolo. Contudo, neste trabalho o foco será dado no tipo de arranjo utilizado para a aquisição dos dados, que nesse caso foi o arranjo Schlumberger.

No arranjo Schlumberger (Fig.13) os eletrodos de corrente são movimentados sobre a linha de investigação com uma distância crescente ( $L$ ) enquanto os de potencial são fixados ao solo a uma distância ( $a$ ) obedecendo à relação de  $MN \leq AB/5$ .



Fonte – Adaptado de BRAGA, 2016.

A corrente flui no meio de modo radial, quanto maior a distância entre os pontos de injeção de corrente, maior será a profundidade investigada. Essa profundidade é definida como teórica máxima e obedece a relação de  $AB/4$  (BRAGA, 2016).

O fator geométrico para esse tipo de arranjo é dado pela Equação 11.

$$k = \pi(a^2 - b^2), \quad (11)$$

sendo,  $a$  = distância entre os eletrodos de corrente sobre dois ( $a = AB/2$ ) e  $b$  = distância entre os eletrodos de potencial sobre dois ( $b = MN/2$ ).

### 3.4 MÉTODO GOD

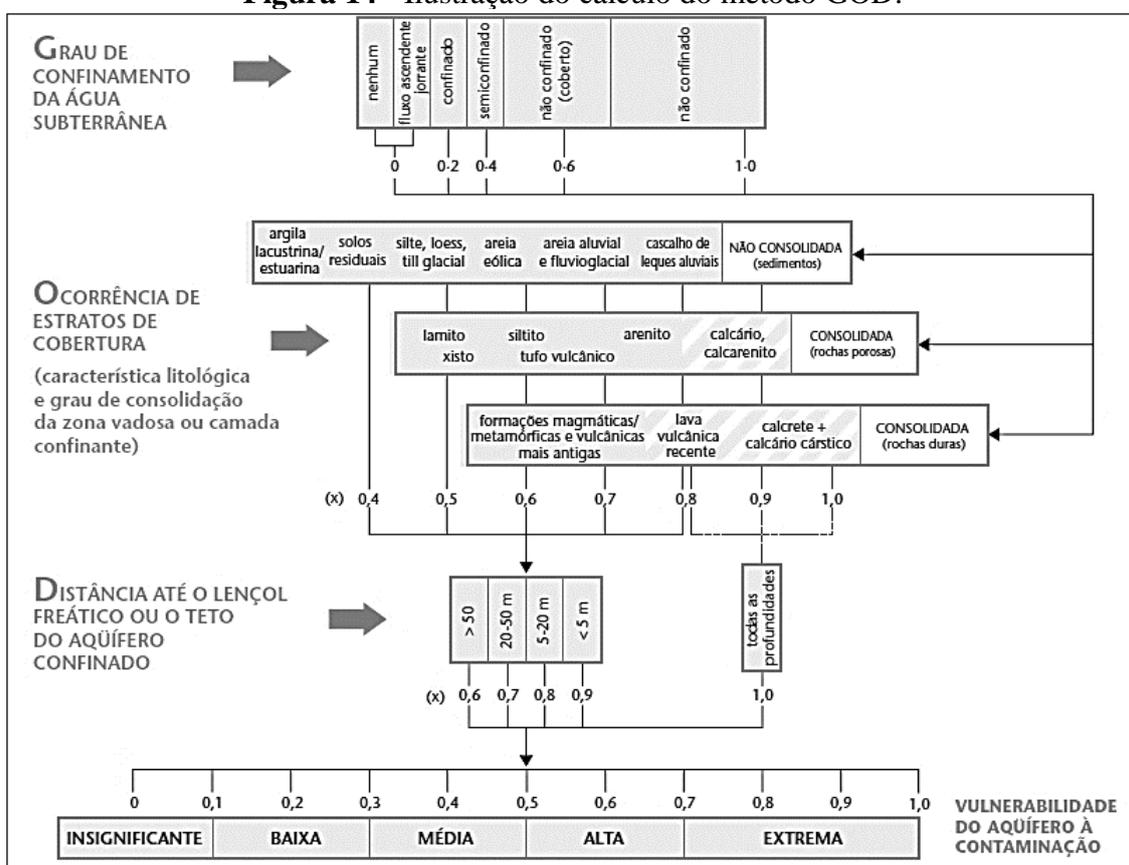
Trata-se de um dos métodos mais utilizados na determinação da vulnerabilidade à contaminação dos aquíferos, devido a sua simplicidade de conceitos e aplicação (Autor e Ano). Essa metodologia foi desenvolvida por Foster, 1987 e Foster & Hirata em 1988 e, posteriormente, aperfeiçoada por Foster et al. em 2006. O desenvolvimento do método GOD se dá a partir dos seguintes fatores: Grau de Confinamento do Aquífero (G); Natureza Composicional da zona não saturada e seu grau de fraturamento (O); e profundidade do nível d'água ou do teto confinante do aquífero (D). Este método aplica

valores entre 0 e 1 para cada variável e o produto entre essas variáveis determina o índice de vulnerabilidade (IV), que varia de 0 a 1. A relação que define o índice de vulnerabilidade pode ser representada da seguinte forma:

$$G \times O \times D = IV \tag{12}$$

Onde o “G”, “O” e o “D” correspondem aos. As classes de vulnerabilidade de aquíferos variam de desprezível ou insignificante à extrema, sendo que sua nomenclatura representa a vulnerabilidade natural do aquífero, conforme ilustrado na (Fig.14).

**Figura 14 - Ilustração do cálculo do método GOD.**



Fonte - Adaptado de FOSTER et. al., 2006.

### 3.5 GEOESTATÍSTICA

Atualmente existem diversos estudos sobre interpolação sendo realizados no Brasil, principalmente associados a pesquisas climáticas. Os métodos de interpolação são, na sua grande maioria, utilizados na elaboração de mapas de distribuição das chuvas,

contudo os mecanismos interpoladores podem ser utilizados em diversos dados hidrogeológicos.

O número reduzido de pontos de coleta e a escassez de dados têm nos métodos de interpolação a ferramenta necessária para obter informações de maneira indireta em locais onde a instrumentação não se faz presente. Dentre os diversos métodos existentes para interpolação de dados serão utilizados, neste presente trabalho, o método de Ponderação do Inverso da Distância (IDW) e a Krigagem.

### 3.5.1 IDW – Ponderação do Inverso da Distância

O método de interpolação IDW (Inverse Distance Weighted) é uma das técnicas mais utilizadas para interpolar pontos espalhados espacialmente, pois aplica uma metodologia menos robusta que utiliza uma combinação linear ponderada dos pontos coletados. Este método permite construir, a partir de um conjunto menor de dados já conhecidos, um novo conjunto de dados capaz de refletir, com um grau de confiabilidade, a distribuição espacial dos parâmetros analisados. O peso atribuído para cada ponto é dado em função do inverso da distância entre as amostras (MARCUIZZO, ANDRADE e MELO, 2011).

O IDW é calculado pela seguinte equação:

$$Z(x) = \frac{\sum_{i=1}^n \omega_i z(x_i)}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (13)$$

Onde  $Z(x)$  é o valor do ponto que se deseja interpolar;  $(n)$  é a quantidade de pontos próximos utilizados na interpolação do ponto  $(x)$ ;  $Z(x_i)$  é o valor do ponto  $(x_i)$ ;  $(\omega_i)$  é o peso do valor de  $(x_i)$  sobre o ponto  $(x)$ .

Para se calcular  $\omega_i$  utiliza-se a Equação 14:

$$\omega_i = \frac{1}{h(x, x_i)^p} \quad (14)$$

Onde  $h(x, x_i)$  é a distância entre o ponto  $x$  e o ponto  $x_i$ ;  $p$  é o parâmetro de potência, geralmente é definido com o valor dois.

Os parâmetros de potência com valores mais elevados acabam ressaltando pontos mais próximos, o que torna o resultado menos suave. Já os parâmetros de potência com

valores menores enfatizam pontos mais distantes, o que torna o resultado mais suave, porém menos preciso (MARCUIZZO, ANDRADE e MELO, 2011).

### 3.5.2 Krigagem

A krigagem é um método geoestatístico que se baseia na Teoria das Variáveis Regionalizadas, segundo Marcuzzo, Andrade e Melo (2011). Esse método baseia-se no pressuposto de que a variação espacial de determinado fenômeno é estatisticamente homogênea em uma área. Nesse caso a variação espacial é quantificada por um semivariograma da dispersão da semivariância pela distância dos pontos amostrados. Assim, o semivariograma serve para analisar a dependência espacial entre as amostras, calculado a partir dos pontos amostrados usando a Equação 15:

$$Y(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^s \{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}^2 \quad (15)$$

$(h)$  é uma distância;  $(n)$  é o número de pontos amostrados separados por uma distância  $(h)$ ;  $Y(h)$  é a semivariância para a distância  $(h)$ ;  $(s)$  é a quantidade de pares de pontos separada pela distância  $(h)$ ;  $Z(x)$  é o valor da amostra na localidade  $x$ ;  $Z(x + h)$  é o valor da amostra na localidade separada da localidade  $(x)$  pela distância  $(h)$ .

Normalmente os cálculos são realizados computacionalmente, utilizando uma faixa de distâncias para  $(h)$  a fim de melhorar o desempenho. Para se determinar os pesos de cada um dos pontos amostrados é necessário ajustar o semivariograma usando um modelo predefinido que varia dependendo do problema analisado (MARCUIZZO, ANDRADE e MELO, 2011).

## 3.6 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO

As sondagens foram realizadas utilizando o resistímetro RD-1000A, fabricado pela GEOTEST (Fig.15). O equipamento é composto por uma unidade transmissora Geotest RD 1000 TX ligada a duas baterias de 60 Amperes em série, totalizando 24 volts. E outra unidade receptora Geotest RD 1000 RX alimentada por oito baterias de hidreto de níquel (Ni-MH), tamanho AA de 1,2 volts. Nos levantamentos em campo foram utilizados eletrodos de aço inoxidável e quatro bobinas (Fig.16), cada uma com 500 metros de fio elétrico 16 AWG.

O software utilizado para interpretação dos dados coletados em campo através das sondagens elétricas foi o IPI2WIN. O programa é distribuído pela Geoscan-M Ltd., Moscou, Rússia, com licença livre. Este software foi concebido para interpretação automática ou semi-automática de dados de SEV obtidos com os mais variados tipos de arranjos.

Nesse programa a curva de resistividade é representada numa escala logarítmica para ambos os eixos. A representação gráfica dos valores de resistividade aparente medidos no campo é marcada por círculos, a curva apresenta uma linha preta que é o resultado da suavização dos valores de campo pelo método de *spline*. Em conjunto com os dados de campo, o software apresenta uma curva sintética em vermelho. Essa curva pode ser ajustada pelo usuário ao modificar os valores de resistividade e espessura das camadas geoeletricas, representadas em azul. O erro de aproximação RMS (*root-mean-square*), que trata do método dos mínimos quadrados, é calculado medindo a distância entre a curva de resistividade aparente e a curva sintética gerada, conforme a Equação 16.

$$e_r = \frac{|v_e - v_r|}{v_r} \times 100\%, \quad \text{se } v_r \neq 0 \quad (16)$$

( $e_r$ ) erro RMS; ( $v_e$ ) é o valor estimado; ( $v_r$ ) é o valor real.

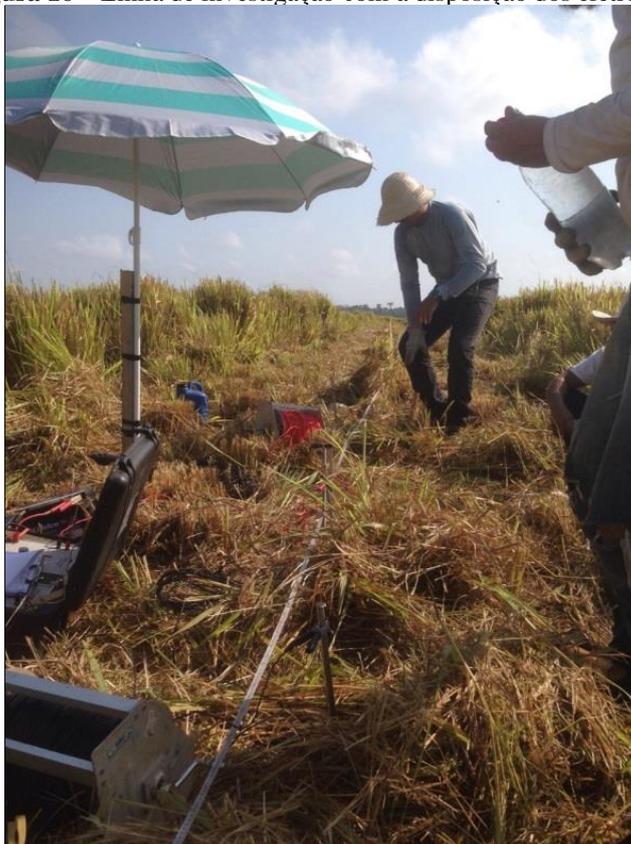
Como o erro calculado não leva em consideração as informações geológicas, muitas vezes vale a experiência do intérprete na hora de propor um modelo geoeletrico que mais se aproxime do modelo geológico real da região estudada.

**Figura 15** – Resistivímetro RD-1000A, fabricado pela GEOTEST.



**Fonte** – Imagem do autor.

**Figura 16** – Linha de investigação com a disposição dos eletrodos.



**Fonte** – Imagem do autor.

Para esse estudo foram efetuadas 40 SEVs, equidistantes 100 m entre si, que foram agrupadas em dez perfis distintos. As linhas de abertura entre os eletrodos de corrente (AB) foram determinadas com uma distância máxima de 800 m atingindo uma profundidade teórica de investigação de 200 m.

