

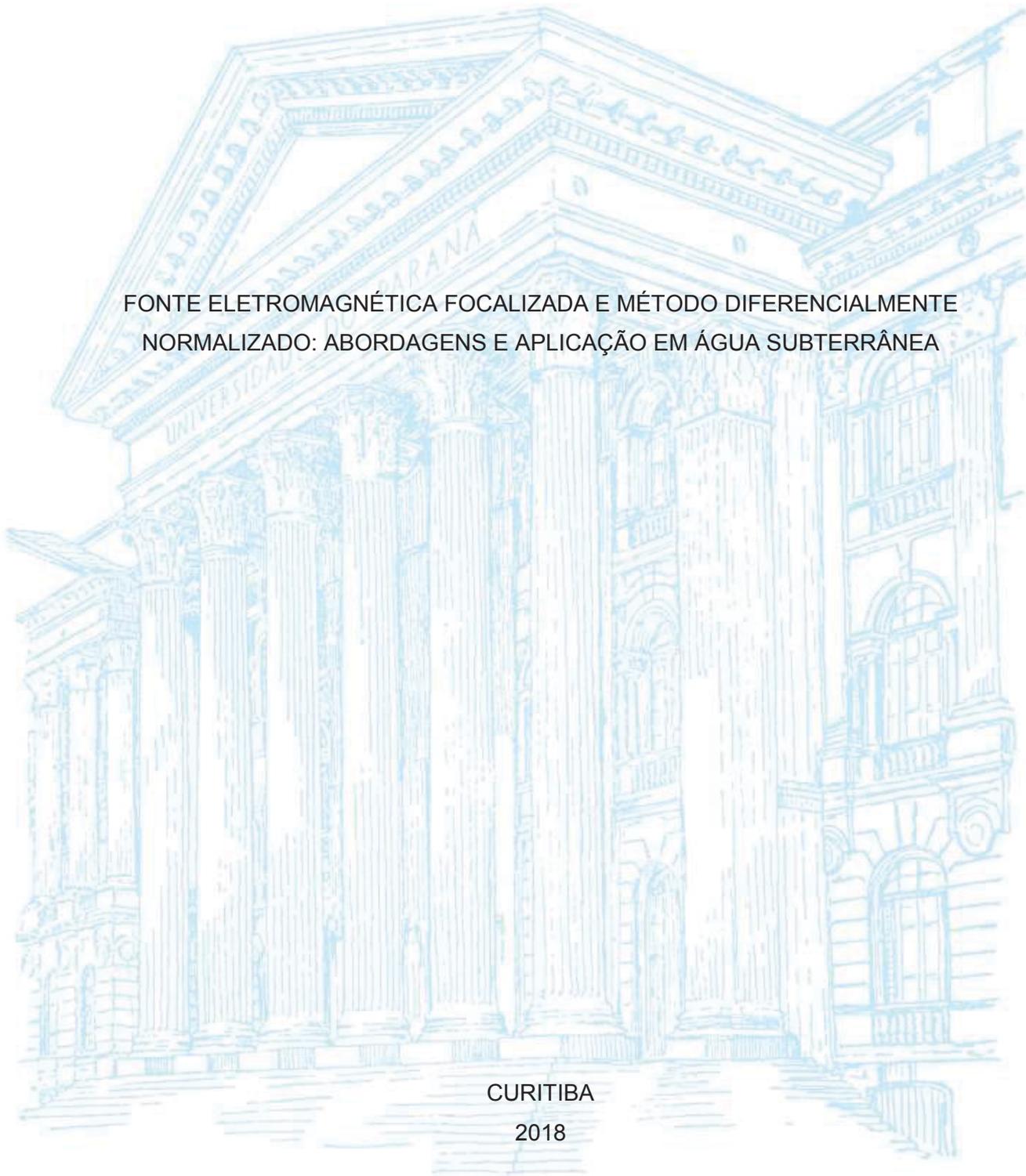
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

OZIEL SOUZA DE ARAUJO

FONTE ELETROMAGNÉTICA FOCALIZADA E MÉTODO DIFERENCIALMENTE  
NORMALIZADO: ABORDAGENS E APLICAÇÃO EM ÁGUA SUBTERRÂNEA

CURITIBA

2018



OZIEL SOUZA DE ARAÚJO

FONTE ELETROMAGNÉTICA FOCALIZADA E MÉTODO DIFERENCIALMENTE  
NORMALIZADO: ABORDAGENS E APLICAÇÃO EM ÁGUA SUBTERRÂNEA

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Chemas Hindi

Coorientador: Prof. Dr. Augustinho Rigoti

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR  
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

---

AR663f Araújo, Oziel Souza de  
Fonte eletromagnética focalizada e método diferencialmente normalizado: abordagens e aplicação em  
água subterrânea / Oziel Souza de Araújo. – Curitiba, 2018.  
79 p. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação  
em Geologia, 2018.

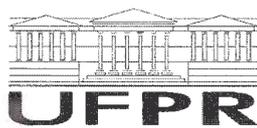
Orientador: Eduardo Chemas Hindi.  
Coorientador: Augustinho Rigoti.

1. Água subterrânea. 2. Eletrorresistividade. 3. Polarização induzida. I. Universidade Federal do  
Paraná. II. Hindi, Eduardo Chemas. III. Rigoti, Augustinho. IV. Título.

CDD: 551.48

---

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **OZIEL SOUZA DE ARAUJO** intitulada: **FONTE ELETROMAGNÉTICA FOCALIZADA E MÉTODO DIFERENCIALMENTE NORMALIZADO: ABORDAGENS E APLICAÇÃO EM ÁGUA SUBTERRÂNEA**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 17 de Abril de 2018.

AUGUSTINHO RIGOTI

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

ODERSON ANTÔNIO DE SOUZA FILHO

Avaliador Externo (CPRM)

JORGE LUIS PORSANI

Avaliador Externo (USP)

*A Fábio Henrique Rigoti*

## **AGRADECIMENTOS**

Gratidão à GEODECON GEOLOGIA E GEOFÍSICA LTDA pela oportunidade de pesquisa no tocante aos ensaios geofísicos, equipamentos, software, suporte técnico e viabilidade financeira.

Ao professor Hindi e Augustinho pela orientação e coorientação desta dissertação.

*“ vaidade das vaidades, tudo é vaidade ”*

## RESUMO

Investigações geofísicas com técnicas convencionais voltadas à exploração de água subterrânea muitas vezes podem apresentar fortes limitações envolvendo elevados custos financeiros, logística de aquisição complexa, e grande ambiguidade nos resultados. A dispersão do fluxo de corrente elétrica, efeitos IP (Polarização Induzida), ruídos culturais e heterogeneidades laterais rasas representam os principais problemas enfrentados pelos métodos geoeletricos nesses tipos de sondagem. Além do mais, elementos como intrusões e mineralizações a diferentes profundidades podem ser responsáveis pela atenuação de sinal, assim como a alta resistividade em zonas não saturadas e formações complexas tridimensionais ou zonas argilosas causam variações na corrente elétrica. Neste trabalho são apresentados o desenvolvimento parcial, operacionalidade e aplicação da técnica conhecida como Focused Source Electromagnetic ou Fonte Eletromagnética Focalizada que tem a grande vantagem de focalizar o campo elétrico em subsuperfície, além de abordagens do Método Diferencialmente Normalizado, integrados com outros métodos (Eletrorresistividade, Polarização Induzida e Magnetometria) e técnicas geofísicas aplicados à exploração de água subterrânea. Aqui, a operacionalidade desses métodos e técnicas é designada a facilitar a interpretação de dados de potencial elétrico sob a perspectiva qualitativa, e contribuir significativamente no poder resolutivo de exploração de água subterrânea. Ainda que as aplicações da Focused Source Electromagnetic tenham sido voltadas à exploração de hidrocarbonetos, há grande potencial nas investigações de água subterrânea. Foram realizados levantamentos geoeletricos com a técnica de caminamento elétrico e arranjo dipolo-dipolo, no sentido direto e reverso em linha de 520 metros, com espaçamento de 20 metros entre eletrodos. A área de estudo foi em ambiente cárstico seccionado por dique de diabásio. Foram obtidos modelos 2D de resistividade e cargabilidade, além de modelos qualitativos da técnica de focalização do campo elétrico. A calibração da técnica de focalização a partir dos outros métodos geofísicos permitiu, pela análise qualitativa, a localização e delimitação da zona condutora associada ao aquífero cárstico. Esta técnica possui grande potencialidade no auxílio de investigações de água subterrânea, uma vez que elimina efeitos causados por estruturas rasas indesejadas fazendo uma simples combinação linear dos dados geoeletricos convencionais

Palavras-chave: água subterrânea, eletrorresistividade, polarização induzida.

## ABSTRACT

Geophysical investigations using conventional techniques for exploration of groundwater can often present strong limitation involving high financial costs, complex acquisition logistics, and large ambiguity on results. The dispersion of electric current flow, induced polarization effects, cultural noises and shallow lateral heterogeneities represent the main problems faced by geoelectric methods in these types of survey. In addition, elements such as intrusions, and mineralizations at different depths may be responsible for signal attenuation, as well as the high resistivity in unsaturated zones and complex three-dimensional formations or clayey zones cause variations in the electric current. It is presented the partial development, operability, and applications of the technique known as Focused Source Electromagnetic which has the great advantage of focusing the electric field in the subsurface, and approaches to Differential Normalized Method integrated with other geophysical methods and techniques (Electrical Resistivity and Induced Polarization) applied to groundwater exploration. Here, the operability of these methods and techniques is designed to facilitate the interpretation of electrical potential data by the qualitative perspective, and contribute significantly to the resolving capability of groundwater exploration. Although the applications of Focused Source Electromagnetic have been directed to the exploration of hydrocarbons, there is great potential in the investigations of groundwater. A geoelectric survey was carried out using the horizontal electric dipole, in the normal and reverse direction in a line of 520 meters, with a spacing of 20 meters between electrodes. The study area was in a karstic environment, sectioned by diabase dike. 2D models of resistivity and chargeability were obtained, as well as qualitative models of the electric field focusing technique. The calibration of the focusing technique by others geophysical methods allowed the location and delineation of the conductive zone associated to the karstic aquifer for the qualitative analysis. This technique has great potential in the aid of groundwater investigations since it eliminates effects caused by unwanted shallow structures by making a simple linear combination of conventional geoelectric data.

Keywords: Focused Source Electromagnetic, groundwater, electrical resistivity, induced polarization.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa de localização .....	19
FIGURA 2 – Distribuição das rochas carbonatadas do Aquífero Cárstico no Estado do Paraná .....	20
FIGURA 3 – Dolina de dissolução na área de estudo em Campo Magro - PR.....	21
FIGURA 4 – Afloramento de rocha carbonática na área de estudo .....	21
FIGURA 5 – Distribuição dos métodos elétricos em função da frequência (Hz). ....	24
FIGURA 6 – Circuito elétrico simplificado .....	26
FIGURA 7 – Faixa de valores de resistividade para minerais e rochas mais comuns da crosta .....	26
FIGURA 8 – Representação idealizada do fluxo de corrente em um ponto C e sua distribuição no semiespaço .....	28
FIGURA 9 – Representação das linhas de corrente e de potencial em uma seção plana	29
FIGURA 10 – Distorções do fluxo de corrente elétrica .....	31
FIGURA 11 – Sistema convencional de plotagem da pseudo-seção de resistividade ..	32
FIGURA 12 – Ilustração esquemática de medida transiente da resposta IP .....	33
FIGURA 13 – Representação esquemática da curva de relaxamento do fenômeno de descarga .....	34
FIGURA 14 – Curva de decaimento composta de dois decaimentos com diferentes características de tempo. ....	35
FIGURA 15 – Arranjo Lee.....	37
FIGURA 16 – Configuração do arranjo dipolo e definição dos parâmetros do DNME	37
FIGURA 17 – Definição dos parâmetros DNME com sistema básico de aquisição em três offsets .....	38
FIGURA 18 – a) Configuração axial. b) configuração avançada para a focalização completa.....	40

FIGURA 19 – Distribuição da corrente direta em um semiespaço homogêneo a) e potencial elétrico b).....	42
FIGURA 20 – Indícios de presença e alteração do dique na área de estudo: magnetita disseminada em superfície e polos em um ímã .....	46
FIGURA 21 – Magnetômetro GSM 19 (GEM Systems). .....	47
FIGURA 22 – Sistema de aquisição IP-resistividade na área de estudo, modelo SYSCAL Pro Switch. ....	48
FIGURA 23 – Exemplo de quadro de resultados da inversão 2D da resistividade. ...	49
FIGURA 24 – Visualização dos dados IP-resistividade no Prosys .....	50
FIGURA 25 – Esquema de aquisição IP-resistividade com aproveitamento de dados para o FSEM .....	51

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Voltagem primária do levantamento de resistividade no sentido direto para os três primeiros pares dos níveis 3 e 4. ....	52
TABELA 2 – Voltagem primária do levantamento de resistividade no sentido reverso para os três últimos pares dos níveis 3 e 4. ....	52

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
1.1	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....	14
1.2	RELEVÂNCIA DO TEMA .....	15
1.3	PROBLEMÁTICA .....	16
1.4	JUSTIFICATIVA .....	17
1.5	LOCALIZAÇÃO .....	17
1.6	OBJETIVOS .....	18
1.6.1	<i>Objetivo Geral</i> .....	18
1.6.2	<i>Objetivos Específicos</i> .....	18
2	BACKGROUND GEOLÓGICO.....	20
3	ROCHAS RESERVATÓRIOS.....	22
3.1	ROCHAS CARBONÁTICAS .....	23
4	MÉTODOS GEOFÍSICOS .....	24
4.1	ELETORRESISTIVIDADE .....	25
4.1.1	<i>A técnica do caminhamento elétrico</i> .....	31
4.2	POLARIZAÇÃO INDUZIDA (IP) .....	32
4.2.1	<i>Definições padrão da Cargabilidade (M)</i> .....	34
4.2.2	<i>Análise da curva de decaimento</i> .....	34
4.3	FOCUSED SOURCE ELECTROMAGNETIC - FSEM .....	36
4.3.1	<i>Método Diferencialmente Normalizado – DNME</i> .....	37
4.3.2	<i>Incremento matemático</i> .....	44
5	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS .....	46
5.1	MAGNETOMETRIA .....	46
5.2	IP-RESISTIVIDADE .....	47
5.3	FSEM .....	49

<b>6</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>55</b>
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>73</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>74</b>

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A estrutura desta dissertação é dividida em 07 capítulos conforme sumarizado abaixo.

O Capítulo 1, denominado “INTRODUÇÃO”, apresenta a relevância do tema, problemática, justificativa, a localização, bem como os objetivos.

O Capítulo 2, denominado “BACKGROUND GEOLÓGICO”, contempla breve revisão da geologia da área de estudo.

O Capítulo 3, denominado “ROCHAS RESERVATÓRIO”, aborda aspectos relativos às propriedades dos aquíferos e das rochas carbonáticas.

O Capítulo 4, denominado “MÉTODOS GEOFÍSICOS”, apresenta os métodos geofísicos mais relevantes utilizados na pesquisa, assim como suas breves abordagens matemáticas.

O Capítulo 5, denominado "AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS", contempla o passo a passo da aquisição magnetométrica, IP-resistividade, e o aproveitamento dos dados IP na técnica FSEM.

O Capítulo 6, denominado “RESULTADOS”, refere-se ao corpo principal desta dissertação, e apresenta breve revisão das técnicas relevantes do trabalho, desenvolvimento do trabalho, resultados, discussões, conclusões e referências do artigo intitulado “Focused Source Electromagnetic and Differentially Normalized Method: approaches and application to groundwater”.

O Capítulo 7, denominado “CONSIDERAÇÕES FINAIS”, refere-se à parte final do trabalho.

Por fim, apresentam-se REFERÊNCIAS da dissertação.

Até o momento foram produzidos: “Focused-source eletromagnetic aplicado à prospecção de água subterrânea profunda no Sistema Aquífero Guarani” (ARAÚJO, HINDI e RIGOTI, 2016) no XIX Seminário do Programa de Pós-Graduação em Geologia – UFPR; “Geophysical Integration: approaches of Focused Source Electromagnetic applied to groundwater” (ARAÚJO et al., 2017) no X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia; “Potencialidade do Método Diferencialmente Normalizado para investigação de aquífero cár-

tico” (ARAÚJO et al., 2017) no XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos; "Focused Source Electromagnetic: aplicação em água subterrânea"(ARAÚJO, HINDI e RIGOTI, 2017) no XX Seminário de Pós-Graduação em Geologia - UFPR; e artigo submetido “Focused Source Electromagnetic and Differentially Normalized Method: approaches and application to groundwater” (DE ARAÚJO et al., 2018) na revista Geophysical Prospecting.

Esta pesquisa contemplou 6 publicações, incluindo dissertação.

## 1.2 RELEVÂNCIA DO TEMA

Sem dúvida a água é o nosso recurso mineral mais valioso. A diligência crescente da população mundial por água potável, combinada ao consumo industrial cada vez maior, tem alavancado a exploração de águas subterrâneas. A avaliação dos recursos hídricos se tornou um dos maiores desafios da geofísica, e a necessidade desta no processo avaliativo se reflete principalmente na reputação do esgotamento e a degradação dos recursos hídricos de superfície, e é por essa demanda que métodos investigativos não invasivos e com boa resolução em grandes profundidades estão sendo cada vez mais requisitados.

Em investigações rasas a intermediárias, até cerca de 400 ou 500 m, os métodos elétricos galvânicos (Sondagem Elétrica Vertical e Caminhamento Elétrico) podem ser eficientes e apresentar uma relação custo-benefício interessante. Devidamente calibradas, as sondagens elétricas com diferentes arranjos de eletrodos podem ter excelente resolução até estas profundidades, desde que haja contraste significativo entre a resistividade do background regional e as zonas de interesse.

Devido à lei da difusão elétrica na direção da menor resistividade, a influência de heterogeneidades geológicas laterais podem causar distorções nos métodos geoeletricos. Por esse viés, devido à dispersão da corrente, as sondagens elétricas podem ter boa resolução em profundidades de exploração rasas, mas perdem com o aumento da profundidade.

Para exploração profunda, a sísmica de reflexão e o áudio magnetotelúrico de fonte controlada (CSAMT) e mesmo o magnetotelúrico (MT) poderiam ser utilizados; entretanto, para a prospecção de água subterrânea estes métodos são caros e de difícil interpretação.

A fim de atender a demanda das investigações considerando a razão sinal/ruído, custo/benefício e logística foram feitas as abordagens e dissertação acerca da operacionalidade de uma nova técnica eletromagnética de fonte focalizada – Focused Source Electromagnetic (FSEM) ( DAVYDYCHEVA et al., 2006; DAVYDYCHEVA e RYKHLINSKI, 2009, 2011; RYKHLINKSKAYA e DAVYDYCHEVA, 2014) em conjunto com outras técnicas geofísicas. Trata-se de uma técnica bastante inovadora, em patamar de

desenvolvimento, e que tem apresentado excelente resolução espacial e grandes profundidades de investigação em comparação com os demais métodos convencionais. A técnica focaliza o campo elétrico na direção vertical a fim de prover leituras de resistividades em profundidade. Sua evolução tem se mostrado bastante dinâmica. Combinando o poder da técnica de focalização com a modelagem numérica 3D, pode ser capaz de reduzir os efeitos de distorção de estruturas rasas indesejadas, obtendo respostas suavizadas ao longo do perfil.

Embora o conceito FSEM seja conhecido há muito tempo, a metodologia que torna o método aplicável com praticidade e modelagem numérica adequada é recente. Ainda não se tem relato da aplicação da técnica no Brasil. E em outros países, sua aplicação tem sido principalmente voltada para a exploração de petróleo. A pesquisa tem então caráter inovador, e pode trazer nova solução para o problema de exploração de aquíferos, e possivelmente poderá ser estendida para outros contextos geológicos.

### 1.3 PROBLEMÁTICA

Em elucidação às limitações dos métodos geofísicos tradicionais em investigações, assim como a demanda do conhecimento geológico em profundidade com técnicas não invasivas, nem dispendiosas, é preciso recorrer à criação de modelos que atestem a viabilidade. Sasaki e Meju (2009) discutem que a presença de heterogeneidades rasas nas formações geológicas podem afetar fortemente os dados geoeletricos e eletromagnéticos, e este efeito é mais pronunciado em pesquisas profundas, embora também possam ser observados em pesquisas rasas. Veeken et al. (2009a) apresentam dois modelos de corpos resistivos e impolarizáveis em diferentes profundidades, mas com altíssima equivalência nas respostas geofísicas. Por isso, devido à própria limitação geofísica, é compreensível que imprevistos relativos à profundidade e localização de alvos de investigação podem tornar um projeto malsucedido.

Válido ressaltar, que elementos como intrusões e mineralizações a diferentes profundidades podem ser responsáveis pela atenuação de sinal (baixa razão sinal/ruído). Outrossim, a alta resistividade em zonas não saturadas e formações complexas tridimensionais ou zonas argilosas não saturadas causam variações na corrente elétrica, de modo que ela tende a se dispersar. Por outro lado, a tentativa de alcançar maior profundidade de investigação transmitindo correntes elétricas maiores, faz com que grandes efeitos de polarização sejam atuantes, ocasionando anomalias indesejáveis no tempo de decaimento e anomalias no campo eletromagnético. Igualmente, para técnicas geofísicas convencionais, tanto nos métodos geoeletricos, quanto nos métodos eletromagnéticos, devido à convolução do sinal, tais efeitos mascaram as respostas medidas, podendo ser capaz até mesmo de deslocar anomalias.

Por tais razões, as investigações geofísicas com métodos convencionais voltadas à exploração de água subterrânea também continuam com fortes limitações, podendo envolver custos dispendiosos, logística de aquisição complexa, grande ambiguidade nas respostas e baixa razão sinal/ruído. Dentre os principais problemas enfrentados pelos métodos elétricos e eletromagnéticos nesses tipos de sondagens estão a dispersão do fluxo de corrente, efeitos IP (Polarização Induzida), ruídos culturais e heterogeneidades laterais rasas; pondo em xeque a confiabilidade do modelo encontrado, já que modelos diferentes são capazes de fornecer a mesma resposta geofísica.

Aqui foi assumido que o processo de formação do aquífero cárstico em questão houve mudanças nas propriedades químicas da água, permitindo que a água mineralizada adquirisse propriedades alcalinas. Da mesma forma que a interface água/rocha e suas características físico-químicas são contrastantes o bastante para fornecer anomalias no efeito da polarização induzida.

#### **1.4 JUSTIFICATIVA**

O uso integrado de métodos geofísicos tem sido exaustivamente apregoadado na literatura objetivando reduzir a equivalência de modelos e a ambiguidade na interpretação geofísica. Acrescentar novas técnicas à solução de um problema prospectivo como se objetiva na presente pesquisa, é promissor.

Como já ressaltado, esta pesquisa metodológica possui caráter inovador, uma vez que, no Brasil a técnica FSEM é pouco conhecida até mesmo na indústria do petróleo, onde teve o início da aplicação dela. Dessa forma, é justificável o seu desenvolvimento no contexto geológico aqui apresentado, haja vista que, de per si, tal contexto representa um grande laboratório de estudos científicos. Além do mais, o estudo da água subterrânea usualmente envolve a avaliação da ocorrência e disponibilidade em subsuperfície, assim como de suas características físicas e químicas. Via de regra, tal estudo constitui parte do objetivo da hidrologia, e, portanto, incrementar novas abordagens é sempre um bom desafio.

#### **1.5 LOCALIZAÇÃO**

A limitada área que integra a distribuição de rochas carbonatadas do aquífero cárstico no Estado do Paraná, com terrenos nos quais se desenvolvem nas seqüências proterozóicas abrange uma área de aproximadamente 5740 km<sup>2</sup> (FILHO et al., 2010).

Dessa área, a partir de trabalhos prévios, conseguiu-se definir um alvo de calibração, observado na Figura 1, consoante às peculiaridades nas relações geomorfológicas,

estruturais, faciológicas e respostas geofísicas para a realização do trabalho, no intuito de calibrar a técnica apresentada.

O alvo está localizado no município de Campo Magro, região metropolitana de Curitiba, com área de estudo limitada pelas coordenadas do polígono 656449,31/7193060,40; 656644,42/7193547,80 (SAD69 / UTM Zona 22 S). Está inserido no Grupo Açungui, na Formação Capiro, em presença de rochas metassedimentares siltico-argilosos, e metadolomitos. O acesso principal ao local de estudo é feito pela rodovia estadual PR-090, que liga Curitiba ao município de Campo Magro.

## **1.6 OBJETIVOS**

### ***1.6.1 Objetivo Geral***

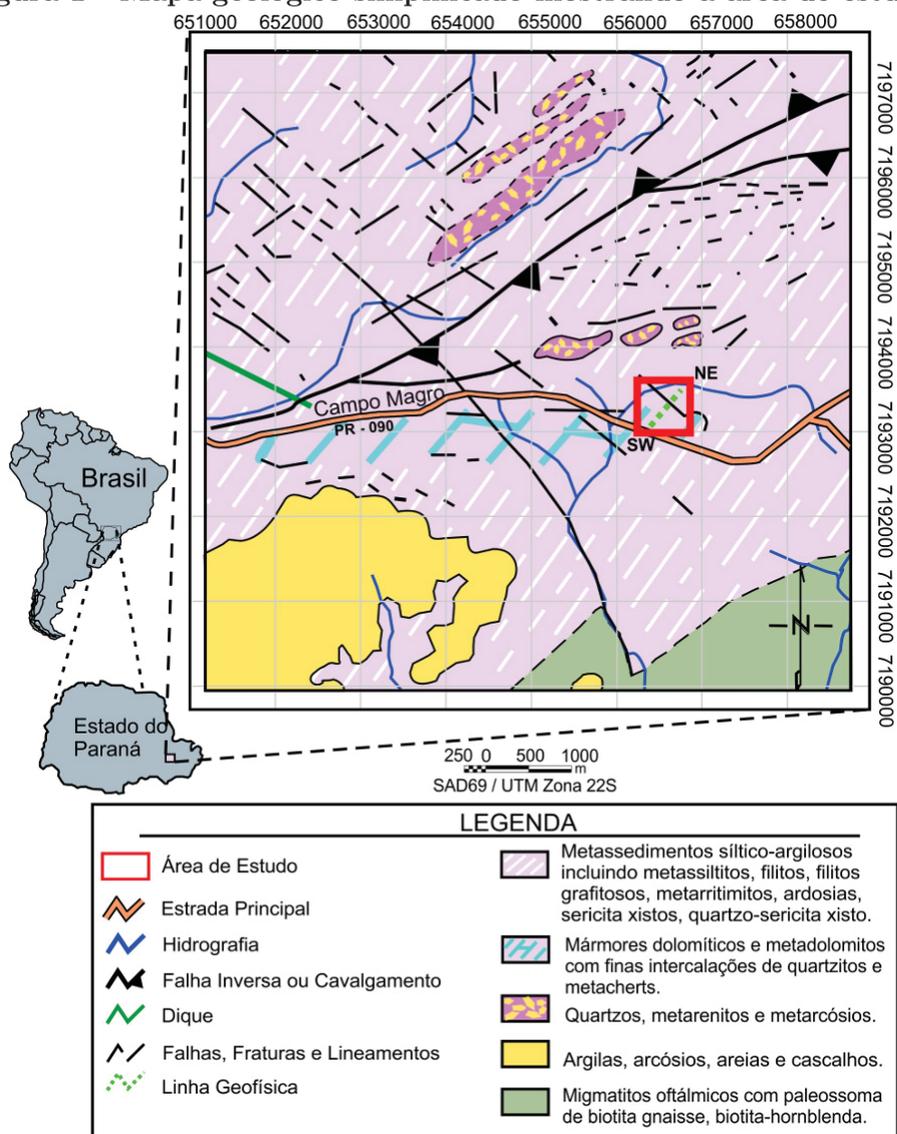
Diante da conjectura apresentada, essa dissertação de mestrado tem como objetivo principal realizar pesquisa metodológica, com aplicação de nova técnica geofísica voltada à exploração de água subterrânea. Tratando principalmente da operacionalidade da técnica FSEM.

### ***1.6.2 Objetivos Específicos***

Os objetivos específicos do trabalho em relação ao uso dos métodos geoeletricos voltados à prospecção de água subterrânea são:

- a) Amenizar efeitos de heterogeneidades rasas e ruídos culturais.
- b) Amenizar efeitos representados pela dispersão do fluxo de corrente elétrica.
- c) Aumentar a razão sinal/ruído.
- d) Reduzir ambiguidades nos modelos geofísicos.

Figura 1 – Mapa geológico simplificado mostrando a área de estudo.



Fonte: Modificado de MINEROPAR (2006).





### 3 ROCHAS RESERVATÓRIOS

Sabe-se que na natureza existem três grandes grupos de rochas: rochas metamórficas; rochas magmáticas ou ígneas; e rochas sedimentares. Entende-se que cada tipo dessas rochas possui suas particularidades de acordo a porosidade e permeabilidade. Materiais geológicos que armazenam e produzem água, por meio de fontes ou de poços, são chamados de aquíferos. Todavia, a depender da forma como a água está armazenada, isto é, conforme a pressão hidrostática, os aquíferos podem ser classificados como livres, confinados e semi-confinados:

- **aquífero livre** é aquele constituído pelos mais variados tipos de materiais, predominantemente alterados, suficientemente permeáveis e transmissivos, e com uma pressão da água no seu interior igual à pressão atmosférica.
- **aquífero confinado** ocorre quando um pacote de rochas permeáveis é limitado no topo e na base por litologias impermeáveis ou semipermeáveis, e a pressão sobre a água nos seus poros é sempre bem maior que a da atmosfera.
- **aquífero semi-confinado** é aquele que se encontra limitado na base, no topo, ou em ambos, por camadas cuja permeabilidade é menor do que a do aquífero em si.

Apesar de muito se falar acerca dos aquíferos, há certas condições para que as rochas sejam consideradas como tal, exigindo assim que as rochas tenham capacidade de armazenar e deixar a água circular em seu meio. Contudo, se as rochas possuírem grande porosidade e baixa permeabilidade, não permitindo que a água flua em seu meio, não são mais classificadas como aquífero, mas como aquícludes. Da mesma forma que, se as formações geológicas apresentarem quantidades significativas de água, mas as transmitem muito lentamente, e não sendo viável seu aproveitamento econômico, são denominadas aquíquardos. Porém, formações geológicas que não apresentam poros ou interstícios interconectados, incapazes de absorver ou transmitir água, são denominados aquífugos.

Diante de tais considerações, este trabalho dá ênfase nas formações geológicas classificadas como aquíferos. Tem-se ainda que, segundo a porosidade, os aquíferos também podem ser subclassificados mediante a porosidade granular; porosidade fissural, e porosidade química.

- **Aquífero de porosidade granular** encontrado em rochas sedimentares consolidadas e, em sedimentos e solos inconsolidados, onde o armazenamento e a circulação da água ocorrem entre grãos que constituem esses tipos de materiais. De certa forma, em função do grande volume de água que eles podem armazenar, e por suas extensas áreas, esses têm sido os aquíferos de maior relevância no cenário exploratório.
- **Aquífero de porosidade fissural** encontrado nas rochas ígneas e metamórficas onde a água se encontra alojada nas discontinuidades causadas por movimentos após a formação da própria rocha. Tais rochas são duras e maciças, de modo que a circulação da água está restrita às fraturas, fendas e falhas geológicas.
- **Aquífero de porosidade química** encontrado em rochas carbonatadas, tais como mármore e dolomitos. Também chamado de aquífero cárstico, onde o armazenamento e a circulação da água se restringem aos condutos e cavernas subterrâneas que sofreram processos de dissoluções químicas.

### 3.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

As geometrias iniciais de poros das rochas carbonáticas são bem mais complexas do que as das rochas detríticas, isso porque geralmente se formam com interferência de atividade biológica e contêm fragmentos fósseis e grãos de morfologias variadas, que produzem formas e tamanhos de poros de várias escalas.

Não obstante, essas rochas seguem uma classificação em pelo menos dois grupos, que podem se alternar no espaço e no tempo: i) o das rochas halo-químicas que contêm grãos transportados de modo similar ao das rochas clásticas; ii) o das rochas orto-químicas, nas quais a substância carbonática se cristaliza in situ, através do crescimento de microorganismos ou da precipitação química.

Acerca da diagênese de uma rocha carbonática, normalmente, inicia-se com um agregado de grãos de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) de alta porosidade, pela qual é disparado um processo de dolomitização através da compactação e a nucleação de cristais romboédricos de  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  em sítios aleatórios do agregado. Esses sítios se situam nas superfícies dos grãos e, após alguns milhões de anos, crescem até tamanhos da ordem de dezenas de micra. Ao mesmo tempo, a porosidade original do meio é reduzida por processos de compactação e cimentação. Gradualmente a calcita é substituída por dolomita, com íon  $\text{Mg}^{++}$ , vindo da água nativa de saturação. Essas substituições introduzem uma porosidade intracristalina na matriz carbonática. Por fim, a matriz sólida passa a ser constituída de romboedros de dolomita, com ampla distribuição de tamanho de poros. Processos de recristalização e dissolução química adicionam mais complexidade à evolução das propriedades (LUCIA, 2004).