Durante o processamento, as SEVs 18 e 38 foram descartadas, por apresentarem níveis muito elevados de ruído, sendo assim, utilizou-se os dados de 38 SEVs na análise da vulnerabilidade natural a contaminação e na confecção do mapa potenciométrico na área da Fazenda Alta Floresta II.

Devido à ampla variação dos dados obtidos priorizou-se por fazer as análises das camadas geoeletricas por partes, inicialmente com base apenas no limite de nível d'água (NA), representado no gráfico pelo decaimento bruto da resistividade em determinada profundidade. Sendo acima do NA classificada como zona não saturada e abaixo como zona saturada. Somente após essa análise foi possível correlacionar as demais camadas geoeletricas processadas com as informações litológicas locais, disponíveis através dos perfis de poços perfurados na região, coletados na plataforma do SIAGAS, juntamente com o relatório de Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

A partir do processamento dos dados de campo foram gerados modelos de camadas geoeletricas, os quais foram possíveis devido à análise integrada da curva de campo com a curva sintética, sendo associados com a geologia e hidrogeologia local subsidiando assim a confecção das seções estratigráficas esquemáticas.

Com base nos dados obtidos através das SEVs, foi possível caracterizar de forma detalhada a distribuição dos parâmetros de vulnerabilidade na área de estudo. As informações obtidas dos perfis geoeletricos foram organizadas no software Excel v. 365. Como não foi possível identificar uma dependência espacial entre as variáveis estudadas, o mapa de vulnerabilidade e potenciométrico foram confeccionados utilizando a ferramenta de interpolação pelo método do Inverso do Quadrado da Distância (IDW) no software SURFER v. 15.

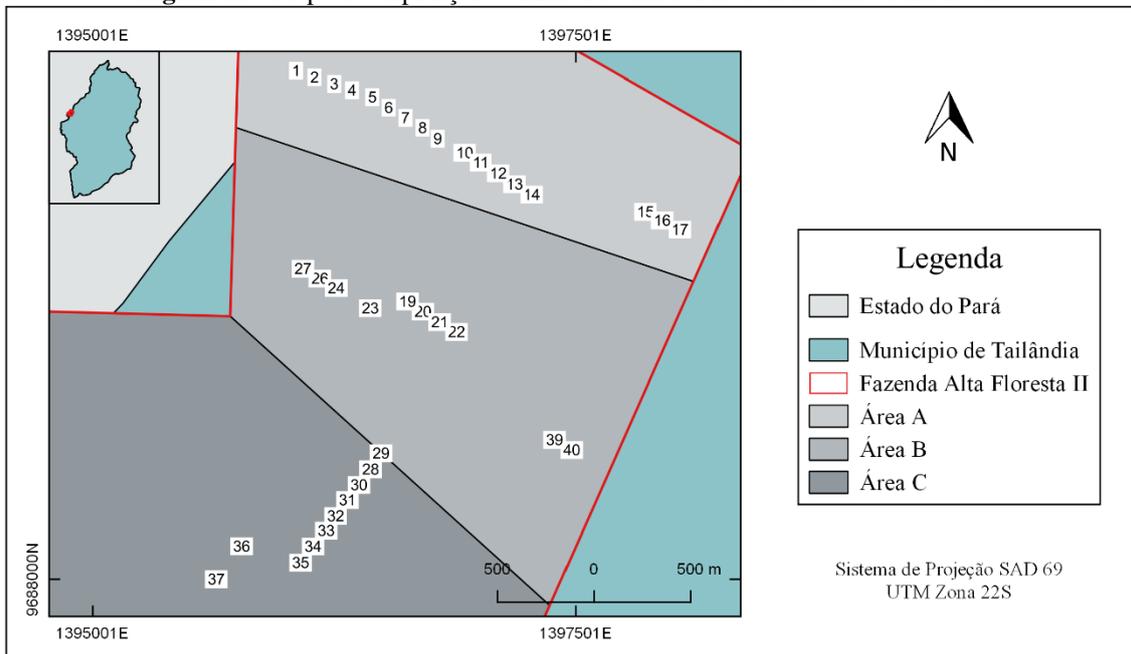
## **CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### **4.1 ANÁLISE DOS PERFIS GEOELÉTRICOS**

Em função da grande extensão territorial da área estudada, a fazenda foi dividida em três partes menores, conforme Figura 17. A área A contemplou 17 SEVs das quais foram agrupadas em quatro perfis geoeletricos distintos, a área B e C contemplaram 13 e

10 SEVs respectivamente, sendo essas sondagens agrupadas em três perfis diferentes para cada área.

**Figura 17** - Mapa de disposição das SEVs realizadas na fazenda Alta Floresta II.



Fonte – Elaborado pelo autor, 2019.

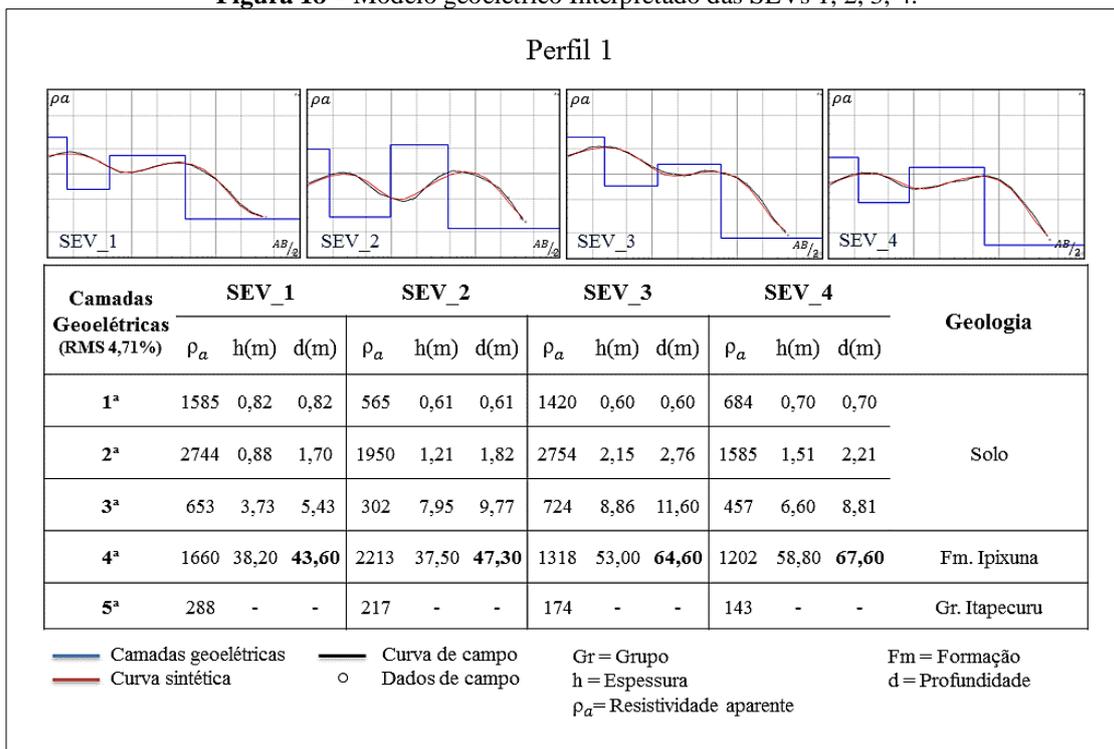
#### 4.1.2 Área A

O Perfil 1 composto pelas SEVs 1, 2, 3, e 4 (Fig.18) identificou três camadas geolétricas superficiais distintas, variando sua espessura entre 5,4 até 11,6 m. A resistividade nessas primeiras camadas variou bastante, sendo que a segunda camada apresentou valores de resistividade superiores a 2500  $\Omega\text{m}$ . Na quarta camada geolétrica, identificada pela sondagem com espessura variando entre 43 e 68 m, a resistividade apresentou um valor médio de 1600  $\Omega\text{m}$ . Na quinta e última camada que compõe o perfil 1 a resistividade decaiu de forma abrupta em relação a camada superior chegando a valores inferiores a 150  $\Omega\text{m}$ , essa camada inicia aos 56 m em relação à superfície e se estende para além da profundidade teórica máxima investigada nas sondagens (200 m).

Utilizando como base as informações litoestratigráficas provenientes dos poços tubulares já perfurados foi possível associar as camadas geolétricas identificadas pelas SEVs com as estruturas presentes em subsuperfície. As três primeiras camadas mapeadas pelas SEVs foram associadas com uma cobertura pedológica rica em argila e areia. Os altos valores de resistividade apresentados na segunda camada geolétrica que compõe o solo são justificados pela presença de uma cobertura laterítica que aflora na região. A quarta camada, devido a espessura e valores elevados, foi interpretada segundo a

sequência deposicional das bacias como sendo a Formação Ipixuna, que é composta por arenitos cuja alta resistividade se dá pela ausência de água preenchendo os poros na matriz da rocha. A última camada apresentou os menores valores de resistividade mapeados e se estendeu para além dos 200 m investigados no levantamento. Essa estrutura geológica foi interpretada como Grupo Itapecuru, nele está inserido o Aquífero Itapecuru, que é o principal sistema de água subterrânea da região.

**Figura 18** – Modelo geoeletrico Interpretado das SEVs 1, 2, 3, 4.

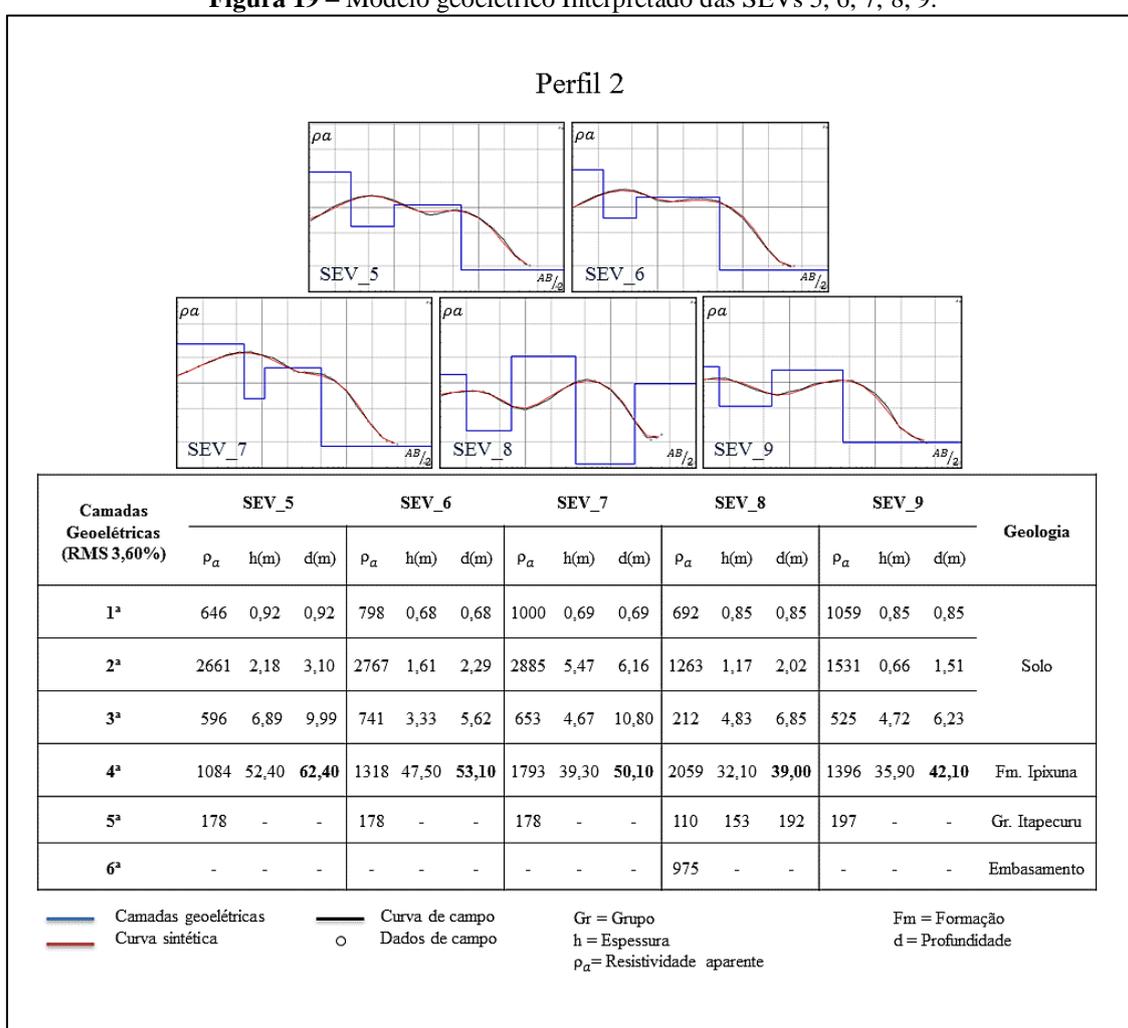


**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

O Perfil 2 (Fig.19) agrupou as SEVs 5, 6, 7, e 8. As três primeiras camadas geoeletricas identificadas nesse perfil apresentaram uma espessura média de 7,9 m, sendo que na segunda camada os valores de resistividade foram superiores as demais chegando a 2767  $\Omega$ m. A quarta camada mapeada pelas sondagens apresentou uma espessura média de 42 m e resistividade variando entre 1084 a 2059  $\Omega$ m. A quinta camada se inicia a uma profundidade média de 50 m e estende-se para além da profundidade máxima investigada, exceto na SEV\_8, em que a camada termina a uma profundidade de 192 m e a resistividade decai da ordem de 2000  $\Omega$ m para valores menores que 200  $\Omega$ m. A SEV\_8 conseguiu identificar uma sexta camada, iniciando a partir dos 192 m de profundidade e indo para além do alcance da investigação, apresentando resistividade de 975  $\Omega$ m.