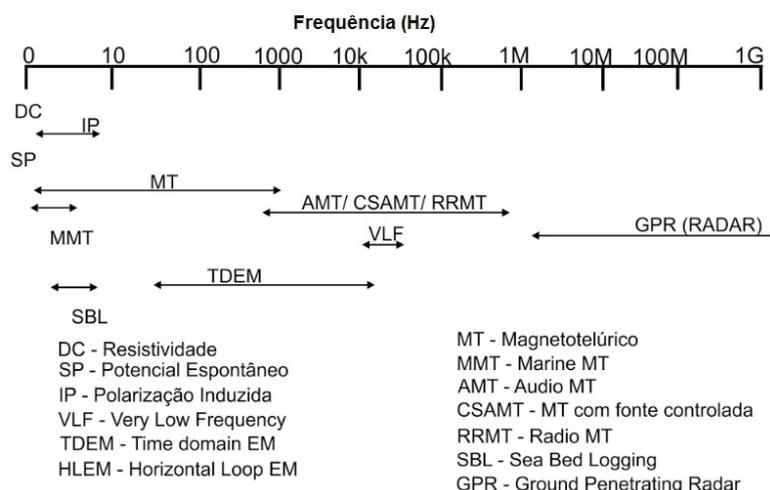
## 4 MÉTODOS GEOFÍSICOS

Os métodos geoeletricos têm sido amplamente utilizados na prospecção de água subterrânea, estudos de contaminação ambiental, de engenharia e na caracterização de falhas e fraturas geológicas. Correntes contínuas e alternadas de baixa frequência são aplicadas na superfície do solo, e a diferença de potencial é medida entre dois pontos (BURGER, SHEEHAN e JONES, 2006, p.265). Os desvios do padrão de diferenças de potencial esperados no solo fornecem informações sobre a forma e as propriedades elétricas das variações de subsuperfície. O método de eletrorresistividade pertence ao grupo dos métodos geoeletricos de contato galvânico.

No strictu sensu, eletrorresistividade e IP (Figura 5) são considerados métodos elétricos. Todavia, ambos podem ser ponderados como casos especiais de métodos eletromagnéticos. O método de eletrorresistividade representa o limite inferior da faixa de frequência (DC), em que a variação temporal de qualquer campo magnético é tão pequena que pode ser desprezada (MENEZES, 2013).

No nível DC, ou frequência zero, as correntes elétricas no subsolo são fornecidas pela injeção de correntes elétricas por um par de eletrodos (eletrodos de corrente) em contato com o substrato (acoplamento de contato galvânico). Enquanto outro par de eletrodos (eletrodos de potencial), também em contato com o substrato, mede a diferença de potencial resultante.

**Figura 5 – Distribuição dos métodos elétricos em função da frequência (Hz).**



Fonte: Modificado de Menezes (2013).

Quando aplicado os métodos geoeletricos, é importante entender a forma como a corrente se propaga no solo. As correntes elétricas propagam-se em minerais e rochas em três diferentes maneiras:

- Eletrônica: em substâncias com elétrons livres, importante em metais puros.
- Eletrolítica: íons livres em soluções.
- Dielétrica: em condutores pobres ou isolantes. Sob a influência de campo elétrico externo, os elétrons das órbitas mais externas dos átomos sofrem um pequeno deslocamento, separando relativamente as cargas positivas e negativas

A condução elétrica em sedimentos e rochas próximas à superfície é basicamente eletrolítica, ao longo de poros interconectados. Os íons que conduzem a corrente resultam da dissociação de sais na água. A salinidade das águas de percolação é fator importante na determinação da condutividade elétrica de uma rocha ou sedimento. Por isso é esperada uma queda na resistividade em resposta às zonas percoladas pela água.

#### 4.1 ELETORRESISTIVIDADE

A resistividade é uma propriedade física intrínseca de um material, e descreve a capacidade de ele transmitir correntes elétricas, e que seja independente de fatores geométricos.

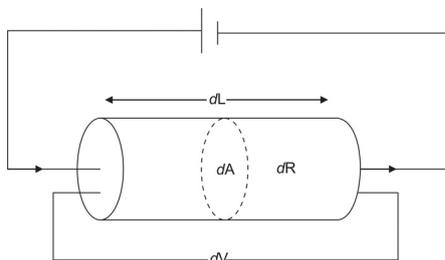
Considerando um cilindro condutor (Figura 6) de resistência  $dR$ , comprimento  $dL$ , a diferença de potencial  $dV$ , e área de seção transversal  $dA$ , a resistividade dar-se-á pela Equação 4.1, a qual, no Sistema Internacional de medidas, a unidade da resistividade é o ohm.metro ( $\Omega.m$ ).

$$\rho = \frac{dRdA}{dL} \quad (4.1)$$

Outra propriedade física bastante difundida no método de eletrorresistividade é a condutividade elétrica ( $\sigma$ ), em Siemen por metro ( $S.m^{-1}$ ), que corresponde ao inverso da resistividade elétrica, dada pela Equação 4.2.

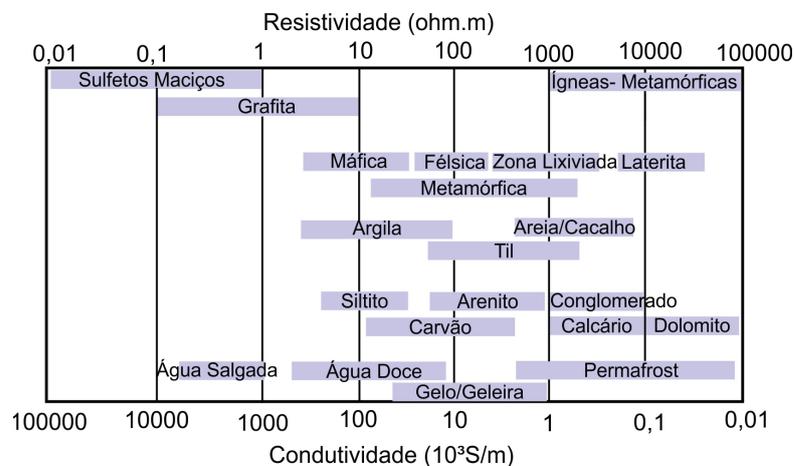
$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (4.2)$$

**Figura 6 – Circuito elétrico simplificado.**



Como já mencionado, a salinidade das águas de percolação é fator importante na determinação da condutividade elétrica de uma rocha ou sedimento, de modo que a condutividade possui forte dependência com a porosidade intergranular. Sabe-se que praticamente todas as rochas possuem porosidade, guardadas as devidas proporções, tal forma que os poros podem estar ocupados totais ou parcialmente por eletrólitos. Nesse contexto, conforme pode ser observado na Figura 7, há faixas de valores de resistividades comuns a mais de um mineral ou rocha.

**Figura 7 – Faixa de valores de resistividade para minerais e rochas mais comuns da crosta**



Fonte: Modificado de Palacky (1988).

É válido ainda enfatizar que, se os poros não possuírem conectividade entre si, isto é, se o material apresentar baixa permeabilidade, o fluxo de íons é bloqueado e a condutividade pode se tornar baixa mesmo diante de porosidade considerável.

Os íons que permitem a transmissão de correntes elétricas são resultantes da dissociação de sais dissolvidos na água subterrânea. Cada íon é capaz de carregar somente uma quantidade fixa de carga elétrica.

É possível então verificar que existe uma relação diretamente proporcional entre quantidade de íons em solução e a quantidade de corrente transportada. Assim, uma

maior quantidade de íons dissolvidos em subsuperfície possui uma maior capacidade de transporte de corrente, portanto, uma solução com grande quantidade de íons deverá possuir uma baixa resistividade ou maior condutividade.

Em rochas graníticas, a porosidade intergranular é insignificante quando comparadas a rochas sedimentares como arenitos bem selecionados. Contudo, aquelas rochas podem ser bastante condutoras ao longo de fraturas ou fissuras, onde pode percolar água. De modo semelhante, a dissolução em rochas carbonáticas aumenta a porosidade, consequentemente podem exibir baixas resistividades.

Outro fator de grande importância nos parâmetros da eletrorresistividade é o efeito dos minerais de argilas. Tais minerais atuam como condutores de correntes elétricas extras, em adição às correntes conduzidas pelos eletrólitos, uma vez que a resistividade das argilas é muito baixa. A condutividade anômala dos argilo-minerais ocorre em função da existência de uma dupla camada iônica de cátion e ânions em torno das partículas de argilas. Assim, o efeito das argilas disseminadas em uma rocha se torna mais importante na medida em que a condutância através dos poros diminui.

A Lei de Ohm estabelece que a corrente elétrica ( $I$ ) em um condutor curto, fino e linear, de seção transversal uniforme, como o da Figura 6, espessa-se conforme a Equação 4.3:

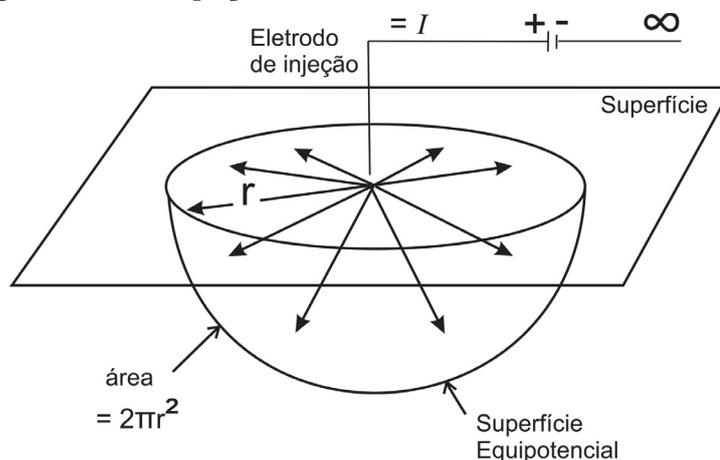
$$I = \frac{-dV}{R} \quad (4.3)$$

Onde  $dV$  é a diferença de potencial  $V$  entre as extremidades do condutor e  $R$  é a resistência do condutor. Devido ao fato de o fluxo de corrente ser no sentido do maior potencial para o menor, ocorre o sinal negativo na Equação 4.3. Vê-se também que a resistência  $R$  é diretamente proporcional ao comprimento  $dl$  do condutor e inversamente proporcional à seção transversal  $dA$  de modo que:

$$R = \rho \frac{dl}{dA} \quad (4.4)$$

Considerando a Figura 8, um meio homogêneo e isotrópico, a propagação de correntes elétricas ( $I$ ) introduzida num ponto por meio de um eletrodo de corrente ( $C$ ), as linhas de fluxo de corrente fluirão radialmente em relação ao ponto de injeção de corrente, determinando uma superfície semiesférica -  $2\pi r^2$  (BURGER, SHEEHAN e JONES, 2006).

Figura 8 – Representação idealizada do fluxo de corrente em um ponto C e sua distribuição no semiespaço.



Fonte: Modificado de Lowrie (2007).

Relacionando as equações 4.3 e 4.4 tem-se:

$$\frac{I}{dA} = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dL} \quad (4.5)$$

Assim, a partir da equação 4.5, nos termos de densidade de corrente, isto é, a corrente por área unitária de seção transversal, tem-se:

$$j = \frac{E}{\rho} \quad (4.6)$$

Por tal maneira, como num meio isotrópico  $\rho$  e  $\sigma$  são independentes da direção do fluxo de corrente elétrica, tem-se que por simetria, a corrente em qualquer ponto da casca vai estar na mesma distância  $r$  da fonte de corrente, isto é, torna-se a distância entre o eletrodo de corrente e o ponto onde se deseja determinar o potencial. Reajustando a Equação 4.5 para uma casca semiesférica de raio  $r$  e espessura  $dr$ , vê-se:

$$\frac{I}{2\pi r^2} = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr}$$

$$dV = -\frac{I\rho dr}{2\pi r^2} \quad (4.7)$$

Facilmente perceptível, integrando a Equação 4.7 tem-se o potencial a uma distância  $r$  da fonte, dada por:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} + C \quad (4.8)$$

Onde  $C$  é uma constante arbitrária. Porém, quando  $r = \infty$ ,  $V$  terá valor nulo, portanto,  $C = 0$ , assim, tem-se:

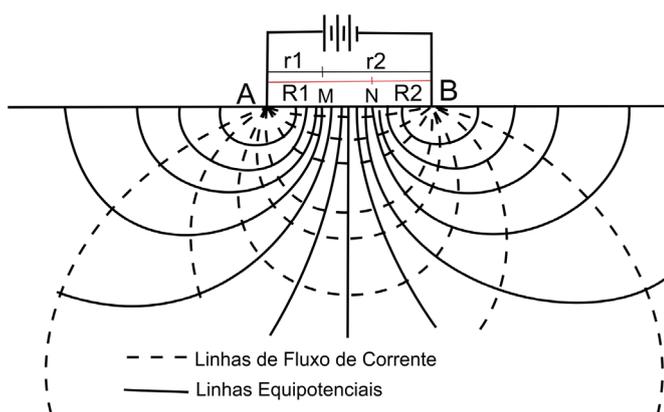
$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (4.9)$$

Em linhas gerais, quando em atividade de campo, devido à necessidade de se fechar o circuito, é utilizado um sistema genérico constituído de quatro eletrodos, sendo dois eletrodos de injeção de corrente e dois de potencial, como ilustrado na Figura 9. Embora a representação esteja em linhas num contexto bidimensional, é pertinente lembrar que a propagação da corrente é tridimensional, assim como a superfície equipotencial. Todavia, para esse caso de dois eletrodos de corrente, a corrente deve fluir do eletrodo de corrente positivo (A) para o negativo (B). Assim, o potencial em qualquer ponto  $P$  na superfície pode ser calculado assumindo a Equação 4.9, obtendo portanto:

$$V_p = \frac{I\rho}{2\pi r_A} + \left(-\frac{I\rho}{2\pi r_B}\right) \quad (4.10)$$

Onde  $r_A$  e  $r_B$  são respectivamente a distância do ponto  $P$  do eletrodo A e do eletrodo B.

**Figura 9 – Representação das linhas de corrente e de potencial em uma seção plana.**



Fonte: Modificado de Dobrin e Savit (1988).

Agora assumindo os outros dois eletrodos de potencial, M e N, pela Figura 9, usando a Equação 4.10, pode-se calcular o potencial em M e N:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (4.11)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (4.12)$$

Em consequência, a diferença de potencial entre eles é dada por:

$$V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (4.13)$$

Manipulando a Equação 4.13, nos termos de  $\rho$ , tem-se:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta U}{I} \quad (4.14)$$

Onde  $\Delta V_{MN} = \Delta U$ , e  $K$  é a constante geométrica:

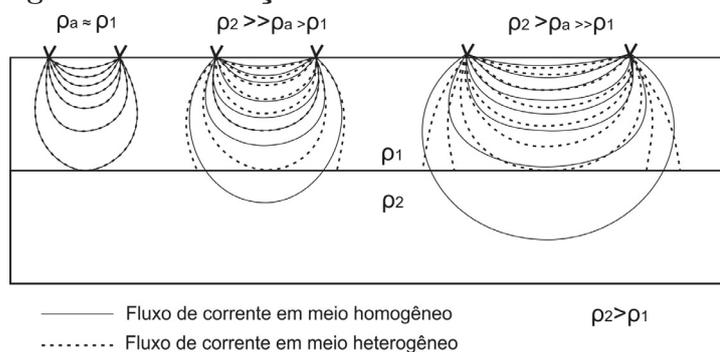
$$K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (4.15)$$

Já que na natureza os meios e alvos investigados são heterogêneos, e quando se calcula a Equação 4.14 é assumida uma subsuperfície homogênea e isotrópica, claramente se nota que as condições de contorno são diferentes. Para tanto, torna-se adequado o emprego de outro termo para essa resistividade calculada, a resistividade aparente ( $\rho_a$ ). Isso se deve ao fato de o fluxo de corrente seguir um caminho em subsuperfície passando por diversas camadas com resistividades diferentes. Logo, o potencial medido não é devido à passagem da corrente por um único meio de resistividade  $\rho$ , mas por um meio de resistividade  $\rho_a$ , que seria uma resistividade equivalente a uma média ponderada de todas as camadas pela qual a corrente atravessa. Reajustando a Equação 4.14, tem-se:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta U}{I} \quad (4.16)$$

Válido salientar, o fluxo de corrente varia consideravelmente conforme o aumento do espaçamento entre eletrodos em um meio heterogêneo. Como abordado na Figura 10, um espaçamento pequeno em relação à espessura da camada, o fluxo de corrente se comporta como em um meio homogêneo. Conforme é aumentado o espaçamento, a influência da segunda camada faz com que o fluxo de corrente seja distorcido. Por conseguinte, quanto maior for o espaçamento, maior será a influência da segunda camada, portanto, haverá maiores distorções no fluxo de corrente.

**Figura 10 – Distorções do fluxo de corrente elétrica.**



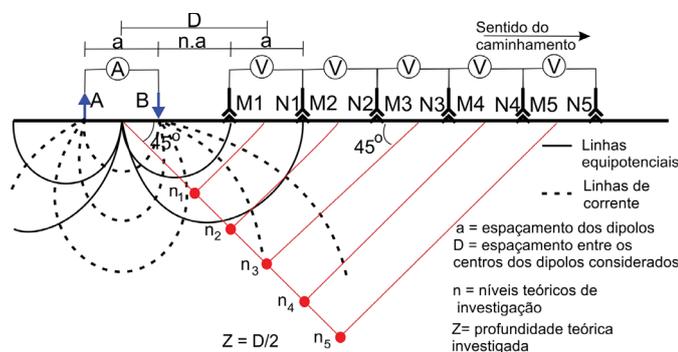
Fonte: Modificado de Burguer et al. (2006).

#### 4.1.1 A técnica do caminhamento elétrico

A disposição de eletrodos na superfície do terreno permite a classificação das técnicas de investigação geoeletrica. Quando se objetiva determinar discontinuidades laterais na distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície, é comum utilizar o Caminhamento Elétrico (CE). Muitas vezes essas discontinuidades são representadas por diques, sills, contatos geológicos, fraturas ou corpos mineralizados. Em geral, o CE busca a variação bidimensional de resistividade, para tal, é necessário o avanço do sistema de eletrodos na superfície. O modo de avanço e disposição dos eletrodos em superfície permite distinguir o CE de acordo os chamados dispositivos ou arranjos eletródicos. Dentre os arranjos mais difundidos estão os Dipolo-Dipolo e o Polo-Dipolo, devido ao fato de serem robustos e de fácil execução quando comparados com outros tipos. Seigel (1959,1974) investigou a  $\rho_{ap}$  com dipolo magnético aterrado, enquanto Dey e Morrison (1973) usaram arranjos Polo-Dipolo e Dipolo-Dipolo.

No arranjo Dipolo-Dipolo, usado nesta pesquisa, o espaçamento entre os eletrodos de corrente (AB) e entre os eletrodos de potencial (MN) é dado como  $a$  (Figura 11). Nesse tipo de arranjo, o espaçamento  $a$  é mantido fixo, entre os eletrodos do par, contudo, a distância entre os pares de eletrodos é incrementada em fatores de  $n$ . Cada valor de  $n$  corresponde a um nível de investigação. Quando o valor máximo de  $n$  desejado é obtido, o arranjo é avançado e o processo reinicia. Porém, em relação à intensidade de sinal, observa-se que, para valores elevados de  $n$ , reduz-se a razão sinal-ruído.

Figura 11 – Sistema convencional de plotagem da pseudo-seção de resistividade.



Fonte: Modificado de Braga (2006).

A partir dessa abordagem acerca dos níveis de investigação obtém-se a pseudo-seção. Lógico que, devido ao fator de heterogeneidade do meio, a pseudo-seção se configura apenas como uma forma prática de representação gráfica dos dados. Também é válido dizer que os pontos de interseção das linhas que partem dos centros de AB e MN com 45 graus não representam de maneira rigorosa a profundidade investigada.

## 4.2 POLARIZAÇÃO INDUZIDA (IP)

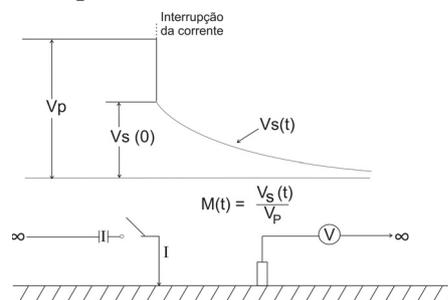
O fenômeno da polarização induzida já estava sendo relatado por Schlumberger nos anos de 1920, embora o desenvolvimento do método de fato foi apresentado por Bleil (1953).

Quando uma corrente introduzida na terra é interrompida, verifica-se a voltagem medida em alguns pontos ao redor do eletrodo não cai imediatamente a zero, mas obedece a um decaimento que tende a zero (Figura 12). De fato, esse fenômeno é observado porque as partículas do solo funcionam como pequenos capacitores capazes de armazenar um certo potencial elétrico.

Assim, por causa do efeito de IP, meios polarizáveis são similares a capacitores gigantes. Eles acumulam energia potencial elétrica quando a corrente energizante é ligada, e então, similarmente aos capacitores, lentamente retornam ao estado inicial durante o corte da corrente. Sabe-se que o tempo de decaimento do campo elétrico em meios polarizáveis é muito mais lento do que em meios impolarizáveis (DEY e MORRISSON, 1973).

O decaimento da voltagem ou voltagem transiente indica que a resistividade da terra não é simplesmente resistiva, mas também tem um termo de reação. A resistividade da terra é em geral complexa e pode melhor ser chamada de impedância.

Figura 12 – Ilustração esquemática de medida transiente da resposta IP.



Fuller e Ward (1970) descrevem as propriedades elétricas em dependência da frequência nos termos da condutividade complexa. Eles sugerem três mecanismos para um notório efeito de polarização nas rochas: polarização de eletrodo, polarização de membrana, e polarização de interface. Olhoeft (1985) sumariza as três principais causas para o efeito de IP:

1. Processos eletroquímicos na interface de minerais metálicos, tais como pirita ou magnetita, e poro preenchido por fluido. Esses processos podem revelar a presença de depósitos minerais (MIKHAILOV et al., 1973).
2. Reações de troca de argilo-minerais (KLEIN e SILL, 1982). Muito usado em aplicações hidrogeológicas (SLATER e GLASER, 2003).
3. Reações envolvendo matéria orgânica.

Muitos autores propuseram diferentes modelos empíricos e fenomenológicos para descrever o efeito de IP: modelo de Cole-Cole, modelo de Dias, modelo de Debye, modelo de Warburg etc (ver detalhe em KOMAROV, 1980; e DIAS, 2000). Todavia, todos os modelos implicam que a condutividade complexa depende da frequência, particularmente em baixas frequências de 0,1 a 1000 Hz.

Há dois sistemas básicos ou métodos para medidas de IP: domínio da frequência, e domínio do tempo. Neste trabalho é enfatizado o domínio do tempo. Um dos parâmetros das respostas do IP é a cargabilidade ( $M$ ), que se trata simplesmente da amplitude do decaimento da tensão secundária  $V_s(t)$  em relação à tensão primária  $V_P$  de quando a corrente está ligada.

Usualmente a tensão secundária é menor do que a tensão primária, nesse ponto que se torna comum expressá-la em unidades de milivolts. Logo, a unidade de cargabilidade é dada em  $mV/V$ , há situações que também poderão ser expressas em porcentagem. Como se pode observar ainda na Figura 12, a definição de cargabilidade sugere que ela é uma função do tempo.

#### 4.2.1 Definições padrão da Cargabilidade ( $M$ )

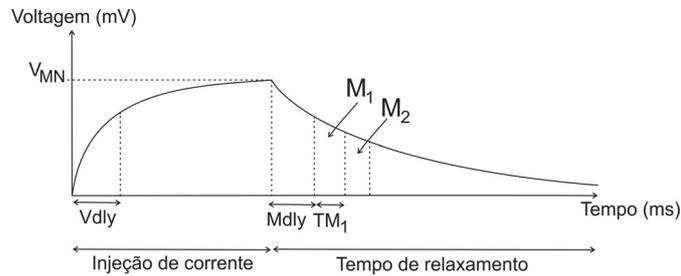
Devido ao fato de a voltagem secundária ser medida em níveis extremamente baixos em muitas situações, as medidas de sua amplitude em um dado tempo é também extremamente susceptível a ruídos. Por razões práticas, a curva de decaimento geralmente não é amostrada, mas é feita amostragem da voltagem secundária em vários intervalos de tempo. Dessa forma, é necessário a integração da voltagem secundária num certo período de tempo chamado de janela, de modo que leva o ruído a uma média zero, uma vez que a integração tenderá a cancelar o ruído.

Logo, a medidade de cargabilidade parcial ( $M_i$ ) da janela "i" é feita mediante a seguinte integral:

$$M_i = \int_{TM_i} \frac{V dt}{TM_i V_{MN}} \quad (4.17)$$

A Figura 13 ilustra a divisão dessa janela mediante o tempo de relaxamento.

**Figura 13 – Representação esquemática da curva de relaxamento do fenômeno de descarga.**



Lógico que o número de janela IP depende do tipo de modelo escolhido e do tempo de injeção de corrente. É comum no modelo Cole-Cole a discretização de 20 janelas com um tempo de delay mínimo (Mdly) de 20 ms e com janela parcial mínima ( $TM_i$ ) de 10 ms, enquanto que o delay mínimo da voltagem (Vdly) é automaticamente determinado conforme a escolha do tempo de pulso.

#### 4.2.2 Análise da curva de decaimento

Quando se lida com curvas de decaimento transiente, é comum caracterizar suas amplitudes e forma pela decomposição da curva em uma série de termos exponenciais.

$$\frac{V_s(t)}{V_p} = \sum_{n=1}^N M_n e^{-\alpha_n t} \quad (4.18)$$

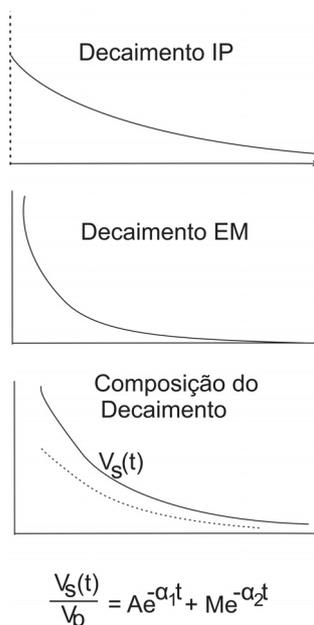
Um segundo termo em relação ao decaimento exponencial ocorre quando os efeitos eletromagnéticos são combinados com o efeito do IP para compor a curva de decaimento. Em baixas frequências, o campo eletromagnético se espalha nas formações geológicas e é acompanhado pelo efeito eletromagnético e IP (OLHOEFT, 1985). Sabe-se que esse fenômeno não ocorre apenas por conta da difusão de corrente, descrita pela parte real do modelo de condutividade, mas também pelo próprio efeito do IP (VEEKEN et al., 2009a).

Sob certas condições, o efeito eletromagnético decai mais rapidamente do que o efeito do IP, assim sob esses termos ele pode ser negligenciado. Entretanto, em investigações profundas ou bordas profundas que possuem grandes contrastes de condutividade, o efeito eletromagnético pode ser bastante significativo. A Figura 14 ilustra essa situação de composição do decaimento. Nesse caso, a decomposição da curva transiente é dada pela soma de dois decaimentos exponenciais

$$\frac{V_s(t)}{V_p} = Ae^{-\alpha_1 t} + Me^{-\alpha_2 t}, \alpha_1 > \alpha_2 \quad (4.19)$$

Assim, o primeiro termo que representa o decaimento mais rápido, é uma estimativa do efeito de acoplamento eletromagnético. O fator  $M$  na Equação 4.19 é a cargabilidade correta.

**Figura 14 – Curva de decaimento composta de dois decaimentos com diferentes características de tempo.**



Da mesma maneira que na eletrorresistividade se utiliza a técnica de Caminhamento Elétrico com arranjo dipolo-dipolo, as medidas de IP podem ser feitas com a mesma configuração e em processo simultâneo à aquisição de eletrorresistividade. Isso

fornece grande vantagem quando não se trata de ambiente geológico muito heterogêneo e que seja investigação rasa. Em investigações que exigem maior acurácia e maior razão sinal/ruído é preciso recorrer-se a eletrodos impolarizáveis. Entretanto, avanços têm sido feito na forma não convencional de investigações de IP abordando outros parâmetros além da cargabilidade.

### 4.3 FOCUSED SOURCE ELECTROMAGNETIC - FSEM

A técnica FSEM tem uma longa história na Rússia desde os anos 1980 (BUBNOV et al., 1984; RYKHLINSKI et al., 1986, 2003; DIMITRIEV e DAVYDYCHEVA, 1989; DAVYDYCHEVA et al., 2006; DAVYDYCHEVA e RYKHLINSKI, 2009, 2011; DAVYDYCHEVA et al., 2015). Contudo, na Rússia, a técnica é conhecida como Differentially Normalized Method ou Método Diferencialmente Normalizado (DNME).

Hoje se faz distinção entre DNME e FSEM principalmente por questões relacionadas a patentes, porque de fato, a FSEM engloba os conceitos do DNME com modificações sutis. Entretanto, após trabalhos como o de Legeydo (1998), o DNME passou a ser mais difundido a nível internacional, sendo tratado não apenas como uma técnica, porém, como mais outro parâmetro do IP, assim como a cargabilidade o é.

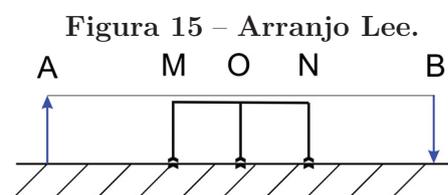
Como enfatizado anteriormente (Figura 5), a eletrorresistividade e o IP no stricto sensu são métodos elétricos, mas que podem ser considerados casos especiais dos métodos eletromagnéticos. As nuances relativas à elétrica e ao magnetismo muitas vezes tornam-se difíceis de serem dissociadas. Por tal motivo, esta técnica de focalização abrange não apenas métodos eletromagnéticos de senso comum como o TDEM, CSEM, GPR, etc., mas também os geoeletricos.

A ideia de focalização vertical da corrente axial teve sua origem nos estudos de resistividade de poço com as ferramentas Laterolog (RYKHLINSKI, 1970), na qual é presente o sistema de focalização automática da corrente, permitindo diminuir o efeito em colunas de lama e zonas próximas (DOLL, 1951; SUAUI et al., 1972). Trazer esse sistema de focalização automática para fora do contexto do Laterolog possivelmente foi um dos maiores desafios de seus idealizadores.

Já existe no mercado fabricantes de equipamentos não-convencionais que são destinados à FSEM, todavia esta dissertação também visa tornar prática a operacionalidade da técnica no contexto geológico apresentado, e conseqüentemente a otimização sem incrementar grandes custos financeiros ao serviço utilizando os equipamentos convencionais disponíveis. Frente ao exposto, torna-se imprescindível abordar os conceitos relativos à DNME antes de realizar as principais abordagens acerca das questões práticas da FSEM.

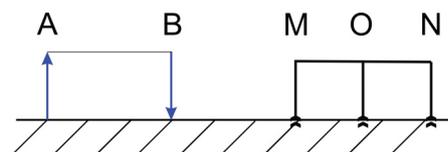
### 4.3.1 Método Diferencialmente Normalizado – DNME

Uma das características básicas do DNME é no tocante à disposição dos eletrodos receptores. Mesmo pouco difundido, o arranjo Lee apresenta certas semelhanças com os arranjos empregados no DNME. Como brevemente lembrado por Orellana (1972), o arranjo Lee consiste do arranjo Werner acrescido de um terceiro eletrodo de potencial ao centro O do dipolo MN (Figura 15), onde necessariamente as distâncias OM e NO devem ser metade das distâncias MA e BN. Para cada estação são efetuadas duas leituras de resistividades correspondentes aos arranjos AMOB e AONB a fim de se obter informações acerca da heterogeneidade do terreno na zona onde se encontram os eletrodos de potencial.



Dentre as principais diferenças de Lee e o esquema das definições dos parâmetros DNME, consiste que a DNME trata do arranjo inicial na forma de dipolo-dipolo com eletrodos receptores externos aos eletrodos de injeção (Figura 16).