Ao associar as camadas geolétricas identificadas pelas SEVs com a litologia temos as três primeiras camadas mapeadas identificadas como solo. Os altos valores de resistividade identificados na segunda camada geolétrica que compõe o solo ocorrem pela presença de uma cobertura laterítica. A quarta camada, devido a espessura e valores elevados, foi interpretada como Formação Ipixuna, que é composta por arenitos. A quinta camada mapeada apresentou os menores valores de resistividade e se estendeu para além dos 200 m investigados no levantamento, exceto na SEV\_8 em 192 m. Essa estrutura foi interpretada como uma formação aquífera pertencente ao Grupo Itapecuru. A sexta camada identificada apenas na SEV\_8 foi associada ao embasamento cristalino da Bacia.

**Figura 19** – Modelo geolétrico Interpretado das SEVs 5, 6, 7, 8, 9.



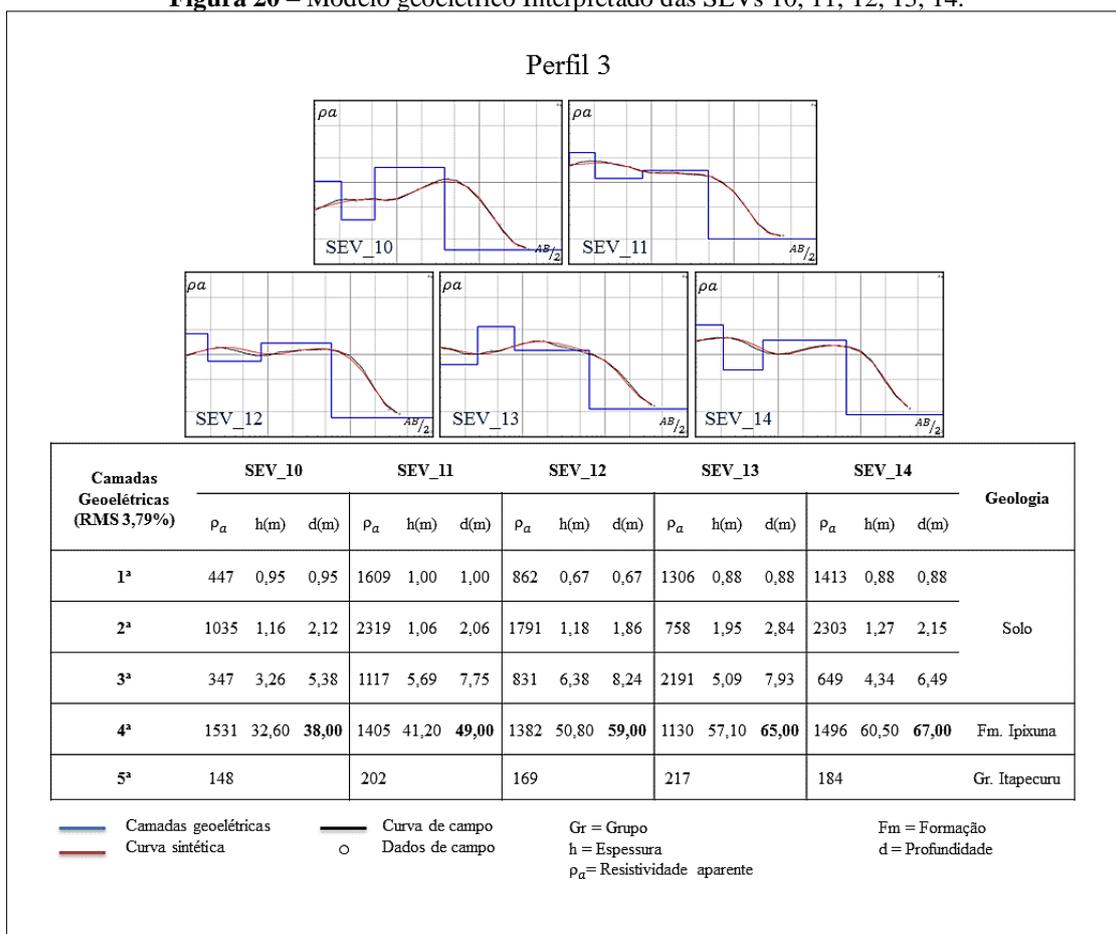
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

As SEVs 10, 11, 12, 13 e 14 formam o Perfil 3 (Fig. 20). Com uma espessura média de 7,15 m, as três primeiras camadas geolétricas tiveram uma grande variação nos valores de resistividade, sendo que a segunda camada apresentou os valores mais elevados em relação aos demais, chegando a atingir cerca de 2300  $\Omega$ m. A quarta camada

identificada pelas sondagens apresentou uma espessura média de 48 m e resistividade de 1400 Ωm. A quinta e última camada mapeada no perfil tem seu início a uma profundidade média de 56 m e estende-se para além dos 200 m investigados, a resistividade decai em relação a camada superior para valores na ordem de 200 Ωm.

As três primeiras camadas geoeletricas mapeadas foram interpretadas como solo. Os valores elevados de resistividade identificados na segunda camada geoeletrica estão associados a presença de uma camada laterítica. A quarta camada foi classificada como Formação Ipixuna, que é composta por arenitos. Os valores elevados indicam a ausência de água preenchendo as rochas que compõe essa formação. A quinta camada mapeada apresentou os menores valores de resistividade e se estendeu para além dos 200 m investigados no levantamento. Essa estrutura foi interpretada como aquífero Itapecuru composta por arenitos intercalados com argilitos, principal formação aquífera da região, que pertence ao Grupo Itapecuru.

Figura 20 – Modelo geoeletrico Interpretado das SEVs 10, 11, 12, 13, 14.

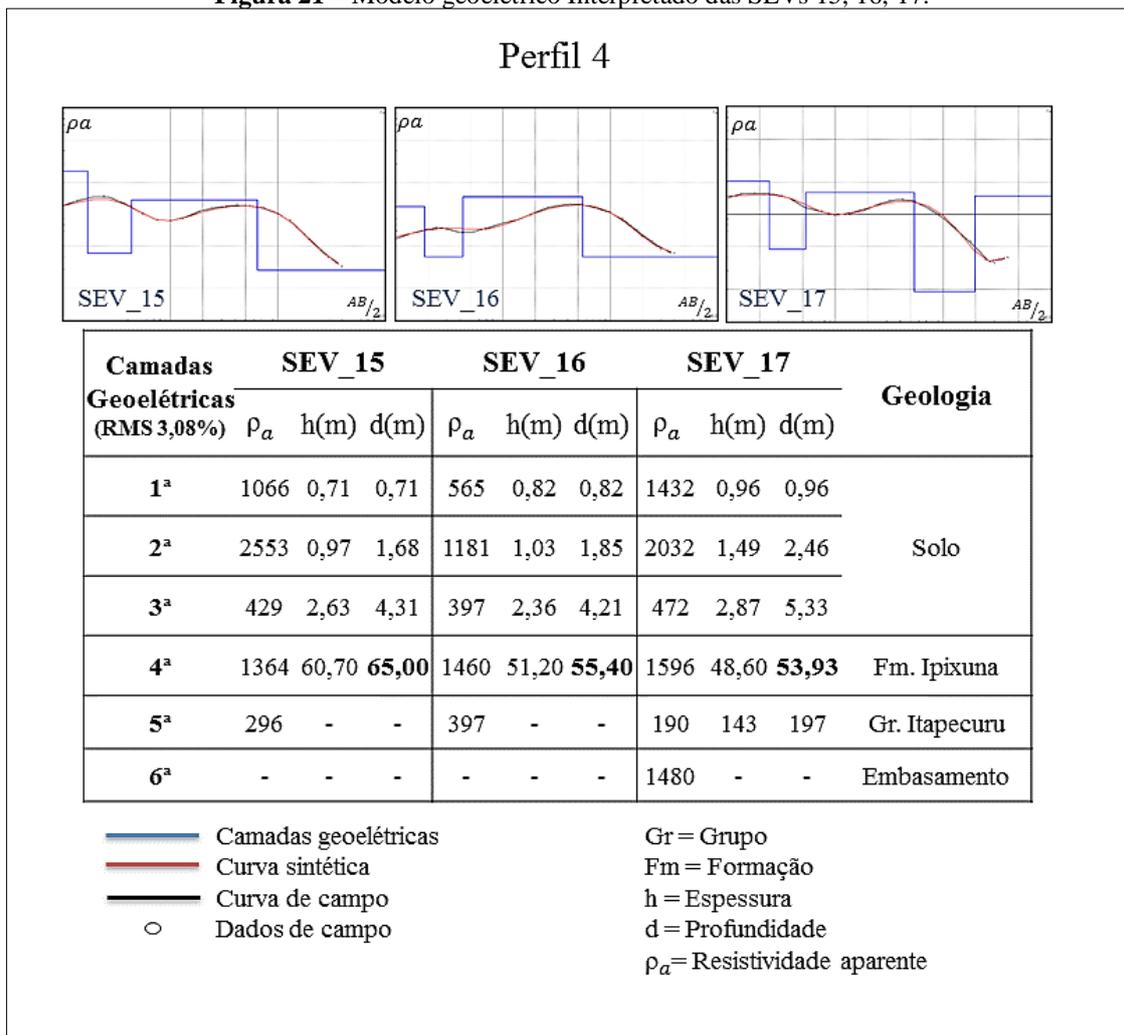


Fonte – Elaborado pelo autor, 2019.

O Perfil 4 (Fig.21) agrupou as SEVs 15, 16, e 17. As três primeiras camadas geolétricas identificadas nesse último perfil realizado na área A apresentaram uma espessura média de 4,60 m com grande variação de resistividade entre elas, sendo a segunda camada com valores muito superiores em relação as demais, chegando a 2553  $\Omega\text{m}$  e a terceira camada geolétrica inferior a 400  $\Omega\text{m}$ . A quarta camada mapeada pelas sondagens apresentou uma espessura média de 54 m e resistividade variando entre 1300 a 1600  $\Omega\text{m}$ . A quinta camada se inicia a uma profundidade média de 58 m e estende-se para além dos 200 m investigados, exceto na SEV\_17 em que a camada encerra a uma profundidade de 197 m e a resistividade decai para valores menores que 200  $\Omega\text{m}$ . A SEV\_17 identificou uma sexta camada tendo início a partir dos 197 m de profundidade e se estende para além do alcance da investigação, essa camada geolétrica apresentou resistividade de 1480  $\Omega\text{m}$ .

As três primeiras camadas mapeadas foram interpretadas como solo, os altos valores de resistividade identificados na segunda camada geolétrica ocorrem pela presença de uma cobertura laterítica imatura pertencente as coberturas superficiais cenozoicas. A terceira camada que apresentou os menores valores de resistividade pode estar associada ao processo de infiltração de água provenientes de precipitação. A quarta camada foi interpretada como Formação Ipixuna, que é composta por arenitos. Os valores elevados de resistividade indicam a ausência de água preenchendo as rochas que compõe essa formação. A quinta camada mapeada apresentou os menores valores de resistividade e foi interpretada como uma formação aquífera pertencente ao Grupo Itapecuru. A sexta camada identificada na SEV\_17 foi associada ao embasamento cristalino da Bacia.

**Figura 21** – Modelo geológico Interpretado das SEVs 15, 16, 17.



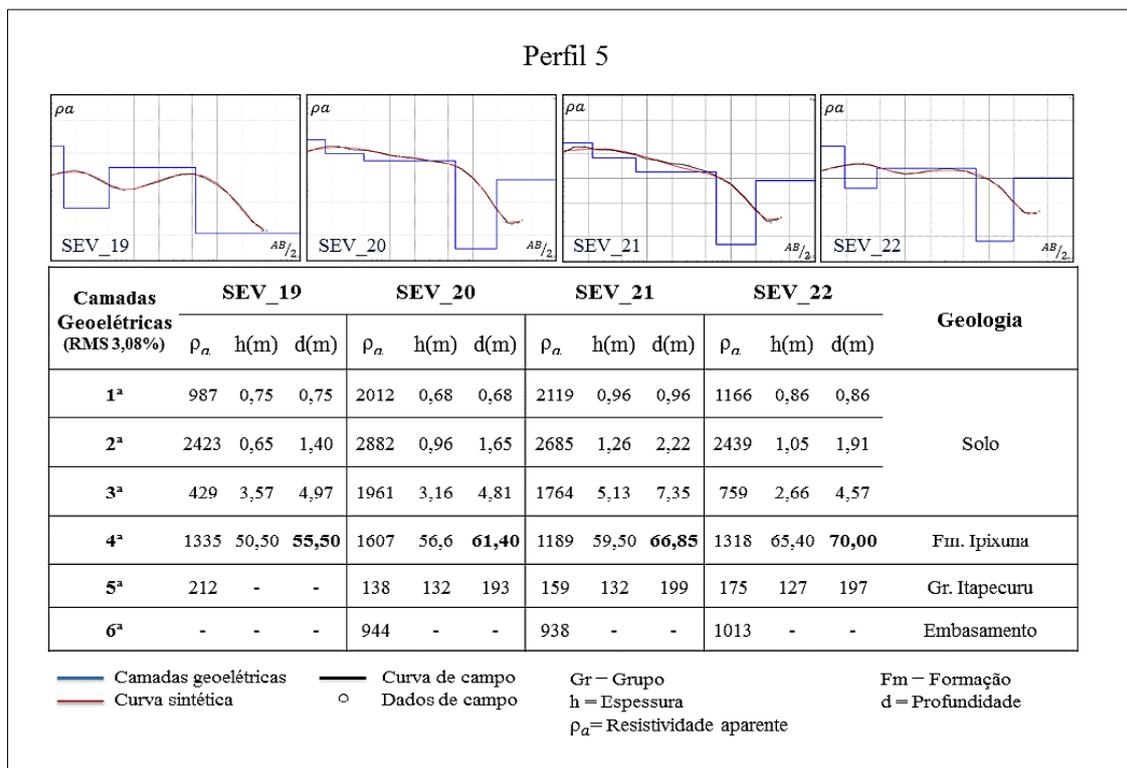
Fonte – Elaborado pelo autor, 2019.