**Figura 16 – Configuração do arranjo dipolo e definição dos parâmetros do DNME.**

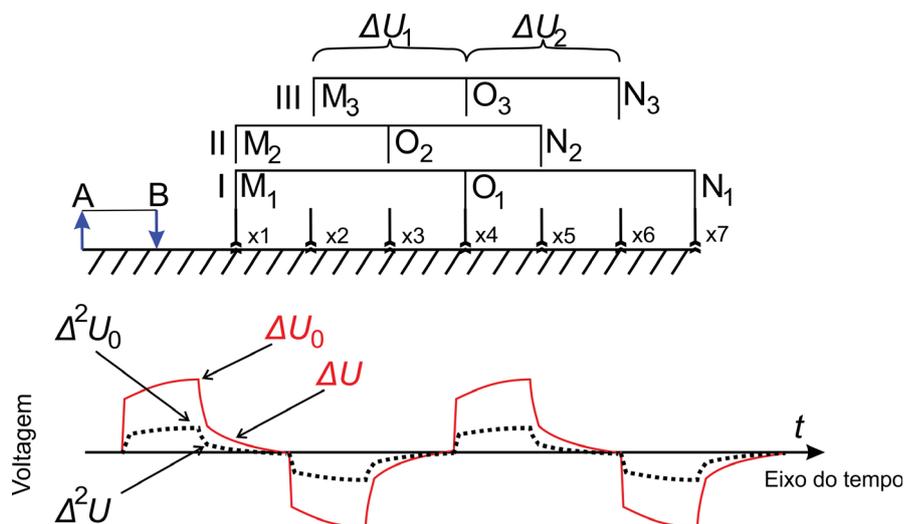


A metodologia DNME foi desenvolvida para resolver alguns problemas de resolução em conexão com a delimitação de acumulações de hidrocarboneto. Trabalhos como os de Ivanov et al. (2008) e Veeken et al. (2009b) têm mostrado o quanto influenciadores nas respostas DNME são os microcristais de pirita em depósitos sedimentares on-shore e off-shore.

Nas etapas de aquisição de dados, o transmissor AB gera uma sequência de pulsos quadrados de baixa frequência com pausas entre eles. A duração dos pulsos podem ser longos o bastante. Nas versões marinhas devido a presença de lâmina d'água muito espessa, muitas vezes excedendo os 100 metros, os pulsos são de 2, 4 ou até mesmo de 8 segundos. Tanto quando a corrente está em andamento, assim como ela está pausada, medidas de parâmetros DNME são feitas (Figura 17), embora a grande maioria dos parâmetros seja referente aos momentos de pausa da corrente, isto é, o decaimento da diferença

de potencial nos eletrodos receptores é registrado durante o período quando a corrente é cortada. Vários parâmetros são monitorados (LEGEYDO et al., 1990, 1996; LEGEYDO et al., 1997; DAVYDYCHEVA et al., 2006).

**Figura 17 – Definição dos parâmetros DNME com sistema básico de aquisição em três offsets.**



Fonte: Modificado de Veeken et al. (2009a).

A Figura 17 ilustra um sistema básico de aquisição com três offsets (I, II e III). A curva vermelha corresponde ao registro da curva de decaimento do potencial elétrico que também pode ser observada em campo. A linha tracejada corresponde aos valores normalizados da diferença de potencial. Legeydo et al. (1996) definem essas curvas como parâmetros fundamentais do DNME, onde o  $\Delta$  indica a quantidade medida em campo, enquanto D na Equação 4.22 indica quantidade computada mais complexa. O sufixo zero especifica a medida do potencial que é feita no instante quando a corrente está ligada. Assim:

- $\Delta U_0 = V_p$ , a voltagem primária medida no instante em que a corrente está ligada. De modo que a diferença de potencial entre os eletrodos MO é  $\Delta U_1$ , e entre os eletrodos ON é  $\Delta U_2$ .

•

$$\Delta U = \Delta U_1 + \Delta U_2 \quad (4.20)$$

•

$$\Delta^2 U = \Delta U_1 - \Delta U_2 \quad (4.21)$$

•

$$DU = \frac{\Delta U}{\Delta U_0} \quad (4.22)$$

- $$D^2U = \frac{\Delta^2U}{\Delta U_0} \quad (4.23)$$

- $$P_0 = \frac{\Delta^2U_0}{\Delta U_0} \quad (4.24)$$

- $$P_1 = \frac{\Delta^2U}{\Delta U} \quad (4.25)$$

- $$P_S = \frac{\Delta^2U - \Delta^2U_0}{\Delta U - \Delta U_0} \quad (4.26)$$

- $$I_tS = \frac{\Delta_t(\Delta^2U - \Delta^2U_0)}{\Delta_t(\Delta U - \Delta U_0)} \approx \frac{\Delta_t\Delta^2U}{\Delta_t\Delta U} \quad (4.27)$$

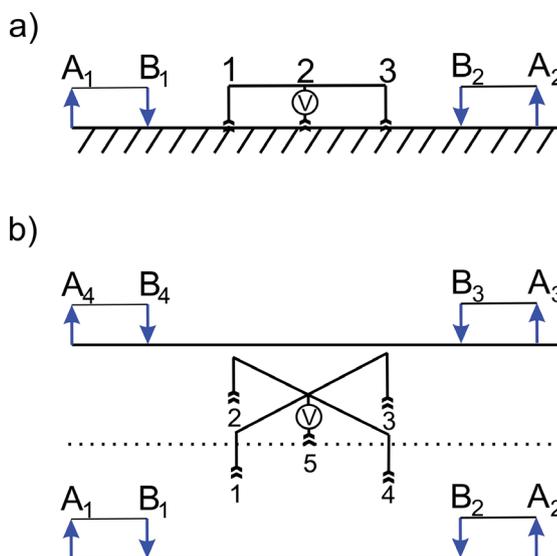
- $$D_\Phi S = I_tS - P_S \quad (4.28)$$

- $P_S$  é o parâmetro relacionado a processos eletrodinâmicos;  $I_t$  é IP;  $S$  é um parâmetro em função do tempo.

Onde  $P_0$  e  $P_1$  são os parâmetros de focalização. Sem dúvida, as identidades computadas por serem mais complexas possivelmente serão mais difíceis de serem analisadas a partir de equipamentos que não registram a curva de decaimento de forma contínua. Em contrapartida os recursos de recuperação da curva de relaxamento poderão ser eficientes. Veeken et al. (2009b) mostram que o parâmetro  $P_S$  da Equação 4.26 não é muito sensível a mudanças de cargabilidade, enquanto  $D_\Phi$  é fortemente afetado pela presença de materiais polarizáveis.

Assim como no arranjo Lee, o arranjo dipolo-dipolo é sensível a variações locais de resistividade até mesmo empregando a DNME. Então, a fim de reduzir talvez drasticamente a influência de heterogeneidades rasas e resistência de contato dos eletrodos, faz-se necessário que além da normalização da diferença de potencial, também seja feita medidas reversas (Figura 18), isto é, medidas a partir de um segundo transmissor simétrico ao primeiro, e posteriormente seja realizada a soma das medidas referentes ao transmissor 1 e ao 2. Davydycheva et al. (2006) chama essa tarefa de “Registro de Elemento por Elemento”.

Figura 18 – a) Configuração axial. b) Configuração avançada para a focalização completa.



Fonte: Modificado de Davydycheva et al. (2011).

Davydycheva et al. (2011) já trata a configuração da Figura 18 como a técnica FSEM. Dentre as principais vantagens da técnica FSEM é que aparentemente a focalização reduz a distorção dos efeitos de estruturas rasas indesejadas, essas metodologias a) e b) podem ser capazes de eliminar a corrente horizontal no receptor, além do fato dessa técnica ser insensível a imperfeições de posicionamento dos eletrodos de injeção e dos receptores, por tais motivos podem ser usados eletrodos metálicos, ao invés de utilizar eletrodos impolarizáveis e soluções como são exigidos nos levantamentos tradicionais do método de polarização induzida.

Trabalhos como os de Davydycheva et al. (2009), Davydycheva et al. (2011) e Davydycheva et al. (2015) mostraram que a configuração avançada da Figura 18b apresenta maior resolução na delineação do alvo do que a configuração axial (a), mas certamente para equipamentos voltados a levantamentos geoeletricos convencionais a configuração completa pode se tornar uma desvantagem. Além do mais, para levantamentos objetivando investigação de água subterrânea também pode incrementar custos onerosos, e novamente causando desvantagem na configuração (b).

Legeydo (1999) também realizou estudos adicionando mais dois eletrodos receptores na configuração que seria de focalização incompleta (a), totalizando 5 eletrodos receptores como em (b), enquanto Ageenkov et al. (2012) analisaram as influências das posições dos eixos dos transmissores e receptores no circuito DNME.

Claramente, se na Figura 18a,  $V$  é a voltagem, isto é, a segunda diferença de potencial entre os eletrodos 1, 2 e 3. Ocorre que  $U$  é o potencial do campo elétrico. Logo,

a voltagem ali é dada por:

$$V = \frac{U_1 - 2U_2 + U_3}{2} \quad (4.29)$$

Isso porque os receptores são quadripolos apresentando dois polos internos negativos. Por outra mão, equivale-se dizer que para as medidas feitas com o transmissor  $A_1B_1$ :

$$V_{1,2} = U_1 - U_2 \quad (4.30)$$

$$V_{2,3} = U_2 - U_3 \quad (4.31)$$

$$V_{A_1B_1} = V_{1,2} - V_{2,3} \quad (4.32)$$

De modo que:

$$V = V_{A_2B_2} + V_{A_1B_1} \quad (4.33)$$

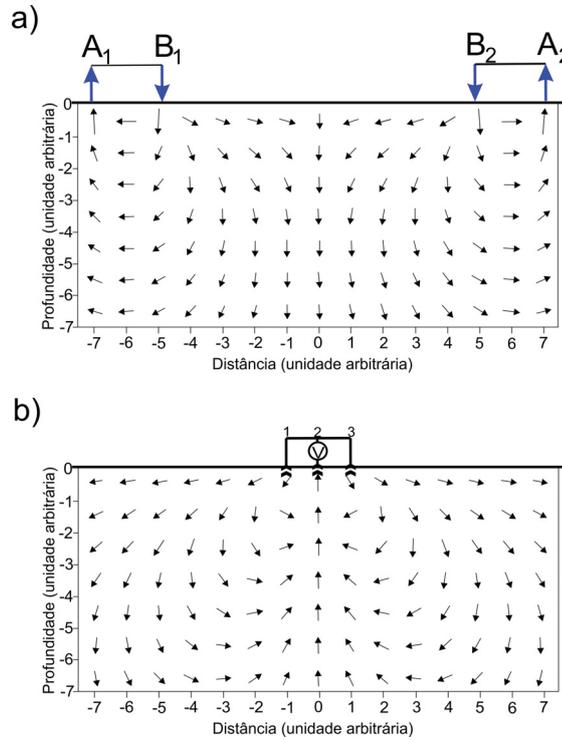
Conseqüentemente, na Figura 18b, tem-se:

$$V = \frac{U_1 + U_2 + U_3 + U_4 + 4U_5}{4} \quad (4.34)$$

Zhdanov e Keller (1994, 369, equação 7.104) mostraram que em casos de processos transientes em um semiespaço homogêneo a componente  $y$  da densidade de corrente  $j_y$  é igual a zero depois que a corrente é cortada, não apenas no eixo do dipolo, mas em todos os pontos da superfície terrestre.

A Figura 19a mostra a distribuição da corrente direta em um semiespaço homogêneo utilizando a configuração axial de focalização. Percebe-se nitidamente que a corrente axial, que é muito forte nas proximidades dos transmissores, pode ser ignorada em pequenas áreas do receptor, prevalecendo a corrente vertical abaixo dos eletrodos. Da mesma forma na Figura 19b é percebida a sensibilidade da leitura vertical logo abaixo do eletrodo receptor central. Assim, a segunda diferença de potencial  $\Delta^2U$  medido pelo receptor é proporcional à corrente vertical total abaixo do eletrodo.

Figura 19 – Distribuição da corrente direta em um semiespaço homogêneo a) e potencial elétrico b).



Fonte: Modificado de Davydycheva et al (2003).

Reanalizando a Equação 4.25, é fácil perceber a normalização:

$$P_1 = \frac{\Delta^2 U}{\Delta U}$$

$$P_1 = \frac{\Delta U_1 - \Delta U_2}{\Delta U_1 + \Delta U_2} = \frac{1 - \frac{\Delta U_1}{\Delta U_2}}{1 + \frac{\Delta U_1}{\Delta U_2}} \quad (4.35)$$

Em outras palavras, quando utilizado a configuração simplificada da focalização axial (Figura 18a), Davydycheva et al. (2015) analisam as duas razões do dipolo e quadripolo medido em cada transmissor, isto é, a razão da primeira diferença de potencial pela segunda diferença, de modo a obter uma combinação linear das medidas nos receptores, provendo então a focalização vertical da corrente. Assim, Davydycheva et al. (2015) consideram o parâmetro  $\Delta U$  da Equação 4.20 como  $f_1$ , que é um parâmetro de focalização 1, enquanto que a segunda diferença do potencial elétrico  $\Delta^2 U$  da Equação 4.21 é o parâmetro de focalização 2 ( $f_2$ ), expresso por  $f_2 = U_1 - 2U_2 + U_3$ . Já o parâmetro  $P_1$  da Equação 4.25 é tratado como o parâmetro da focalização, resultando a focalização matemática, dada por:

$$f_3 = \frac{U_1 - 2U_2 + U_3}{U_1 - U_3} = \frac{f_2}{f_1} \quad (4.36)$$

A focalização matemática resulta em grandeza adimensional. É possível trabalhar com os valores relativos  $R_x = \frac{1}{f_3}$ :

$$R_x = \left[ \sum_{i=1}^2 W_i \frac{U_1^i - 2U_2^i + U_3^i}{U_1^1 - U_3^1} \right]^{-1} \quad (4.37)$$

Onde  $U_j^i$  é o potencial elétrico no  $j$ -ésimo eletrodo receptor, excitado pelo  $i$ -ésimo transmissor. Davydycheva et al. (2015) assumem ainda o peso  $w_1 = \frac{1}{2}$  enquanto  $w_2$  é ajustado da condição de potencial igual nos eletrodos 1 e 3, quando ambos transmissores seriam excitados.

Para a configuração completa (Figura 18b) o valor relativo  $R_{xy}$  provê uma focalização completa da corrente elétrica eliminando o efeito da corrente axial nas direções  $x$  e  $y$  no receptor, calculada pela função:

$$R_{xy} = \left[ \sum_{i=1}^2 w_i \left( \frac{U_1^i + U_2^i + U_3^i + U_4^i - 4U_5^i}{U_1^1 - U_3^1} \right) \right]^{-1} \quad (4.38)$$

Neste caso, assume-se  $w_1 = 1/4$ , enquanto os pesos  $w_2$ ,  $w_3$ , e  $w_4$  são obtidos da condição de potenciais iguais nos eletrodos 1, 2, 3, e 4 quando todos os transmissores estariam ligados.

Além de permitir a análise qualitativa com a alta resolução lateral, a FSEM e os parâmetros DNME permitem reduzir o grau de liberdade nos processos de inversão do modelo, ao mesmo tempo que permite a separação do campo eletromagnético e do campo IP. Programas como o Geoprep, YeeFD e LebedevFD (DRUSKIN e KNIZHNERMAN, 1994; WEISS e NEWMAN, 2002; DAVYDYCHEVA e DRUSKIN, 1999) já têm sido utilizados nas inversões dos modelos. As metodologias de inversão se baseiam em diversos algoritmos, dentre eles o algoritmo de Gauss-Newton com mínimos quadrados para problemas não-lineares. Eles têm em comum o uso de modelagem da condutividade elétrica proposto por Cole e Cole (1941) e aplicado por Pelton et al. (1978) nos efeitos IP:

$$\sigma(i\omega) = \sigma_0 \left( 1 - \frac{n}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \quad (4.39)$$

Onde  $n$  é o coeficiente IP de cargabilidade,  $\tau$  é a constante do tempo de decaimento do potencial IP, e  $c$  é a constante de relaxamento. Usualmente,  $0 \leq c \leq 1$ . A constante do tempo de decaimento  $\tau$  varia no intervalo de segundos a dezenas de segundos na presença de rochas de condutividade eletrônica (KOMAROV, 1980). Se  $n \neq 0$ ,  $\tau \neq 0$ , e  $c > 0$ , a

condutividade na Equação 4.39 torna-se complexa. No geral, a FSEM não requer longos offsets para obter grandes profundidades de investigação, mas analisam-se os tempos finais da curva de decaimento associando-se a profundidades maiores.