### 4.1.3 Área B

Na área de estudo B temos as SEVs 19, 20, 21, e 22 formando o Perfil 5 (Fig.22). As três primeiras camadas geoeletricas identificadas nesse perfil apresentaram uma espessura média de 7,6 m, sendo que na segunda camada os valores de resistividade foram superiores as demais chegando a 2882  $\Omega\text{m}$ . A quarta camada mapeada pelas sondagens apresentou uma espessura média de 56 m e resistividade variando entre 1189 a 1607  $\Omega\text{m}$ . A quinta camada se inicia a uma profundidade média de 64 m e estende-se até aproximadamente 196 m de profundidade na maioria das SEVs, com exceção da SEV\_19, em que a camada se estende até uma profundidade além dos 200 m investigados, a resistividade decai da ordem de 2000  $\Omega\text{m}$  para valores menores que 220  $\Omega\text{m}$ . Na sexta e última camada geoeletrica identificada nas SEVs 20, 21 e 22 a resistividade se eleva a valores superiores a 940  $\Omega\text{m}$ , essa camada se inicia a partir de 196 m de profundidade e se estende para além dos limites da investigação.

As três primeiras camadas geolétricas mapeadas foram associadas ao solo, os altos valores de resistividade identificados na segunda camada que compõe a cobertura pedológica ocorrem pela presença de uma camada fina laterítica. A quarta camada foi interpretada como Formação Ipixuna. A quinta estrutura foi interpretada como Aquífero Itapecuru, formação aquífera pertencente ao Grupo Itapecuru. A sexta camada foi associada ao embasamento cristalino da Bacia.

**Figura 22** – Modelo geolétrico Interpretado das SEVs 19, 20, 21, 22.

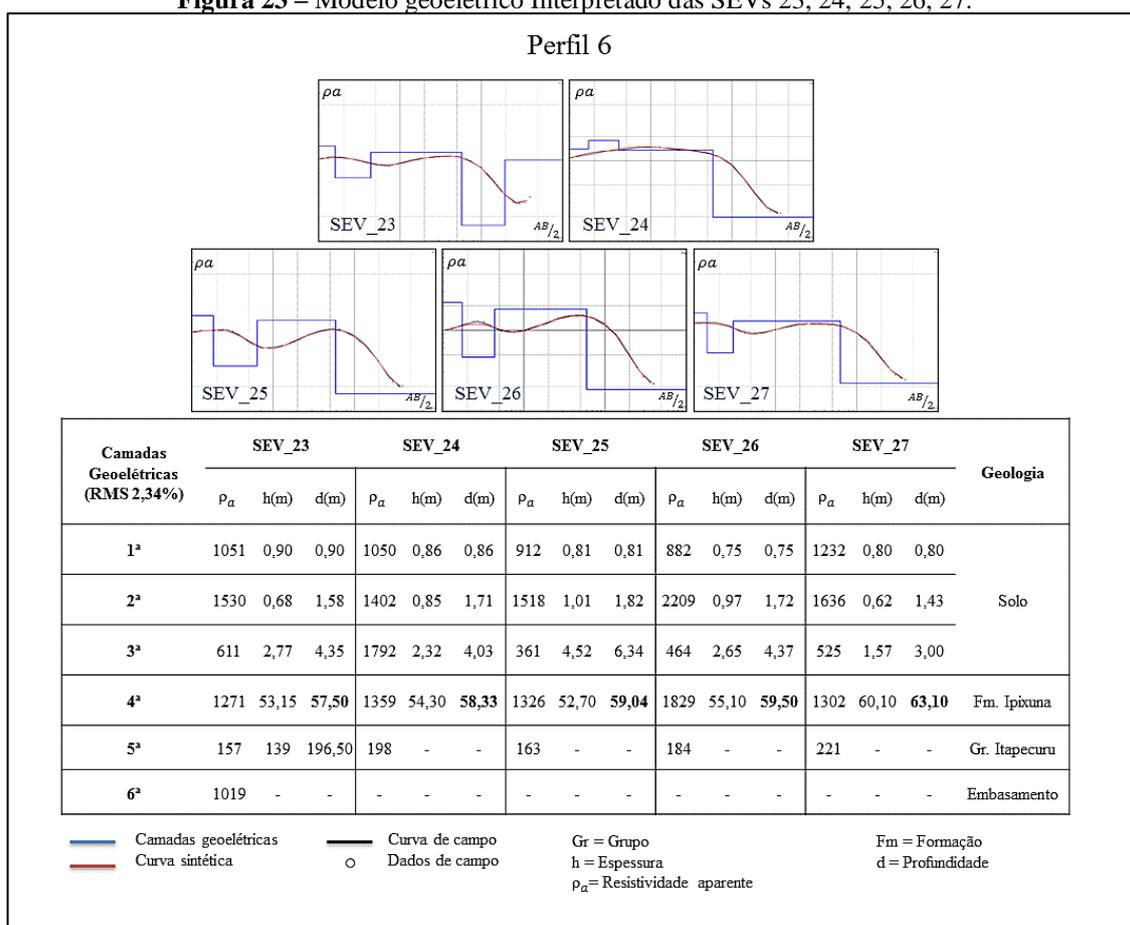


**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

As SEVs 23, 24, 25, 26 e 27 foram agrupadas no Perfil 6 (Fig.23). De forma semelhante ao Perfil 5, as sondagens identificaram três camadas geolétricas com espessura média de 5 m. Na segunda camada os valores de resistividade foram superiores a 2200  $\Omega$ m. A quarta camada mapeada pelas sondagens apresentou uma espessura aproximada de 55 m e resistividade média de 1417  $\Omega$ m. A quinta camada se inicia a uma profundidade média de 64 m e estende-se para além dos 200 m investigados, com exceção da SEV\_23, em que a camada se encerra aos 196 m de profundidade e a resistividade decai da ordem de 1400  $\Omega$ m para valores inferiores a 220  $\Omega$ m. Na sexta e última camada geolétrica identificada apenas na SEV\_23 a resistividade se eleva a valores superiores a 1000  $\Omega$ m, essa camada se inicia a partir de 196 m de profundidade e se estende para além dos limites da investigação.

As camadas mais superficiais foram associadas ao solo que é constituído por um material areno-argiloso. Os valores elevados de resistividade justificam-se pela presença de uma fina camada de laterita. Logo abaixo da cobertura pedológica encontra-se a estrutura que foi interpretada como Formação Ipixuna. Em seguida temos uma camada espessa de rochas sedimentares saturadas por água, essa camada foi interpretada como o Aquífero Itapecuru. A sexta camada foi interpretada como o embasamento da bacia, constituído por rochas cristalinas.

**Figura 23** – Modelo geoeétrico Interpretado das SEVs 23, 24, 25, 26, 27.



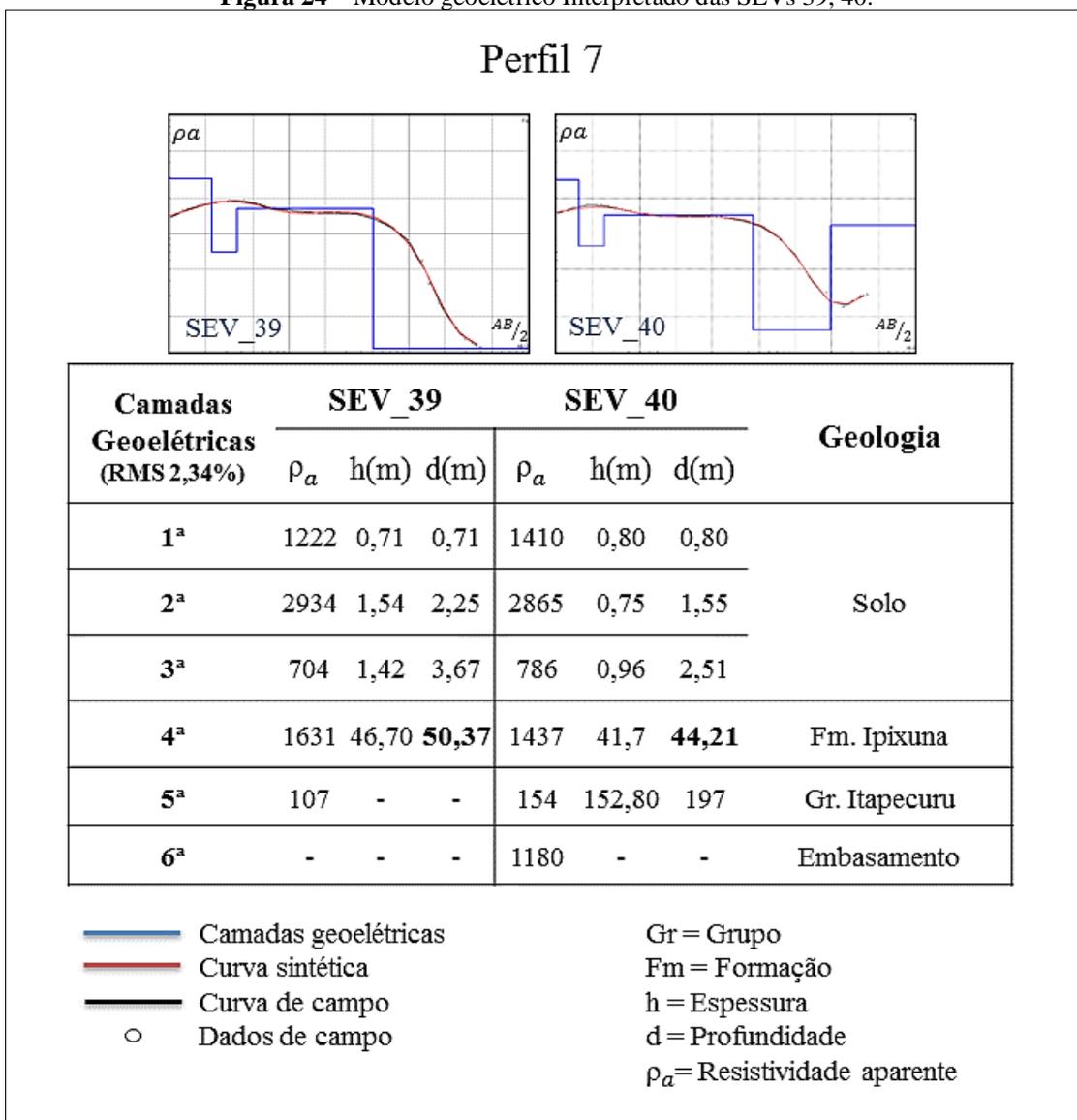
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

As SEVs 39 e 40 compõem o último perfil realizado na área B. No Perfil 7 (Fig.24), as três primeiras camadas geoeétricas identificadas apresentaram uma espessura média de 3 m, sendo que na segunda camada, novamente, os valores de resistividade foram superiores as demais chegando a 2934  $\Omega$ m. A quarta camada mapeada pelas sondagens apresentou uma espessura média de 47 m e resistividade variando entre 1437 a 1631  $\Omega$ m. A quinta camada inicia-se a uma profundidade média de 47 m e se estende até 197 m na SEV\_40 e para além dos 200 m investigados na SEV\_39. A resistividade para ambas nessa camada assume valores inferiores a 160  $\Omega$ m. A SEV\_40 conseguiu identificar uma

sexta camada tendo início a partir dos 197 m de profundidade que se estende para além do alcance da investigação e apresentou resistividade de 1180 Ωm.

De forma semelhante aos outros perfis realizados, o solo foi associado as três camadas geoeletricas superficiais, sendo que os valores elevados de resistividade na segunda camada evidenciam a presença da cobertura laterítica. A quarta camada foi interpretada como Formação Ipixuna. A quinta camada foi associada ao Aquífero Itapecuru. A sexta camada identificada apenas na SEV\_40, considerando a profundidade e a sequência deposicional da Bacia, foi interpretada como o início do embasamento cristalino.

**Figura 24** – Modelo geoeletrico Interpretado das SEVs 39, 40.



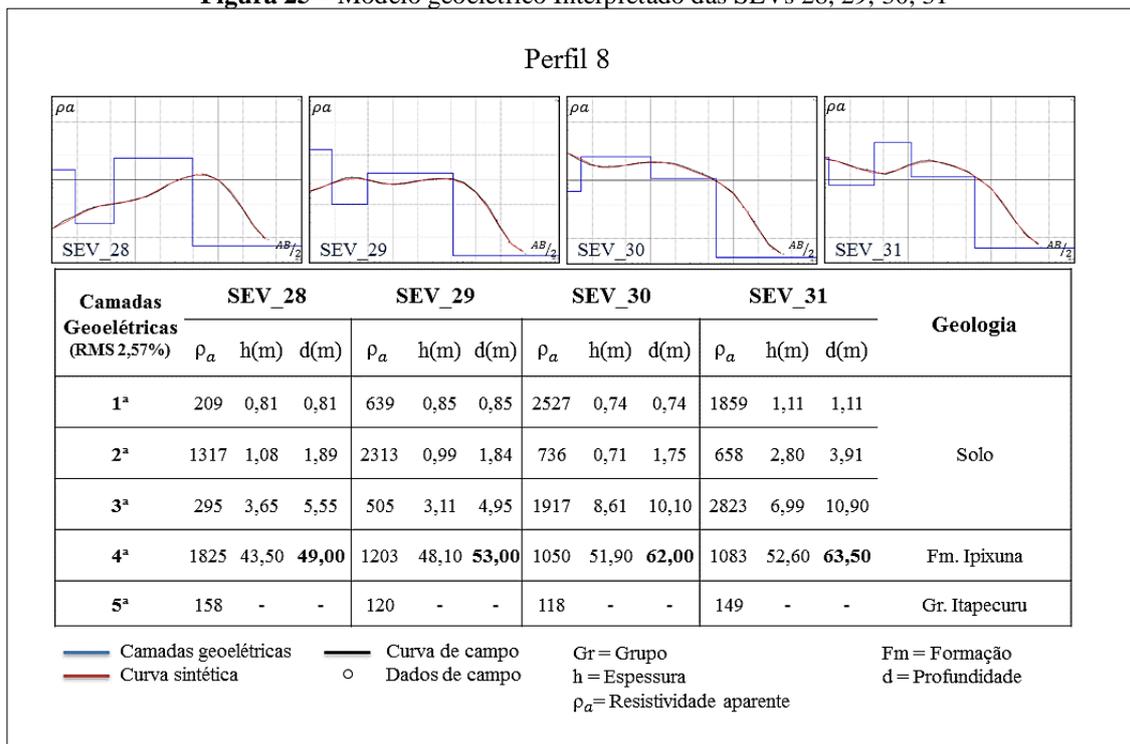
Fonte – Elaborado pelo autor, 2019.

#### 4.1.4 Área C

O Perfil 8, composto pelas SEVs 28, 29, 30 e 31 (Fig.25), apresentou três camadas geoeletricas superficiais com espessura variando de 4,95 até 10,90 m, sendo que as SEVs 30 e 31 foram as que apresentaram maior espessura. Os índices de resistividade elétrica variaram bastante entre as camadas, assumindo valores de 658 até 2823  $\Omega\text{m}$ , o que sugere um grande número de materiais geológicos distintos que o constituem. A quarta camada geoeletrica foi mapeada com espessura média de 57 m e resistividade na ordem de 1290  $\Omega\text{m}$ . Na quinta e última camada geoeletrica compondo o Perfil 8, as sondagens identificaram uma queda nos valores de resistividade a partir de 57 m de profundidade. A resistividade decaiu nessa camada em relação à anterior, saindo de 1200  $\Omega\text{m}$  para valores inferiores 160  $\Omega\text{m}$ .

O solo foi associado as três camadas geoeletricas superficiais e a grande variação resistividade entre as camadas foi justificada pela presença de cobertura laterítica. A quarta camada foi interpretada como Formação Ipixuna, constituída de arenitos intercalados com níveis de argilitos cujos altos valores de resistividade são associados a ausência de água preenchendo os poros das rochas. A quinta camada mapeada se estende para além dos 200 m investigados, essa estrutura foi interpretada como Aquífero Itapecuru, constituído de arenitos cujos baixos valores de resistividade indicam a presença de água saturando o material rochoso.

**Figura 25** – Modelo geolétrico Interpretado das SEVs 28, 29, 30, 31



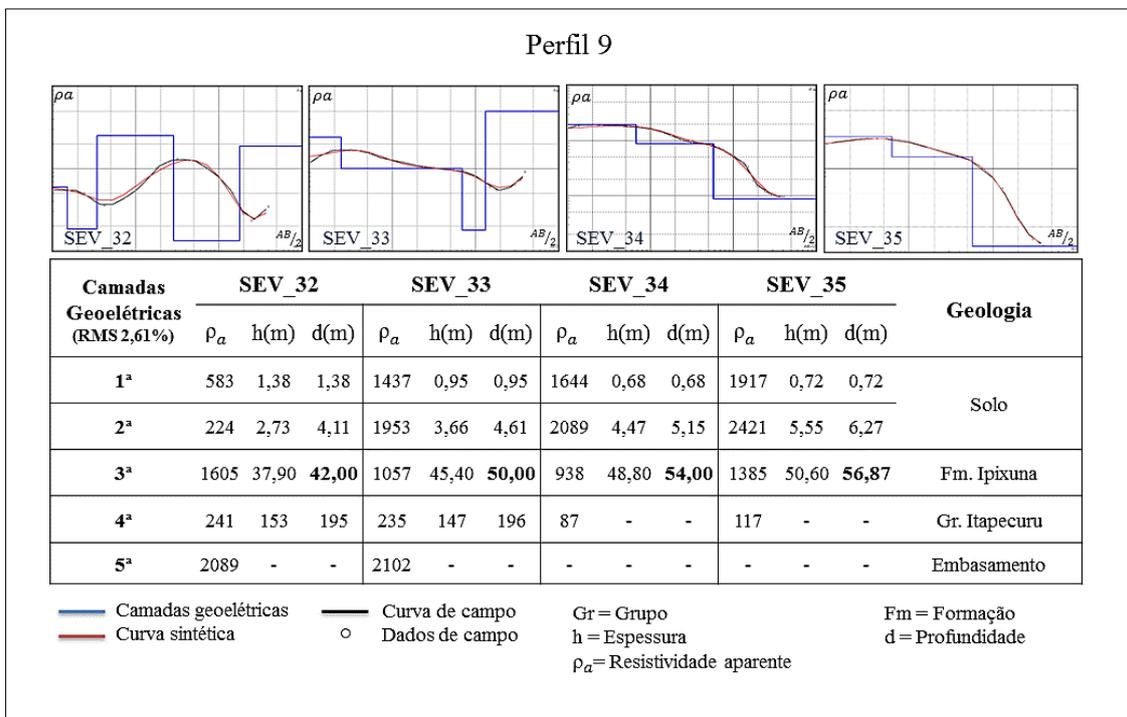
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

As SEVs 32, 33, 34, e 35 compuseram o Perfil 9 (Fig.26). As duas primeiras camadas geolétricas identificadas nesse perfil apresentaram uma espessura média de 5 m, sendo que para as SEVs 33, 34 e 35 a segunda camada apresentou valores de resistividade superiores a 2400  $\Omega$ m e para a SEV\_32 um valor de resistividade inferior a 230  $\Omega$ m. A terceira camada apresentou uma espessura média de 51 m e resistividade média de 1250  $\Omega$ m. A quarta camada se inicia a uma profundidade média de 51 m e estende-se até aproximadamente 195 m para as SEVs 32 e 33 e para além dos 200 m investigados nas SEVs 34 e 35. A resistividade nessa camada decai da ordem de 1250  $\Omega$ m para valores menores que 250  $\Omega$ m. A quinta e última camada geolétrica identificada nas SEVs 32 e 33 a resistividade se eleva a valores superiores a 2000  $\Omega$ m, essa camada se inicia a partir de 195 m de profundidade e se estende para além dos limites da investigação.

As duas primeiras camadas geolétricas mapeadas foram associadas ao solo, os altos valores de resistividade identificados na segunda camada que compõe a cobertura pedológica ocorrem pela presença de uma camada fina de laterítica que não foi mapeada na SEV\_32. A terceira camada foi interpretada como Formação Ipixuna e a quarta associada ao Aquífero Itapecuru, formação aquífera pertencente ao Grupo Itapecuru. A

quinta camada, mapeada pelas SEVs 32 e 33, foi associada ao embasamento cristalino da Bacia.

**Figura 26** – Modelo geoeétrico Interpretado das SEVs 32, 33, 34, 35.



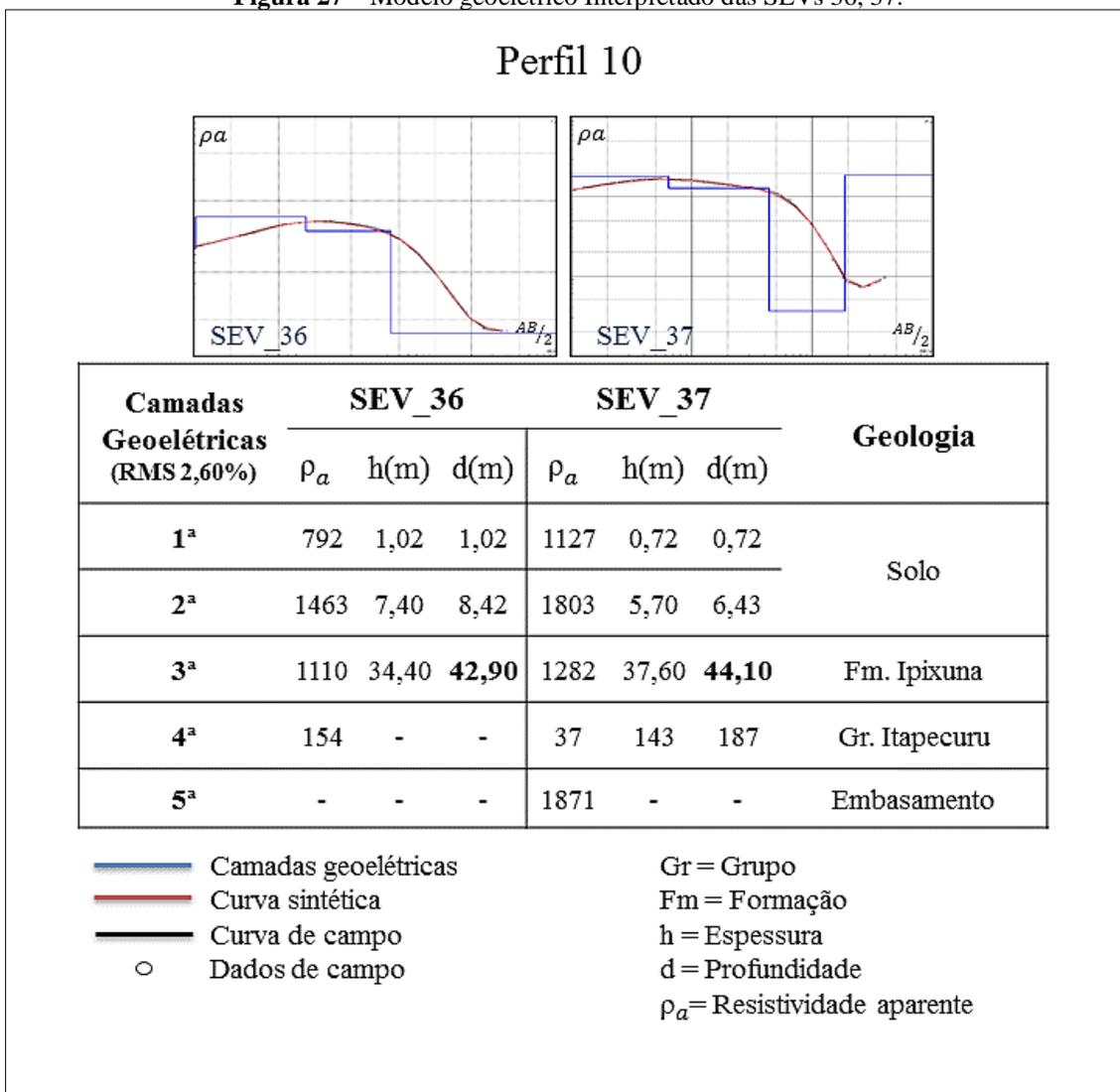
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

As SEVs 36 e 37 compõem o último perfil (10) realizado na área de estudo (Fig.27). As duas primeiras camadas geoeétricas apresentaram uma espessura média de 7,4 m, sendo que na segunda camada os valores de resistividade foram superiores chegando a atingir 1803  $\Omega$ m. A terceira camada apresentou uma espessura média de 36 m e resistividade de 1200  $\Omega$ m. A quarta camada, que se inicia a uma profundidade média de 43,5 m, estende-se até aproximadamente 187 m de profundidade na SEV\_37 e para além dos 200 m investigados na SEV\_36. A resistividade para essa camada decaiu da ordem de 1200  $\Omega$ m para valores menores que 160  $\Omega$ m. Na quinta e última camada geoeétrica identificada na SEV\_37 a resistividade se eleva a valores superiores a 1800  $\Omega$ m, essa camada se inicia a partir de 187 m de profundidade e se estende para além dos limites da investigação.

De forma semelhante aos outros perfis realizados, o solo foi associado as duas camadas geoeétricas superficiais, os valores elevados de resistividade na segunda camada evidenciam a presença da cobertura laterítica. A terceira camada, levando em consideração a espessura e resistividade elevada, foi interpretada como Formação

Ipixuna. A quarta camada mapeada, interpretada como Aquífero Itapecuru, se estendeu para além da profundidade teórica de investigação na SEV\_36 e até os 187 m para a SEV\_37. A quinta camada identificada apenas na SEV\_37 foi associada ao início do embasamento cristalino.

Figura 27 – Modelo geoeétrico Interpretado das SEVs 36, 37.



Fonte – Elaborado pelo autor, 2019.