### 4.3.2 Incremento matemático

Davydycheva et al (2003) apresentam as abordagens matemática da técnica. Assim, considerando a equação do campo elétrico  $E$  no domínio da frequência:

$$\Delta \times \Delta \times E(i\omega) - i\omega\mu\sigma E(i\omega) + \omega^2\mu\epsilon E(i\omega) = i\omega\mu j_0(i\omega) \quad (4.40)$$

Pelas equações de Maxwell no domínio do tempo, vê-se:

$$\begin{aligned} \Delta \times H &= j_0(t) + j(t) + \epsilon \frac{\partial H}{\partial t}, \\ \Delta \times E &= -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \end{aligned} \quad (4.41)$$

Para eliminar o campo magnético  $H$ , vê-se que a densidade de corrente de excitação  $j_0(t) \approx e^{i\omega t}$ . Tem-se  $\epsilon$  a permissividade dielétrica do meio,  $\mu$  a permeabilidade magnética, e  $j(t)$  é a densidade de corrente da condutividade que obedece a Lei de Ohm generalizada:

$$j(t) = \int_{-\infty}^t \sigma(\tau) E(t - \tau) d\tau \quad (4.42)$$

Implica dizer que a Equação 4.42 a densidade de corrente  $j$  no momento  $t$  é conectada com a condutividade e o campo elétrico  $E$  em todos os momentos prévios do tempo. A convolução ocorre devido a acumulação de carga e criação de duplas camadas em interfaces líquido-mineral dentro do meio polarizável. Devido ao fato de a transformada de Fourier da convolução de duas variáveis ser o produto de suas transformadas, pode-se generalizar a Lei de Ohm no domínio da frequência da seguinte forma:

$$j(i\omega) = \sigma(i\omega) E(i\omega) \quad (4.43)$$

Agora, considerando o diferencial análogo da quantidade  $\sum_{A_1 A_2} \frac{\Delta_x^2 U}{\Delta_x U}$ , onde  $A_1$  corresponde ao dipolo  $A_1 B_1$ , e  $A_2$  ao dipolo  $A_2 B_2$  (Figura 18a) assume-se  $\rho(x, y, z)$  em  $z > 0$ . Assim, para a excitação do dipolo  $A_1 B_1$  e aplicando a Lei de Ohm ao elemento de volume  $\Delta_x \times \Delta_y \times \Delta_z$  tem-se:

$$\Delta_x U(A_1) = I_x(A_1) \rho(x, y, z) \frac{\Delta_x}{\Delta_z \Delta_y} \quad (4.44)$$

Onde  $I_x(A_1)$  é a corrente na direção  $x$  gerada pelo transmissor  $A_1B_1$ . Então, assumindo  $\Delta_x$  pequeno o bastante, segue-se:

$$\frac{dU(A_1)}{dx} = I_x(A_1) \frac{\rho(x, y, z)}{\Delta_z \Delta_y} \quad (4.45)$$

Derivando a Equação 4.45 em relação a  $x$ , chega-se à expressão:

$$\frac{d^2U(A_1)}{dx^2} = j_z(A_1) \frac{\rho(x, y, z)}{\Delta_z} + \frac{\partial \rho(x, y, z)}{\partial x} \frac{I_x(A_1)}{\Delta_z \Delta_y} \quad (4.46)$$

De acordo com o Teorema de Gauss,

$$I_x(A_1) \Delta_x = j_z(A_1) \Delta_z \Delta_y \rightarrow \frac{dI_x(A_1)}{dx} = j(A_1) \Delta_y \quad (4.47)$$

Davydycheva et al (2003) ignoraram a corrente na direção  $y$  durante o tempo de corrente cortada.

Dividindo a Equação 4.46 pela Equação 4.45, segue-se:

$$\frac{d^2U(A_1)/dx^2}{dU(A_1)/dx} = \frac{j_z(A_1)}{dU(A_1)/dx} \frac{\rho(x, y, z)}{\Delta_z} + \frac{1}{\rho(x, y, z)} \frac{\partial \rho(x, y, z)}{\partial x} \quad (4.48)$$

Por outro lado, excitando o meio pelo dipolo  $A_2B_2$ . A analogia da Equação 4.48 é dada por:

$$\frac{d^2U(A_2)/dx^2}{dU(A_2)/dx} = \frac{j_z(A_2)}{dU(A_2)/dx} \frac{\rho(x, y, z)}{\Delta_z} + \frac{1}{\rho(x, y, z)} \frac{\partial \rho(x, y, z)}{\partial x} \quad (4.49)$$

Enquanto a diferença das expressões 4.48 e 4.49 é a seguinte:

$$\sum_{A_1 A_2} \frac{d^2U(A_1)/dx^2}{dU(A_1)/dx} = \left( \frac{j_z(A_1)}{dU(A_1)/dx} - \frac{j_z(A_2)}{dU(A_2)/dx} \right) \quad (4.50)$$

Devido ao fato de ambos os termos das equações 4.48 e 4.49 terem os mesmos sinais, mas correntes de direções opostas, a soma adquire sinal negativo.

Esse é o chamado “Registro Elemento por Elemento”.

## 5 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

### 5.1 MAGNETOMETRIA

A magnetometria foi utilizada para mapear o dique de diabásio que tem papel importante na definição de compartimentos cársticos, entende-se que para tais regiões diques funcionam como barreira natural da água subterrânea. O conteúdo de magnetita (Figura 20) nestes diques, e o forte contraste em relação às rochas encaixantes na região do estudo fazem da magnetometria uma excelente ferramenta de mapeamento.

**Figura 20 – Indícios de presença e alteração do dique na área de estudo: magnetita disseminada em superfície e polos em um ímã.**



Rochas que ocorrem na forma de diques e associadas com magnetita (corpos alongados e contínuos em profundidade), com direção transversal ao norte magnético, na região estudada, fornecem anomalias magnéticas bem característica com forma semelhante à mostrada na Figura 5a do capítulo "Resultados". Deve-se lembrar, contudo, que a resposta com baixo magnético para o lado sul e alto para o lado norte só ocorre para um campo magnético indutor semelhante ao atual, dito campo normal. Se o campo indutor pretérito, por ocasião da solidificação/formação da rocha, tiver sido diferente do atual, outras formas de anomalia podem ser encontradas para os mesmos corpos nesta mesma latitude, até mesmo a forma reversa, com o alto magnético do lado sul. A geometria dos

corpos magnéticos também influencia a anomalia que produzem.

Durante a aquisição dos dados magnetométricos, uma estação base foi mantida fixa num ponto de boa repetibilidade de leitura, para controle e correção da variação magnética diurna, enquanto eram feitas medidas no perfil apresentado na Figura 1 no mapa de localização. Ambos magnetômetros, de base e de linha foram GSM19 de fabricação GEM Systems (Figura 21), magnetômetros de prótons, com efeito Overhauser e sensibilidade de 0,01 nT pertencentes à Geodecon Geologia e Geofísica LTDA.

No tratamento dos dados, o primeiro passo consistiu em analisar as medidas da estação base, para certificar-se de que o período de levantamento foi de campo magnético externo calmo. Na linha, duas ou três medidas foram feitas em cada ponto distantes 10 metros um do outro, correspondendo ao mesmo perfil de 520 metros, investigado no levantamento IP-Resistividade, posteriormente foi escolhida a melhor repetição ou média de medidas próximas.

**Figura 21 – Magnetômetro GSM 19 (GEM Systems).**



## 5.2 IP-RESISTIVIDADE

O sistema de aquisição IP-resistividade SYSCAL Pro de fabricação da empresa francesa IRIS Instruments (Figura 22) foi utilizado na presente investigação geofísica. A mesma unidade transmite a corrente e mede a diferença de potencial, comutando automaticamente até 72 eletrodos pertencente à Geodecon Geologia e Geofísica LTDA . A potência do equipamento é de 1200 watts, com alimentação de motor-gerador e conversor AC/DC. Este instrumento de última geração, com perfeita sincronia entre corrente transmitida e diferença de potencial medida, aliado a uma estatística robusta de medida

com pulso quadrado que se repete em vários ciclos completos, assegura a melhor precisão possível de medidas para determinação da resistividade.

**Figura 22 – Sistema de aquisição IP-resistividade na área de estudo, modelo SYSCAL Pro Switch ligado a uma bateria como fonte externa próximo à estaca 180. Comuta automaticamente os eletrodos conectados ao cabo laranja.**



Foi utilizado um conjunto de baterias alimentando o equipamento, eletrodos espaçados a cada 20 metros na linha de aquisição de 520 metros. Fez-se aquisição inicial no sentido direto (de 0 a 520 m) e outra aquisição no sentido reverso (de 520 a 0 m) com a emissão de onda quadrada com pulso 1 segundo com repetibilidade de 7 a 10 ciclos, registrando simultaneamente o decaimento IP, e conseqüentemente, a diferença de potencial utilizada nas seções de resistividade. Posteriormente foi realizado o mesmo levantamento para os pulsos de 2, 4 e 8 segundos.

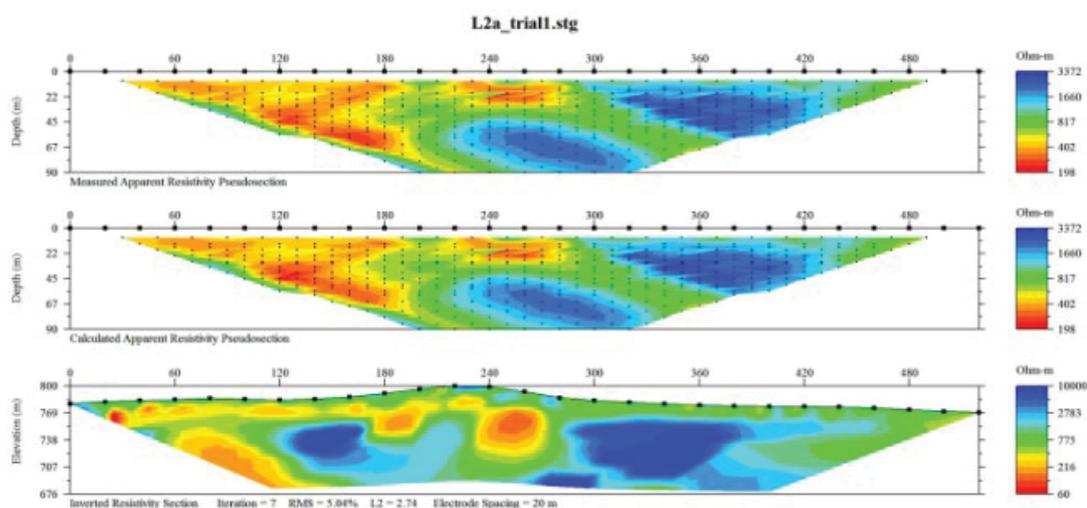
O arranjo de eletrodos utilizado no caminhamento elétrico foi o dipolo-dipolo por ser um arranjo simétrico, dentre os quais possui menor influência de ambigüidades relacionados a variações laterais, embora a característica principal do caminhamento elétrico é a detecção de estruturas com variações laterais.

O menor espaçamento entre eletrodos A-B e M-N é de 20 metros. O passo de mudança do arranjo também foi de 20 metros. O espaçamento do dipolo-dipolo foi de 20 e 40 metros, atingindo maiores profundidades com sinal confiável. Como resultado se tem uma pseudo-seção com amostragem densa (Figura 23 ).

No topo dos quadros de resultados da Figura 23, vê-se a pseudo-seção medida e no centro, a pseudo-seção calculada a partir da seção modelo ou seção “real” da base da figura. Note-se que cada ponto nas pseudo-seções indica uma medida.

O ajuste entre as pseudo-seções calculadas e as observadas pode ser apreciado tanto visualmente, comparando as seções, como pelos valores de RMS percentual (RMS) e da norma “L2”, que aparecem na base da Figura 23. Um ajuste bom não é garantia de que os modelos obtidos refletem com exatidão a situação real, mas é indicação de que o modelo 2D assumido na modelagem numérica é compatível com os dados ou os explica satisfatoriamente. Assume-se que as seções modelo aproximam-se da distribuição real da resistividade e são por isto utilizadas na interpretação.

**Figura 23 – Exemplo de quadro de resultados da inversão 2D da resistividade usando pulso de 2 segundos no sentido direto.**



O software EARTHIMAGER 2D (AGI Inc.) foi utilizado para modelar as pseudo-seções de resistividade e de IP, no processo conhecido como inversão 2D. Trata-se de um processo iterativo, que a partir de um modelo inicial (valor médio de resistividade medida ou a própria pseudo-seção), busca iterativamente a seção modelo, também chamada seção “real”, capaz de reproduzir a pseudo-seção observada, dentro de um erro aceitável.

### 5.3 FSEM

A aquisição da técnica FSEM neste trabalho consistiu basicamente em se utilizar dos dados obtidos no levantamento IP-resistividade, manipulando-os através de uma simples combinação linear.

O arquivo gerado no SYSCAL é de formato ".bin" que pode ser visualizado em softwares como o Prosys (Figura 24), onde são vistas as colunas "Spa1" a "Spa4", correspondendo, respectivamente, aos eletrodos A, B, M e N. Seguidamente, têm-se as janelas de resistividade, desvio médio, cargabilidade, potencial espontâneo, voltagem primária, corrente, e resistência de contato.

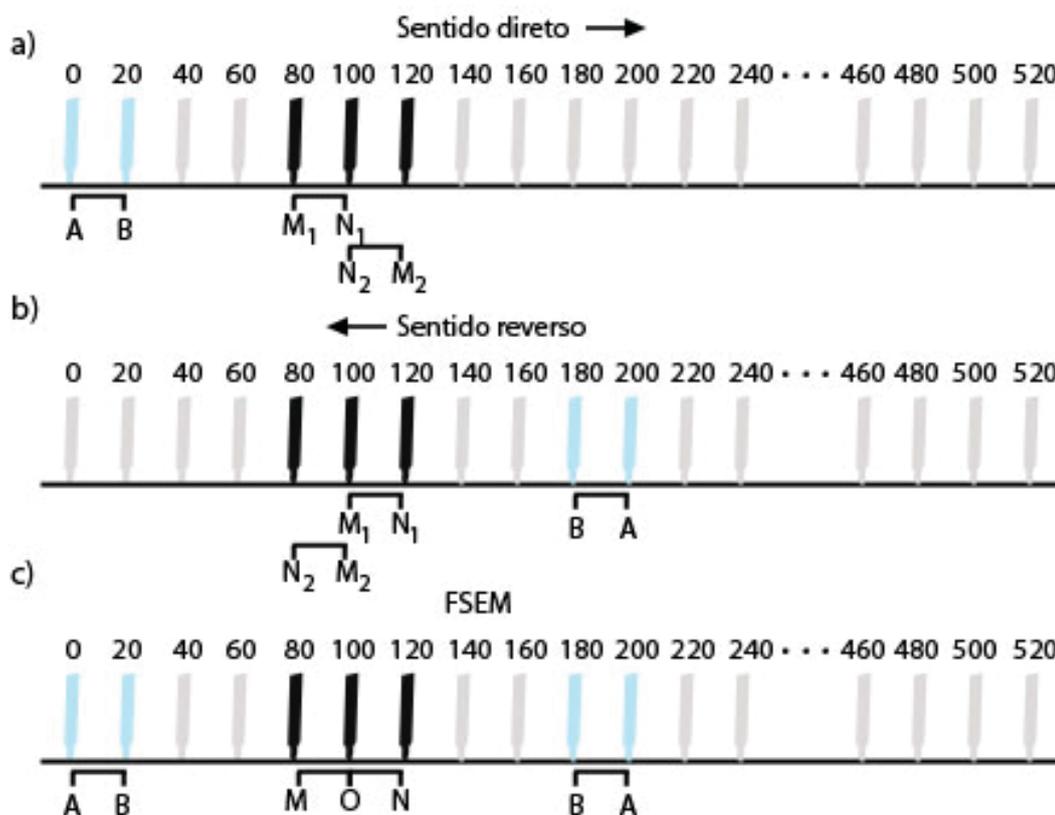
Figura 24 – Visualização dos dados IP-resistividade no Prosys com seleção dos níveis 3 e 4 do caminhamento elétrico sentido direto para o pulso de 2 segundos.