#### 4.2 SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS ESQUEMÁTICAS

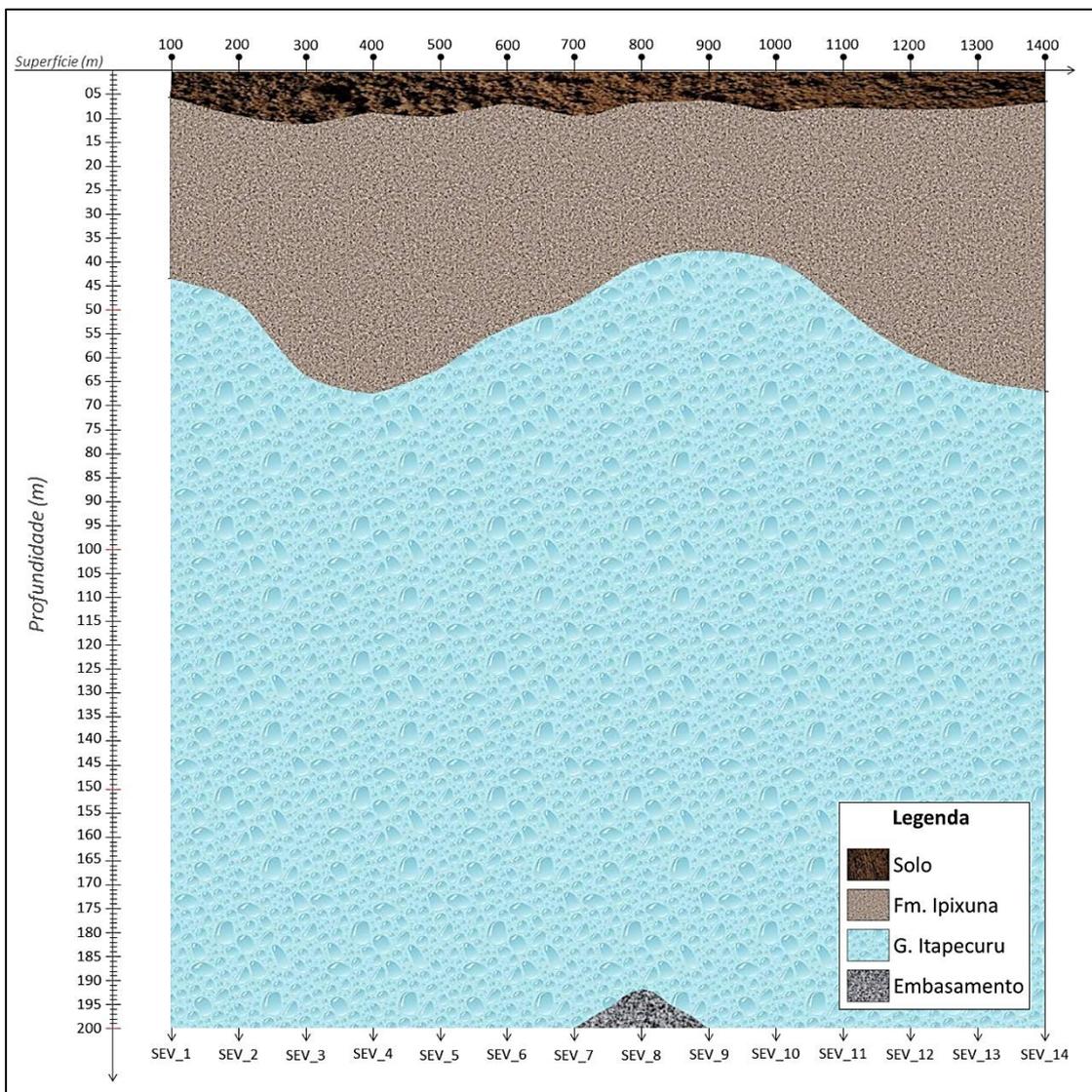
Utilizando os conceitos de correlação de camadas geológicas foi possível confeccionar quatro modelos estratigráficos esquemáticos que compõe a subsuperfície. Os modelos foram criados a partir dos perfis de 31 SEVs (de um total de 40) que estavam distribuídas de maneira linear e equidistantes 100 m entre si, sendo denominados de Seção I, II, III e IV. A proposta dos modelos visava tornar a leitura dos dados sobre o trabalho

realizado mais didática, permitindo assim uma avaliação mais objetiva da distribuição espacial das camadas geológicas mapeadas.

#### 4.2.1 Seção I

A Seção I reuniu os dados das SEVs de 1 a 14 e foram realizadas na Área A (Fig.28). Utilizando como base as informações litoestratigráficas provenientes dos poços tubulares já perfurados foi possível associar as camadas geoeletricas identificadas pelas SEVs com as estruturas presentes em subsuperfície. A camada mais superficial mapeada foi associada a cobertura pedológica rica em argila e areia, com espessura média de 8 m. Os altos valores de resistividade apresentados nessa camada (que compõe o solo) foram relacionados a presença de uma fina cobertura laterítica (1,6 m), aflorante na região. A segunda estrutura foi interpretada como a Formação Ipixuna, com espessura média de 45,5 m, composta por arenitos cuja alta resistividade se dá pela ausência de água nos poros da matriz da rocha. A queda abrupta da resistividade elétrica no terceiro estrato indicou a presença de eletrólitos, essa estrutura foi interpretada como o Aquífero Itapecuru que está inserido no Grupo de mesmo nome e é o principal sistema de água subterrânea da região. Entre as SEVs 7 e 9 foi detectado um aumento da resistividade a 192 m de profundidade. Considerando a sequência deposicional descrita no mapa geológico da CPRM foi possível aferir que se trata do início do embasamento cristalino das Bacias do Grajaú e Marajó. As demais Seções (II, III e IV) mantiveram o padrão na interpretação das estruturas e sequências litoestratigráficas, variando tão somente as profundidades e espessuras das unidades litológicas.

**Figura 28** – Seção estratigráfica esquemática I.



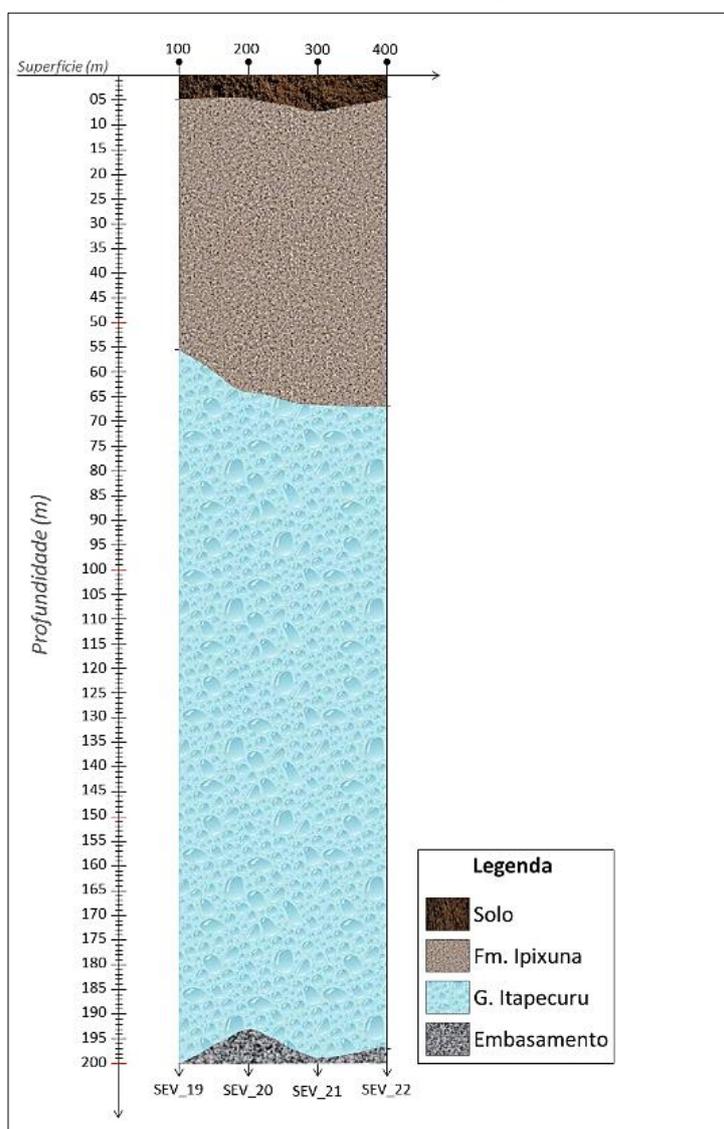
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

#### 4.2.2 Seção II

A Seção II reuniu os dados das SEVs de 19 a 22 e foram realizadas na Área B (Fig.29). O solo apresentou espessura média de 5,4 m. A cobertura laterítica apresentou espessura média inferior a 1 m. A segunda estrutura foi interpretada como a Formação Ipixuna, com espessura média de 57,75 m. A terceira camada foi interpretada como o

Aquífero Itapecuru. A uma profundidade média de 196 m detectou-se a presença de uma quarta estrutura que foi associada ao embasamento cristalino.

**Figura 29** – Seção estratigráfica esquemática II.



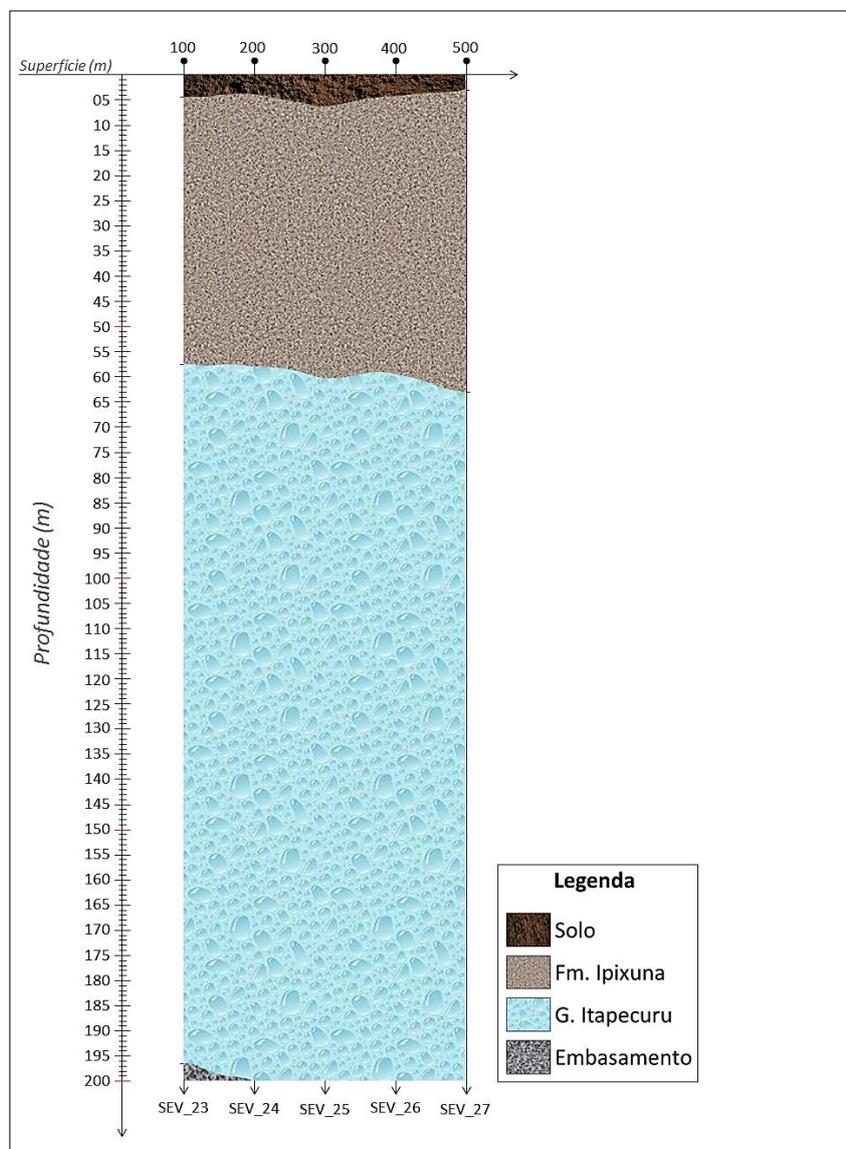
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

### 4.2.3 Seção III

A Seção III reuniu os dados das SEVs de 23 a 27 e foram realizadas na Área B (Fig.30). O solo apresentou espessura média de 4,5 m. Uma fina cobertura laterítica (0,82 m) foi identificada compondo o solo. A segunda estrutura foi interpretada como a Formação Ipixuna, com espessura média de 55 m. A terceira camada tem início a uma profundidade média de 59,5 m e estende-se para além dos 200 m investigados, essa estrutura foi interpretada como o Aquífero Itapecuru. A SEV\_23 identificou a uma

profundidade de 196,5 m a presença de uma quarta estrutura que foi associada ao embasamento cristalino das Bacias.