#	Etenary	Spa.1	Spa.2	Spa.3	Spa.4	Rho	Dev	M	Sp	Vp	In	Rn-Check
1	Mixed / non converto...	0.00	20.00	40.00	60.00	420.41	0.09	13.23	95.2	-693.290	621.676	0.61
2	Mixed / non converto...	0.00	20.00	80.00	80.00	511.45	0.26	15.16	-8.6	-703.054	621.676	0.69
3	Mixed / non converto...	0.00	20.00	80.00	100.00	730.07	0.34	7.97	0.6	-120.332	621.676	0.63
4	Mixed / non converto...	0.00	20.00	100.00	120.00	793.37	0.36	0.60	163.0	-63.436	621.676	0.46
5	Mixed / non converto...	0.00	20.00	140.00	140.00	1028.37	0.91	-7.99	217.4	-607.612	621.676	0.40
6	Mixed / non converto...	0.00	20.00	160.00	160.00	1321.25	2.09	-7.18	741	-25.939	621.676	0.67
7	Mixed / non converto...	0.00	20.00	180.00	200.00	1079.44	3.13	-1.92	92.9	-14.634	621.676	0.90
8	Mixed / non converto...	0.00	20.00	200.00	220.00	799.95	3.96	-1.44	41.0	-7.891	621.676	1.03
9	Mixed / non converto...	0.00	20.00	220.00	240.00	1034.61	3.90	2.16	-36.1	-77.795	621.676	1.31
10	Mixed / non converto...	0.00	40.00	80.00	120.00	493.29	0.37	6.77	162.3	-29.985	597.614	0.65
11	Mixed / non converto...	0.00	40.00	120.00	160.00	659.17	0.54	0.91	-185.2	-130.615	597.614	0.43
12	Mixed / non converto...	0.00	40.00	160.00	200.00	715.50	1.29	2.51	6.1	-56.711	597.614	0.71
13	Mixed / non converto...	0.00	40.00	200.00	240.00	529.71	1.29	0.51	76.5	-21.393	597.614	1.25
14	Mixed / non converto...	0.00	40.00	240.00	280.00	770.75	0.68	-5.89	-1.1	-17.454	597.614	1.12
15	Mixed / non converto...	0.00	40.00	280.00	320.00	895.37	1.33	11.54	113.9	-12.107	597.614	0.58
16	Mixed / non converto...	0.00	40.00	320.00	360.00	1535.76	1.91	-9.00	-37.0	-14.491	597.614	0.39
17	Mixed / non converto...	0.00	40.00	360.00	400.00	1227.46	1.96	-9.85	5.1	-11.410	597.614	0.48
18	Mixed / non converto...	0.00	40.00	400.00	440.00	434.11	0.06	9.69	-3.1	-1102.391	596.334	0.59
19	Mixed / non converto...	0.00	40.00	440.00	480.00	513.91	0.31	3.28	-52.4	-168.071	596.334	0.69
20	Mixed / non converto...	0.00	40.00	480.00	520.00	702.20	0.82	1.98	-42.9	-94.707	596.334	0.74
21	Mixed / non converto...	0.00	40.00	520.00	560.00	961.28	1.45	7.13	40.7	-30.891	596.334	0.96
22	Mixed / non converto...	0.00	40.00	560.00	600.00	626.39	1.16	7.40	-25.5	-19.926	596.334	0.91
23	Mixed / non converto...	0.00	40.00	600.00	640.00	897.43	2.38	-12.22	70.4	-15.760	596.334	0.59
24	Mixed / non converto...	0.00	40.00	640.00	680.00	1227.46	3.34	-10.00	60.3	-14.194	596.334	0.44
25	Mixed / non converto...	0.00	40.00	680.00	720.00	1747.39	3.40	-9.63	3.5	-13.730	596.334	0.46
26	Mixed / non converto...	20.00	40.00	80.00	80.00	414.33	0.10	8.08	-9.2	-703.120	639.756	0.67
27	Mixed / non converto...	20.00	40.00	80.00	100.00	319.86	0.62	7.29	0.3	-135.701	639.756	0.64
28	Mixed / non converto...	20.00	40.00	100.00	120.00	334.62	1.06	8.78	169.0	-56.819	639.756	0.46
29	Mixed / non converto...	20.00	40.00	120.00	140.00	326.54	1.58	14.00	211.2	-27.707	639.756	0.48
30	Mixed / non converto...	20.00	40.00	140.00	160.00	443.15	2.89	14.65	31.0	-37.467	639.756	0.54
31	Mixed / non converto...	20.00	40.00	160.00	180.00	421.73	5.26	16.45	73.4	-12.790	639.756	0.65
32	Mixed / non converto...	20.00	40.00	180.00	200.00	300.32	7.08	25.68	80.5	-6.067	639.756	0.90
33	Mixed / non converto...	20.00	40.00	200.00	220.00	231.46	9.91	26.96	-40.3	-12.272	639.756	1.04
34	Mixed / non converto...	20.00	40.00	220.00	240.00	343.93	3.79	25.11	-36.4	-19.627	639.756	1.21

Devido a necessidade de se realizar a combinação com dois valores de voltagem, a fim de se obter a voltagem referente ao eletrodo central  $O$  da Figura 19b, torna-se vantajoso selecionar no próprio Prosys os níveis que se deseja analisar.

A Figura 25 apresenta o esquema de aproveitamento de dados referente à aquisição IP-resistividade para quando a distância BM é de 60 metros. Neste ponto, entende-se o motivo de se utilizar o arranjo simétrico dipolo-dipolo no sentido reverso e direto. O caminhamento da técnica FSEM em c) é feita movendo todo o arranjo no sentido direto.

Figura 25 – Esquema de aquisição IP-resistividade com aproveitamento de dados para o FSEM para os níveis 3 e 4. A e B são eletrodos de corrente, M e N são eletrodos de potenciais.



Dentre os principais objetivos da técnica FSEM na análise quantitativa está o aumento da profundidade de investigação. Conforme se analisa tempos tardios da curva de decaimento IP, maiores profundidades são investigadas, de modo que ultrapassa àquela referente aos níveis selecionados. Esse tipo de análise traz grande informação devido ao fato de, quanto mais se aumenta o offset, e conseqüentemente o aumento da distância BM, perde-se muito mais informações relacionadas ao início e final do perfil, tendo vista que a focalização da corrente ocorrerá no eletrodo central  $O$ . Dessa maneira, pode-se fazer a distinção entre dois tipos de focalização da corrente elétrica. A focalização de corrente

quando a combinação é feita com a voltagem primária (Equação 4.24), e a focalização quando a combinação é feita com a voltagem secundária (Equação 4.25).

Na focalização com a voltagem secundária (Equação 4.25), seria útil registrar a forma de onda completa, mas não havendo tal registro, como é o presente caso, recorre-se à recuperação da voltagem secundária por intermédio das janelas de largura e seus respectivos tempos (Equação 4.17), para enfim realizar a combinação linear. Cada escolha do tempo da onda quadrada, tal como de 1 segundo e até mesmo 8 segundos, possuem tamanhos de janelas diferentes, aqui separados em 20 janelas do modelo Cole-Cole, escolhido antes da aquisição.

Para a focalização com voltagem primária (Equação 4.24) exporta-se o "Spreadsheet" pelo Prosys com o formato de texto (.txt) que poderá ser manuseado facilmente em programas como MatLab e Excel. As tabelas 1 e 2 apresentam os valores de voltagem primária para as respectivas posições de dipolos.

**Tabela 1 – Voltagem primária do levantamento de resistividade no sentido direto para os três primeiros pares dos níveis 3 e 4.**

A	B	M	N	Vp
0	20	80	100	-120.392
0	20	100	120	-63.436
20	40	100	120	-56.819
20	40	120	140	-27.707
40	60	120	140	-54.226
40	60	140	160	-36.481

**Tabela 2 – Voltagem primária do levantamento de resistividade no sentido reverso para os três últimos pares dos níveis 3 e 4.**

A	B	M	N	Vp
200	180	120	100	-45.638
200	180	100	80	-26.088
220	200	140	120	-38.777
220	200	120	100	-17.693
240	220	160	140	-53.904
240	220	140	120	-30.099

Para o primeiro par da Tabela 1, pela Equação 4.20 tem-se:

$$\Delta U = \Delta U_1 + \Delta U_2$$

$$\Delta U = -120.392 + (-63.436)$$

$$\Delta U = -183.828$$

Pela Equação 4.21 tem-se:

$$\begin{aligned}\Delta^2 U &= \Delta U_1 - \Delta U_2 \\ \Delta^2 U &= -120.392 - (-63.436) \\ \Delta^2 U &= -56.956\end{aligned}$$

Dessa forma, a Equação 4.24 que representa a focalização a partir da voltagem primária, permanece:

$$\begin{aligned}P_0 &= \frac{\Delta^2 U_0}{\Delta U_0} \\ P_0 &= \frac{-56.956}{-183.828} \\ P_0 &= 0.3098\end{aligned}$$

Por outro lado, realizando a focalização do sentido reverso, pela Tabela 2, tem-se:

$$\begin{aligned}\Delta U &= \Delta U_1 + \Delta U_2 \\ \Delta U &= -45.638 + (-26.088) \\ \Delta U &= -71.726\end{aligned}$$

De forma análoga, segue-se:

$$\begin{aligned}\Delta^2 U &= \Delta U_1 - \Delta U_2 \\ \Delta^2 U &= -45.638 - (-26.088) \\ \Delta^2 U &= -19.55\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}P_0 &= \frac{\Delta^2 U_0}{\Delta U_0} \\ P_0 &= \frac{-19.55}{-71.726} \\ P_0 &= 0.2726\end{aligned}$$

Pelo somatório do sentido direto e reverso, implica a focalização final:

$$P_0 = 0.3098 + 0.2726$$

$$P_0 = 0.5824$$

Após realizar tal procedimento para cada passo de amostragem do dipolo, monta-se o gráfico com os valores normalizados. Evidentemente, o mesmo procedimento é feito para quando se tem a voltagem secundária.

Entende-se que a aquisição no sentido reverso traz desvantagens quanto ao uso da técnica no quesito tempo de aquisição, uma vez que se comporta como uma segunda aquisição. Entretanto, até mesmo em levantamentos de IP com arranjo polo-dipolo que comumente é feito no sentido direto e reverso a fim de se reduzir as ambiguidades, convém que a chamada "segunda aquisição" é imprescindível para amenizar as ambiguidades. Contudo, quando as informações de focalização FSEM são levadas ao modelo de inversão Cole-Cole, torna-se uma ferramenta de grande valia, de modo que por meio deste, maiores profundidades de investigação são alcançadas sem a necessidade de maiores aberturas de offsets, bastando então analisar janelas de tempos tardios da curva de decaimento IP.

## 6 RESULTADOS

Geophysical Prospecting Manuscript Proof



## Geophysical Prospecting

**Focused Source Electromagnetic and Differentially Normalized Method: approaches and application to groundwater**

Journal:	<i>Geophysical Prospecting</i>
Manuscript ID	GP-2018-2664
Manuscript Type:	Original Manuscripts
Date Submitted by the Author:	13-Feb-2018
Complete List of Authors:	Souza de Araujo, Oziel; Universidade Federal do Parana Setor de Ciencias da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia; Geodecon Geologia e Geofísica LTDA Chemas Hindi, Eduardo; Universidade Federal do Parana Setor de Ciencias da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia Rigoti, Augustinho; Geodecon Geologia e Geofísica LTDA Rigoti, Fábio; Geodecon Geologia e Geofísica LTDA
Keyword:	Focused Source Electromagnetic, IP-resistivity, Groundwater
Note: The following files were submitted by the author for peer review, but cannot be converted to PDF. You must view these files (e.g. movies) online.	
main.tex main.bbl wiley-article.cls vancouver-authoryear.bst sample.bib	

SCHOLARONE™  
Manuscripts

---

**ORIGINAL ARTICLE**

# Focused Source Electromagnetic and Differentially Normalized Method: approaches and application to groundwater

Oziel Souza de Araújo<sup>1,2\*</sup> | Eduardo Chemas Hindi<sup>1</sup> |  
Augustinho Rigoti<sup>2</sup> | Fábio Henrique Rigoti<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia,  
Universidade Federal do Paraná, Curitiba,  
Paraná, 81531-980, Brazil

<sup>2</sup> Geodecon Geologia e Geofísica LTDA,  
Curitiba, Paraná, 81540-260, Brazil

**Correspondence**

Programa de Pós-Graduação em Geologia,  
Universidade Federal do Paraná, Curitiba,  
Paraná, 81531-980, Brazil  
Email: ozsa@msn.com

**Funding information**

Geophysical investigations using conventional techniques applied to groundwater exploration can often present strong limitations. Intrusions and complex 3D formations at different depths may be responsible for signal attenuation and variations in electrical current. Providing a higher signal-to-noise ratio, we presented the partial development and application of the technique known as Focused Source Electromagnetic (FSEM) and approaches of the Differential Normalized Method. It was performed a geoelectric survey with IP-resistivity profiling with a two-way dipole-dipole array with 20-meter spacing, along with a profile of 520 meters in a karst environment sectioned by diabase dike. Qualitative models of FSEM and 2D IP-resistivity were obtained, allowing to delimit the conductive zone associated to the karstic aquifer. These techniques have great potential in the aid of groundwater exploration since making a simple linear combination of the conventional geoelectric data eliminates the effects caused by unwanted surface structures.

**KEYWORDS**

Focused Source Electromagnetic, groundwater, IP-resistivity

## 1 | INTRODUCTION

Integration of geophysical methods has been thoroughly explored in the literature in order to reduce the equivalence of models and ambiguity in geophysical interpretation (Persson and Erlström 2015; Bedrosian et al. 2016; Spicer 2016; Xing et al. 2016; Tschirhart et al. 2017). Adding new techniques to the solution of a prospective problem as objectified in this paper is promising.

In shallow and intermediate investigations, geoelectric methods can be efficient and cost-effective. Properly calibrated, the electrical soundings with different electrode configuration can have excellent resolution, provided there is a significant contrast between the resistivity of the regional background and the areas of interest. Some studies with conventional geophysical application have been applied in karst terrains (Bumpus and Kruse 2014; May and Brackman 2014; Meyerhoff et al. 2014; Ismail and Anderson 2012; Jacob et al. 2010; Nyquist et al. 2007). However, the use of unconventional techniques is still little. In geoelectric methods, owing to the fact that the electric current spreads in direction of the lower resistivity, the influence of lateral geological heterogeneities can cause distortions in the electric current flow. Conventional geoelectric techniques, due to signal convolution, such effects mask the measured responses and may even be able to displace anomalies.

For these reasons, geophysical investigations with conventional methods for the exploration of groundwater also continue with strong limitations and may involve high costs, complex acquisition logistics, high ambiguity in responses and low signal- noise ratio. Among the main problems faced by electrical and electromagnetic methods in these types of probes are those represented by the current flow dispersion, IP (Induced Polarization) effects, cultural noises and shallow lateral heterogeneities; putting in question the reliability of the model found, since different models are able to provide the same geophysical response as can be seen in Veeken et al. (2009a) and Veeken et al. (2009b).

By this bias, due to the dispersion of electric current, the electrical soundings have good resolution at shallow exploration depths, but low resolution with increasing depth. In contrast, a resistive body in the middle of conductive zones can be invisible to conventional techniques of geoelectric methods, making the interpretation ambiguous. Also, the sedimentary cover can behave as conductive when saturated or can have high resistivity when the water level is deep, resulting in dry coverings. Furthermore, dry voids behave as resistant zones, which are more difficult to detect than if the voids are saturated, in the middle of the more resistant rock.

The electric conduction in sediments and rocks near the surface is basically electrolytic, along with interconnected pores. The ions conducting the electrical current result from the dissociation of salts in the water. The salinity of the percolation waters is an important factor in determining the electrical conductivity of a rock or sediment, another important factor for geoelectric prospecting is the effect of clay minerals on resistivity. Clay particles are an additional way of conducting electric current, in addition to the electrolyte path. The high resistivity of this additional path is very low. The reason for this high conductivity is in the double layer of cations of the clay minerals.

Conductivity anomalies (conductive or low resistivity areas) may occur in impermeable rocks such as granitic, basaltic and limestone rocks due to fracture zones where percolation becomes possible or as a result of dissolution in limestone rocks. Such structures may be problems for engineering projects, but are often the targets of interest in hydrogeological research, because they may constitute aquifers. Here it was assumed that the process of formation of the karst aquifer in question had changes in the chemical properties of the water allowing the mineralized water to acquire alkaline properties. In the same way that the water/rock interface and its physical-chemical characteristics are sufficiently contrasting to provide induced polarization (IP) anomalies.

We present the partial development, operability and applicability of Focused Source Electromagnetic (FSEM) and approaches of the Differentially Normalized Method (DNME) integrated with others geophysical techniques applied to groundwater. Davydycheva and Rykhliniski (2011) explain some differences and similarities between the approach of

Veeken et al. (2009a) and Veeken et al. (2009b) about the DNME and the FSEM presented by Davydycheva et al. (2006). Here, the operability of this method is designed to facilitate the interpretation of electrical potential data through qualitative analysis, and contribute significantly to the resolution power of wells for groundwater.

The DNME methodology was developed to solve some critical problems in the resolution and delineation of hydrocarbon accumulations. In particular, the method is sensitive to resistivities and IP parameters. Davydycheva and Rykhliniski (2011) showed that due to high resolution, the FSEM detects and allows visual separation of responses from deep resistive structures, something that conventional measurements of the geoelectric methods alone do not. Case studies show that the predictive power of the method is high (Legeydo 1998). However, the application to water resources has not yet been reported. Its application has been mainly focused on oil exploration.