**Figura 30** – Seção estratigráfica esquemática III.



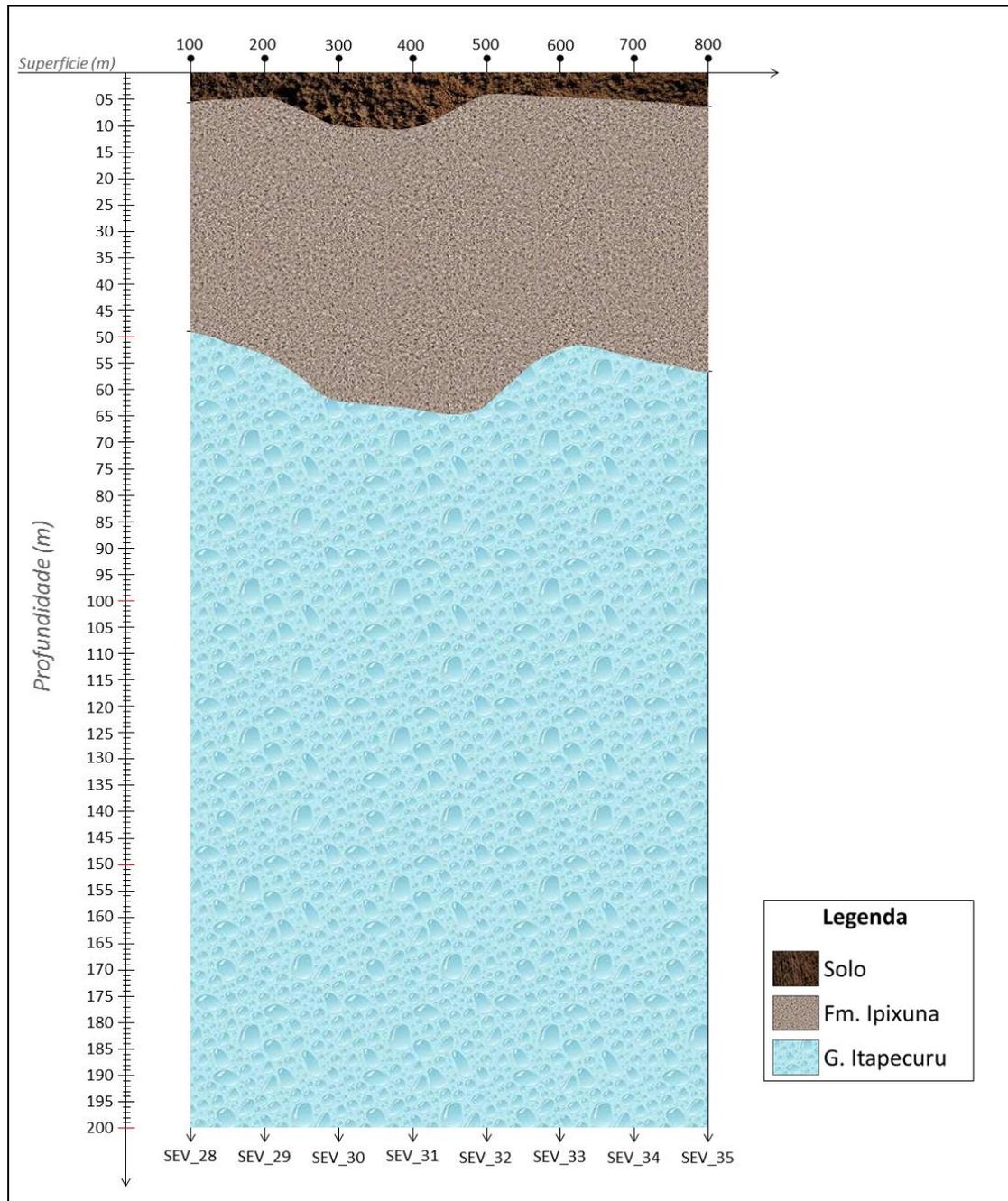
**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

#### 4.2.4 Seção IV

A Seção IV reuniu os dados das SEVs de 28 a 35 e foram realizadas na Área C (Fig.31). O solo apresentou espessura média de 6,5 m. Uma fina cobertura laterítica (2,00 m) foi identificada compondo o solo. A segunda estrutura foi interpretada como a Formação Ipixuna, com espessura média de 47,35 m. A terceira camada tem início a uma profundidade média de 50,7 m e estende-se para além dos 200 m investigados, exceto nas

SEVs 32 e 33 em que a camada encerra aos 196 m de profundidade. Essa estrutura foi interpretada como o Aquífero Itapecuru. As SEVs 32 e 33 identificaram a uma profundidade de 196 m a presença de uma quarta estrutura interpretada como o início do embasamento cristalino da Bacia.

**Figura 31** – Seção estratigráfica esquemática IV.

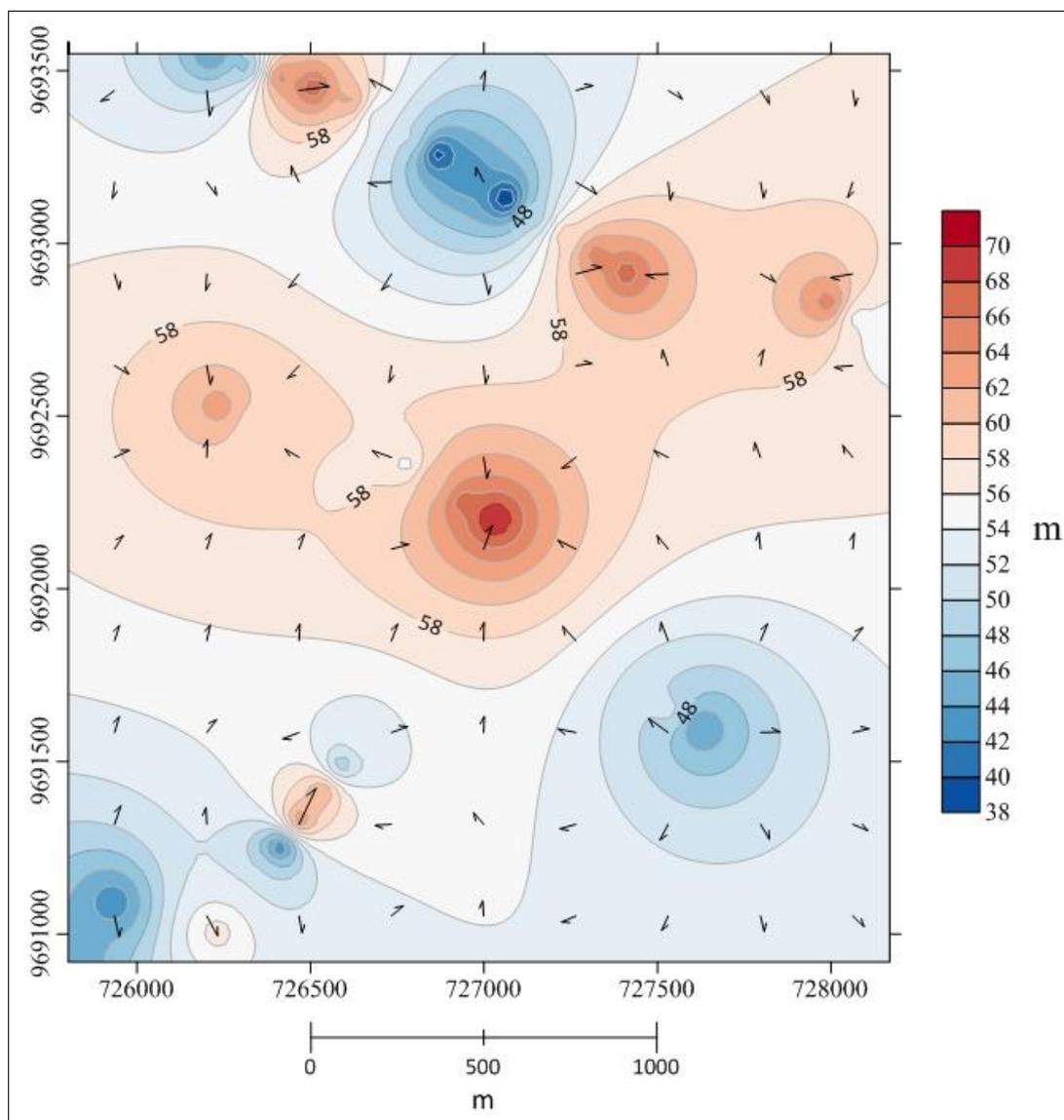


**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

### 4.3 MAPA POTENCIOMÉTRICO

Considerando o topo da formação aquífera identificado pelas 38 SEVs processadas foi possível montar um mapa potenciométrico da distribuição do topo da camada saturada na área de estudo (Fig.32). Percebe-se que a região central da Fazenda Alta Floresta II possui as cotas mais profundas de NA. A distribuição da água subterrânea obedece a força gravitacional, ou seja, tende a fluir de níveis mais próximos a superfície para níveis mais profundos. O fluxo segue a direção preferencial SW-NE. Numa situação hipotética de contaminação das águas subterrâneas da área, o poluente percorreria a mesma direção preferencial do fluxo subterrâneo.

**Figura 32** – Cartograma potenciométrico e indicação de fluxo subterrâneo da Fazenda Alta Floresta II.

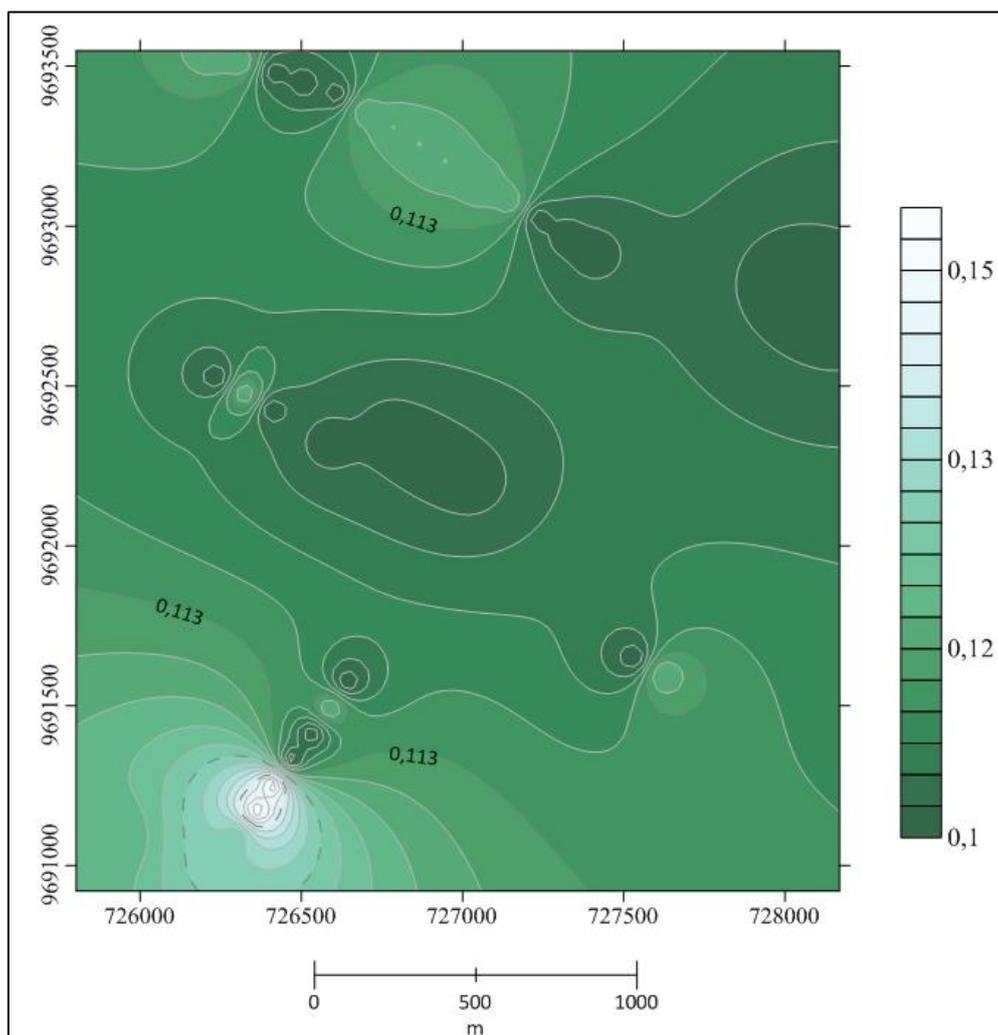


**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

### 4.3 MAPA DE VULNERABILIDADE NATURAL

A formação aquífera Itapecuru encontra-se semi-confinada ao longo de toda área estudada e isso lhe garante um nível de proteção superior se comparada a litologias livres, além disso, as camadas localizadas acima da formação são ricas em argila, funcionando como “filtro natural”, dificultando a percolação de contaminante até as partes mais profundas. Isso pôde ser comprovado pelos valores baixos dos índices de vulnerabilidade da metodologia GOD que variaram entre 0,1 e 0,15 (Fig.33). Os maiores valores identificados na aplicação da metodologia GOD (0,157) estão associados aos pontos em que o NA está mais próximo da superfície fazendo com que o percurso de potenciais contaminantes seja menor, diminuindo a proteção nesses locais, em relação as demais áreas mapeadas, no entanto, permanecendo toda área mapeada com a mesma classe de vulnerabilidade.

**Figura 33** – Cartograma da vulnerabilidade à contaminação com base nos perfis geoeletricos.



**Fonte** – Elaborado pelo autor, 2019.

Apesar do cartograma de vulnerabilidade a contaminação não apresentar valores elevados, a exploração dos recursos hídricos deve ser vista com cautela, pois a inobservância das medidas de segurança para construção de poços tubulares pode acarretar falhas estruturais. Para se explorar os recursos hídricos subterrâneos a perfuração de um poço tubular deve seguir rigorosas normas ambientais, estabelecidas pelas Secretarias de Meio Ambiente dos Estados, bem como as normas construtivas, a fim de evitar danos à fonte de água por escassez ou contaminação. Um poço é um canal direto entre a superfície e as formações aquíferas, qualquer intercorrência pode acabar colocando em risco o aquífero, uma vez que o contaminante teria acesso direto às camadas saturadas, mais profundas, sem ser impedido pelas litologias e materiais localizados na zona vadosa superior.

## **CONCLUSÃO**

A técnica de SEV, empregada nesta pesquisa, atendeu de maneira satisfatória o objetivo da investigação, que visava caracterizar os recursos hídricos subterrâneos da região para indicação dos locais mais apropriados para a instalação de poços tubulares profundos. Destacou-se o Grupo Itapecuru como a camada geológica com maior capacidade para armazenar e liberar água, sendo, portanto, a formação aquífera na área estudada. Através das seções estratigráficas esquemáticas e considerando a profundidade máxima de investigação (200 m) como o final da formação, observou-se que o aquífero inicia a uma profundidade média de 56 m e apresenta uma espessura média de 139 m.

De posse dos dados foi possível determinar que as SEVs 1, 9 e 10 apresentaram os melhores locais para a instalação de um poço tubular profundo. Contudo, entre eles, o ponto com maior aproveitamento é o da SEV\_10, que apresentou o topo em 38 m, sua base até o limite da investigação (200 m) e uma coluna d'água de 162 m. Para um melhor rendimento na exploração é indicada a perfuração até a base do aquífero. Através do mapa de vulnerabilidade foi possível verificar que o risco trata de contaminação de forma direta, esta pode aumentar bastante caso a perfuração de poços na região não obedeça às regulamentações estaduais e normas construtivas NBRs indicadas para a execução e exploração de água subterrânea.

Considerando que ocorra algum tipo de contaminação dentro da área estudada, o mapa potenciométrico indicou o sentido preferencial do fluxo (SW-NE) para a parte

central da Fazenda Alta Floresta II, sendo essa região a que concentra as cotas mais profundas de NA, obedecendo a força gravitacional e distribuição de cargas potencimétricas em um aquífero, ou seja, indo de níveis mais próximos da superfície para níveis mais profundos. Portanto, foi possível responder aos objetivos do projeto na área de estudo, bem como indicar novas possibilidades para futuros estudos hidrogeológicos de vulnerabilidade à contaminação utilizando métodos geofísicos de prospecção.

## REFERÊNCIAS

ARAI, M. **Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão.** Geologia USP: Série Científica, v. 6, n. 2, p. 7-18, 2006.

AZEVEDO, R. P. (2006). **Uso de água subterrânea em sistema de abastecimento público de comunidades na várzea da Amazônia central.** Revista Acta Amazônica, 36 (3), 313- 320.

BHATTACHARYA, P. K.; PATRA, H. P. **Direct current geoelectric sounding.** New York: Elsevier Publishing Company, p. 134, 1986.

BRAGA, A. C. O. **Geofísica aplicada: Métodos geelétricos em hidrogeologia.** São Paulo: Oficina de Textos, p. 81, 2016.

CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, L.A.; SILVA, S.O. **Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão.** Boletim do Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, n. 1, 1949. 160 p.

COSTA, J.B.S et al. **Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o Arcabouço Pré-Cambriano.** In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS

CUTRIM, A. O. *et.al.* **Sondagem elétrica vertical aplicada em pesquisa hidrogeológica na bacia do Parecis, MT.** Rev. Bras. Geof., São Paulo, p. 131-140, 2007.

DANIELA et al (2015). **Vulnerabilidade natural à contaminação dos aquíferos da subbacia do rio siriri, Sergipe.** Ver, Águas subterrâneas, v.25, n.1, p.91-102, 2011.

DINIZ, J. A. Oliveira; 2012. **Proposta Metodológica para Elaboração de Mapas Hidrogeológicos.** Recife. CPRM (publicação interna).

FARIAS, E.S.; NASCIMENTO, F.S., FERREIRA, M.A.A. **Estágio de Campo III: relatório fi nal.** Área Belém - Outeiro. Belém: Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará, 1992. 247 p.

FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology.** 4a Ed. New Jersey: Prentice Hall Inc, p. 598, 2000.

FOSTER, 1987. **Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy,** in: Vulnerability of soil and ground- water to pollutants, edited by:

Van Duijvenbooden, W. and Van-Waegeningh, H. G., Committee on Hydrological Research, The Hague, 69–86, 1987.

FOSTER et al (1988). **Determinación Del riesgo de contaminación de aguas subterráneas**: una metodología basada en datos existentes. CEPIS/OPS.

FRANCISCO, B.H.R. *et al.* **Contribuição à geologia da folha de São Luís (SA-23), no Estado do Pará**. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, n. 17, 1971. 45 p. (Nova Série Geologia).

GÓES, A.M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. 171 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. **Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil**. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 15-30 (Coleção Friedrich Katzer).

GORAYEB, P.S.S. **Evolução geológica da região de Araguacema Pequizeiro-Goiás-Brasil**. 1981. 100 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.

HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. **Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro norte do Brasil**. Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo, v. 8, p. 107-118, 1977.

HIRATA, R. FERNANDES, J.A. **Vulnerabilidade à Poluição de Aquíferos**. In: FEITOSA, Fernando. C (org). Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. Rio de Janeiro:CPRM:LABHID, 2008. 812p.

KING, L.C. **A geomorfologia do Brasil Oriental**. Revista Brasileira de Geografia, v. 18, n. 2, p. 147-165, 1956.

LEAL, A.S. 1999. **As águas subterrâneas no Brasil. Ocorrências, disponibilidades e usos. O Estado das Águas no Brasil**. (Série Estudos e Informações Hidrológicas e Energéticas. ÁGUA). ANEEL.Brasília. CDROM.

LIMA, O. A. L. d. **Propriedades Físicas das rochas - Bases da Geofísica Aplicada**. [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf) - Rio de Janeiro, 2014.

MARCUZZO, F. F. N.; ANDRADE, L. R. D.; MELO, D. C. R. **Métodos de Interpolação Matemática no Mapeamento de Chuvas do Estado do Mato Grosso**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 4, n. 4, p. 793-04, 2011. ISSN 194-2295.

MESNER J.C.; WOOLDRIDGE, L.C.P. **Maranhão paleozoic basin and Cretaceous coastal basin, North Brazil**. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, n. 48, p. 1475-1512, 1964.

OLIVA, A.; CHANG, H. K. **Mapeamento do lençol freático no município de Rio Claro (SP) empregando a técnica de Sondagem Elétrica Vertical**. - São Paulo, UNESP, Geociências, v. 26, n. 1, p. 27-34, 2007.

ORELLANA, E. **Prospeccion geoelectrica en corriente continua**. Ed. Paraninfo, 1972.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: T. A. Queiroz - USP, 1983. 631 p.

RIBEIRA, F. Calidad. **Contaminación y protection de acuíferos in III Curso Hispanoamericano de Hidrologia Subterránea**. 4 de octubre al 3 de diciembre de 2004, Montevideo-UY

ROSSETTI, D.F. **Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú**. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001a. p. 31-46. (Coleção Friedrich Katzer).

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. **Geologia**. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). O Neógeno na Amazônia Oriental. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 13-52. (Coleção Fiedrich Katzer).

ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. **Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário (?) na Bacia de São Luís, Maranhão**. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, n. 9, p. 29-41, 1997. (Série Ciências da Terra).

SANTOS JÚNIOR, A.E.A.; ROSSETTI, D.F. **Paleoambiente e estratigrafia da Formação Ipixuna, área do Rio Capim, leste da Sub-Bacia de Cametá**. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, n. 3, p. 313-324, 2003.

STRUCKMEIER, WILHELM F. & MARGAT JEAN, 1995. **Hydrogeological Maps A Guide and a Standard Legend**. International Association of Hydrogeologists. – Hannover: 1995 (International contributions to hydrogeology; vol. 17). ISBN 3-922705-98-7.

TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro, SP. **Resumos estendidos...** Rio Claro, SP: UNESP/SBG-Núcleo-SP, 1991a. p. 96-98.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Org.). **Geologia e recursos minerais do estado do Pará: texto explicativo**. Belém: CPRM, 2008.

VILLEGAS, J.M.C. **Geologia estrutural da Bacia do Marajó**. 1994. 119 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1994.

## ANEXO I

SEVs	Longitude	Latitude	Grau de Confinamento	G	Litologia	O	Nível Estático (m)	D	GOD
1	726220	9693549	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,14 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,14 - 48,00 Formação Ipixuna	0,28	43,6	0,7	0,1176
2	726314	9693515	Semi-Confinado	0,6	0 - 7,34 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 7,34 - 47,60 Formação Ipixuna	0,28	47,3	0,7	0,1176
3	726415	9693481	Semi-Confinado	0,6	0 - 15,10 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 15,10 - 73,40 Formação Ipixuna	0,28	64,6	0,6	0,1008
4	726507	9693449	Semi-Confinado	0,6	0 - 7,66 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 7,66 - 78,50 Formação Ipixuna	0,28	67,6	0,6	0,1008
5	726611	9693414	Semi-Confinado	0,6	0 - 16,40 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 16,40 - 56,30 Formação Ipixuna	0,28	62,4	0,6	0,1008
6	726695	9693360	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,37 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 6,37 - 41,00 Formação Ipixuna	0,28	53,1	0,7	0,1176
7	726781	9693308	Semi-Confinado	0,6	0 - 12,52 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 12,52 - 44,12 Formação Ipixuna	0,28	50,1	0,7	0,1176
8	726869	9693257	Semi-Confinado	0,6	0 - 5,22 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 5,22 - 31,90 Formação Ipixuna	0,28	39	0,7	0,1176
9	726947	9693201	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,16 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,16 - 50,50 Formação Ipixuna	0,28	42,1	0,7	0,1176
10	727064	9693129	Semi-Confinado	0,6	0 - 4,10 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 4,10 - 39,00 Formação Ipixuna	0,28	38	0,7	0,1176
11	727149	9693079	Semi-Confinado	0,6	0 - 5,77 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 5,77 - 55,3 Formação Ipixuna	0,28	49	0,7	0,1176
12	727236	9693024	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,90 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,90 - 63,70 Formação Ipixuna	0,28	59	0,6	0,1008

13	727320	9692968	Semi-Confinado	0,6	0 - 8,26 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 8,26 - 81,90 Formação Ipixuna	0,28	65	0,6	0,1008
14	727408	9692915	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,16 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 6,16 - 69,90 Formação Ipixuna	0,28	67	0,6	0,1008
15	727992	9692829	Semi-Confinado	0,6	0 - 4,63 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 4,63 - 81,20 Formação Ipixuna	0,28	65	0,6	0,1008
16	728078	9692785	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,64 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,64 - 63,90 Formação Ipixuna	0,28	55,4	0,6	0,1008
17	728169	9692738	Semi-Confinado	0,6	0 - 5,33 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 5,33 - 52,90 Formação Ipixuna	0,28	53,93	0,6	0,1008
19	726775	9692360	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,80 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,80 - 60,00 Formação Ipixuna	0,28	55,5	0,6	0,1008
20	726854	9692308	Semi-Confinado	0,6	0 - 16,70 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 16,70 - 71,10 Formação Ipixuna	0,28	61,4	0,6	0,1008
21	726940	9692254	Semi-Confinado	0,6	0 - 16,00 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 16,00 - 70,50 Formação Ipixuna	0,28	66,8	0,6	0,1008
22	727027	9692204	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,11 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 6,11 - 54,90 Formação Ipixuna	0,28	70	0,6	0,1008
23	726584	9692324	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,88 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,88 - 62,18 Formação Ipixuna	0,28	57,5	0,6	0,1008
24	726409	9692427	Semi-Confinado	0,6	0 - 15,80 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 15,80 - 71,00 Formação Ipixuna	0,28	58,33	0,6	0,1008
25	726409	9692427	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,06 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 15,80 - 71,10 Formação Ipixuna	0,28	59,04	0,6	0,1008
26	726325	9692476	Semi-Confinado	0,6	0 - 4,53 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 4,53 - 41,60 Formação Ipixuna	0,28	59,5	0,7	0,1176
27	726238	9692526	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,80 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,80 - 65,90 Formação Ipixuna	0,28	63,1	0,6	0,1008

28	726590	9691492	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,01 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 6,01 - 35 Formação Ipixuna	0,28	49	0,7	0,1176
29	726643	9691575	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,32 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 6,32 - 55,32 Formação Ipixuna	0,28	53	0,6	0,1008
30	726531	9691411	Semi-Confinado	0,6	0 - 16,20 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 16,20 - 80,90 Formação Ipixuna	0,28	62	0,6	0,1008
31	726472	9691333	Semi-Confinado	0,6	0 - 12,00 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 12,00 - 67,00 Formação Ipixuna	0,28	63,5	0,6	0,1008
32	726412	9691250	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,40 Solo areno argiloso; 3,40 - 28,60 Formação Ipixuna	0,35	42	0,7	0,147
33	726364	9691174	Semi-Confinado	0,6	0 - 2,40 Solo areno argiloso; 2,40 - 69,30 Formação Ipixuna	0,35	50	0,7	0,147
34	726297	9691092	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,70 Solo areno argiloso; 6,70 - 57,70 Formação Ipixuna	0,35	54	0,6	0,126
35	726234	9691008	Semi-Confinado	0,6	0 - 12,51 Solo areno argiloso; 12,51 - 60,11 Formação Ipixuna	0,35	56,87	0,6	0,126
36	725931	9691091	Semi-Confinado	0,6	0 - 5,30 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 5,30 - 25,20 Formação Ipixuna	0,28	42,9	0,7	0,1176
37	725802	9690920	Semi-Confinado	0,6	0 - 6,22 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 6,22 - 42,22 Formação Ipixuna	0,28	44,1	0,7	0,1176
39	727532	9691649	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,96 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,96 - 48,80 Formação Ipixuna	0,28	50,37	0,6	0,1008
40	727621	9691597	Semi-Confinado	0,6	0 - 3,61 Solo areno argiloso e cobertura laterítica; 3,61 - 40,30 Formação Ipixuna	0,28	44,21	0,7	0,1176