## 2 | GEOLOGIC SETTING

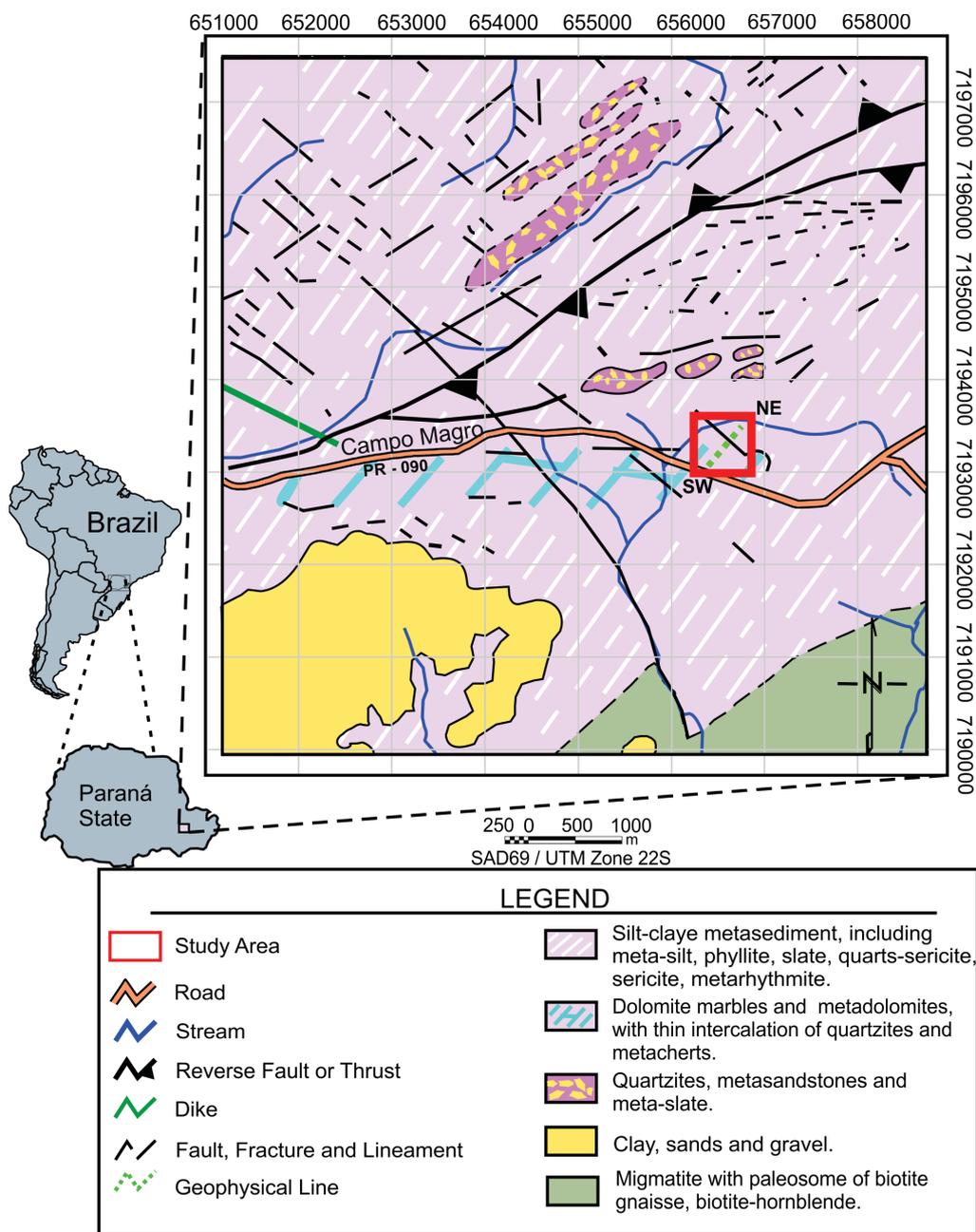
The limited area that integrates the distribution of carbonate rocks of the karst aquifer in the State of Paraná - Brazil, with lands in which they develop in the Proterozoic sequences covers an area of approximately 5740 km<sup>2</sup>. From this area, previous work allowed us to define a calibration target, observed in Figure 1, according to the peculiarities in the geomorphological, structural, faciological and geophysical responses to the work. The target is located in the municipality of Campo Magro, metropolitan region of Curitiba city. It is inserted in the Capiru Formation, in the Açungui Group, in the presence of silty-clayey metasediments, dolomite marbles, and metadolomites.

The quartzites are present in metric layers with gradations for phyllites. They can form lenses intercalated in metadolomites and phyllites. Metacarbonatic rocks occur in thick lenticular bodies and are generally massive, sometimes silty packages. These rocks are sectioned by a set of basic dikes derived from the magmatic activities recorded in the Mesozoic. Phyllites and other silty-clayey sediments are distributed in thick packets, often containing thin layers of hematite and/or graphite and also preserved sedimentary structures. Diabase dikes in this region have surfaces with areas of extensions and thicknesses very variable, usually medium and more rarely, gross particle size. Diabase, diorite, porphyry diorite and quartz-diorite are described by Bigarella and Salamuni 1958; Fuck et al. 1971 and Fiori 1992.

## 3 | GEOPHYSICAL ACQUISITION

For magnetometric investigation, we used the GEM Systems manufactured magnetometers GSM19, proton magnetometers with Overhauser effect and sensitivity of 0.01 nT. In the data processing, the first step consisted in making sure that the survey period was of a calm external magnetic field. In the line, three measurements were made at each point, to later be chosen the best repetition or average of measures nearby. With measurements made every 10 m, the magnetometric profile was performed transversal to the geomorphological structure, and the length of 520 m.

For the geoelectric measurements, it was used the IP-resistivity acquisition system SYSCAL Pro of the French company IRIS Instruments. The same unit transmits the current and measures the potential difference, automatically switching up to 72 electrodes. The power of the equipment is 1200 watts, with motor-generator power and AC / DC converter. The horizontal electric dipole technique (HED) was applied in the resistivity tests. The IP measurements can be made with the same configuration and in a simultaneous process to the acquisition of HED. This provides a great advantage when it is not a very heterogeneous geological environment and that it be the shallow investigation. Although simple steel electrodes have been used, the chargeability measurements in this area tend to be satisfactorily accurate. The main factor for achieving reliable IP measurements with simple steel electrodes is the efficiency with which modern equipment compensates the self-potential (SP) and the polarization of electrodes at time zero of the square wave,



**FIGURE 1** Simplified geological map showing the study area. (Modified from MINEROPAR 2006).

besides the adequate electric current. Moreover, for the FSEM technique, simple steel electrodes may be used rather than using non-polarizable electrodes and solutions as required in traditional IP method surveys (Davydycheva and Rykhlinski 2011).

Under the same magnetometric profile, the measurements of resistivity and IP were carried out, for then be used on the technique FSEM. We used the HED oriented in two directions: normal, SW-NE; and reverse, NE-SW ( Figure 1 ). The array HED used was dipole-dipole AB of 20 and 40 m length, and the distance from the transmitting dipole to the nearest receiving electrode was 20 m, the changeover step of the arrangement was 20 m. The current generated established in the transmitting dipoles was around 800 mA. The transmitter generated a sequence of square wave alternating-sign of low-frequency pulses with pauses between them. The duration of the pulses and the pauses were 1 up to 8 s. On other hand, the quality control was fulfilled at each measurement station, 10 measurement accumulations were acquired to control the data repeatability. The square pulses of alternating polarity allowed removing static, industrial, and magnetotelluric noise. The natural electrical potential (SP) was automatically compensated (zeroed) by the receiver. After these measurements, parameters for DNME use were obtained.

#### 4 | A BRIEF REVIEW OF FSEM AND DNME

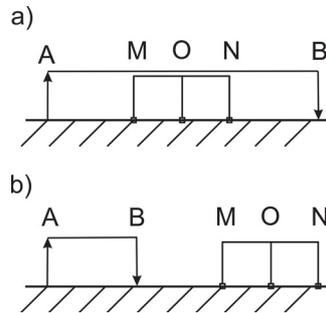
Davydycheva et al. (2015) allude that the Focused Source Electromagnetic technique (FSEM) has a long history in Russia since the 1980s (Bubnov et al. 1984; Dmitriev and Davydycheva 1989; Davydycheva and Rykhlinski 2011; Davydycheva et al. 2015). An earlier version of this technique is known as Differentially Normalized Method (DNME).

Nowadays, there is a certain distinction between DNME and FSEM when we look to the history of the publication (Mandelbaum and Shamal 1990; Legeydo et al. 1990; Legeydo et al. 1996; Legeydo 1998; Davydycheva et al. 2006; Davydycheva and Rykhlinski 2009; Ivanov 2009; Legeydo et al. 2011; Veeken et al. 2009a; Veeken et al. 2009b; Davydycheva and Rykhlinski 2011; Ageenkov et al. 2012; Davydycheva et al. 2015), because in fact, it can be said that the FSEM encompasses the concepts of the DNME with subtle modifications, just as the school that deals with the DNME has other approaches. Regardless of it can be said that the works like of Mandelbaum and Shamal (1990), Legeydo et al. (1996) and Veeken et al. (2009a) that the DNME became more widespread internationally, not infrequently it has been treated not only as a technique but, as another parameter of IP, just as the chargeability is treated.

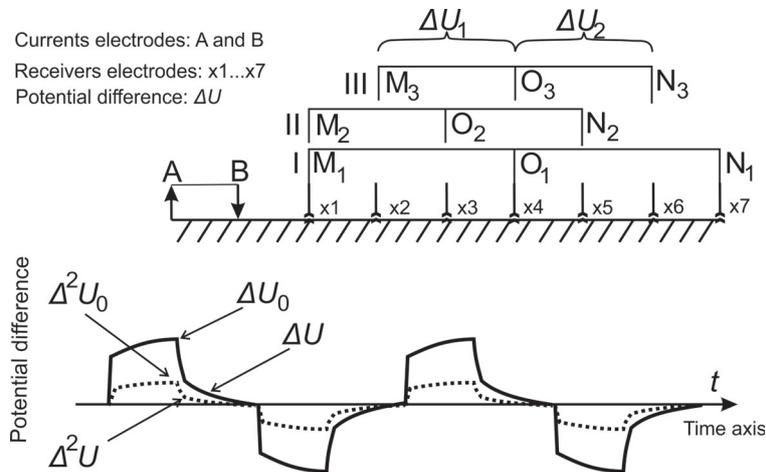
The idea of vertical focusing of the axial current had its origin in the studies of well logging resistivity with the tools Laterolog, in which the system of automatic focusing of the current is present, allowing to reduce the borehole and the shoulder bed effects (Doll et al. 1951; Suau et al. 1972). Bringing this system of automatic focusing out of the context of the Laterolog was possibly one of the greatest challenges of its idealizers.

There are already in the market manufacturers of unconventional equipment that are destined to the FSEM and DNME, however, this paper also aims to test the operation of the technique practical in the presented geological context, and consequently to optimize the service without adding large financial costs using the available conventional equipment

One of the basic features of the DNME is regarding the array of the receivers electrodes. Although not very widespread, the Lee array presents certain similarities with the arrays employed in the DNME. As briefly recalled by Orellana (1972), the Lee array consists of the Werner array plus a third potential electrode at the center O of the dipole MN (Figure 2a). For each station, two readings of resistivities corresponding to the AMOB and AONB array are made to obtain information about the heterogeneity of the terrain in the area where the potential electrodes are located. Among the main differences between Lee and the DNME parameter definition scheme is that the DNME deals with the initial array in the form of dipole-dipole with receivers electrodes external to the currents injection electrodes (Figure 2).



**FIGURE 2** (a) Lee array; b) Setup scheme dipole-dipole for DNME. Where AB are currents electrodes and MON are receivers electrodes.



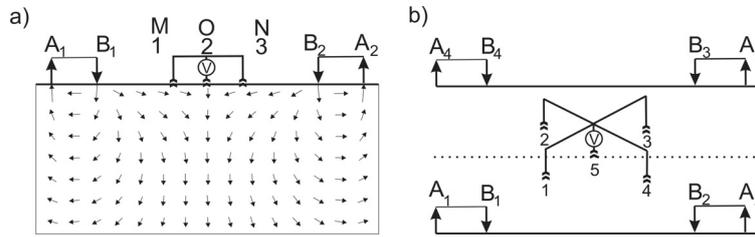
**FIGURE 3** Field acquisition setup. The current is introduced into the ground via the currents electrodes AB and the receivers register the potential between electrode points OM and ON. There are three receiver offsets: I, II and III. (Modified from Veeken et al. 2009b).

In the data acquisition steps, the AB transmitter generates a sequence of low-frequency square pulses with pauses between them. Both when the current is on and off, DNME parameter measurements are made, although the great majority of the parameters refer to the pause moments of the current.

Several convenient and diagnostic parameters are registered (Legeydo et al. 1996). Figure 3 illustrates a basic acquisition system with three offsets (I, II and III). The thick curve of potential difference axis corresponds to the record of the decay curve of the electric potential that can also be observed in the field. The dashed line corresponds to the normalized values of the potential difference.

Legeydo et al. (1996) define these curves as fundamental parameters of the DNME, where  $\Delta$  indicates the quantity measured in the field. The zero suffix specifies the measure of the potential that is made at the instant when the current turn-on.

The primary voltage measured at the instant of the current turn-on is  $\Delta U_0$ . So that the potential difference



**FIGURE 4** a) Setup for FSEM axial focusing, where  $A_1B_1$  and  $A_2B_2$  are transmitters and 1,2,3 are receivers electrodes. The small arrows below the transmitters and receivers represent the current flow in the subsurface. b) Setup for the complete focusing. There are four grounded dipole transmitters and five electrodes receivers. (Modified from Davydycheva and Rykhlinski 2011).

between the electrodes MO is  $\Delta U_1$ , and between the ON electrodes is  $\Delta U_2$ . And then, Veeken et al. (2009b) cite:

$$\Delta U = \Delta U_1 + \Delta U_2 \quad (1)$$

$$\Delta^2 U = \Delta U_1 - \Delta U_2 \quad (2)$$

$$P_0 = \frac{\Delta^2 U_0}{\Delta U_0} \quad (3)$$

$$P_1 = \frac{\Delta^2 U}{\Delta U} \quad (4)$$

Undoubtedly, the identities computed for being more complex will possibly be more difficult to analyze from equipment that does not register the decay curve continuously. On the other hand, the recovery features of the relaxation curve can be efficient. Probably, for qualitative analysis, as this paper aims, some of these parameters do not bring any relevant information.

Veeken et al. (2009b) cite others parameters like  $P_S$  that is not very sensitive to chargeability changes, as  $D_\phi$  strongly affected by the presence of polarizable materials, but for the qualitative analysis is not required.  $D$  indicates more complex computed quantity.

As in the Lee array, the dipole-dipole array is sensitive to local variations of resistivity even employing DNME. Thus, in order to reduce drastically the influence of shallow heterogeneities and contact resistance of the electrodes, it is necessary that in addition to the normalization of the potential difference, reverse measurements are also made (Figure 4), i.e. measured from a second transmitter symmetrical to the first, and subsequently the sum of the measurements relating to transmitter 1 and 2 is performed. Davydycheva et al. (2006) call this task "Element-by-element".

Davydycheva and Rykhlinski 2011 already treat the setup of Figure 4 as the FSEM technique, while Legeydo (1998) treated as a low-pass filter. Among the main advantages of the FSEM technique is that apparently reduces the distortion of the effects of unwanted shallow structures. These methodologies may be able to eliminate horizontal current at the receiver, besides the fact that this technique is insensitive to positioning imperfections of the injection electrodes and

the receivers and impedance of the injection electrodes.

Davydycheva and Rykhlinski (2009), Davydycheva and Rykhlinski (2011), and Davydycheva et al. (2015) showed that the advanced setup in Figure 4b presents a higher resolution in the target delineation than the axial setup (Figure 4a). But certainly, for conventional geoelectric survey equipment, the complete configuration can become a disadvantage. What's more, to raise groundwater research can also increase expensive costs.

Legeydo (1998) also presented studies adding two more receivers electrodes in the configuration that would be incomplete focusing, while Ageenkov et al. (2012) analyzed the influences of the axes' positions of the transmitters and receivers in the DNME circuit.

An observation, in Figure 4a shows the distribution of the direct current using the axial focusing configuration. It is clearly seen that the axial current, which is very strong in the vicinity of the transmitters, can be ignored in small areas of the receiver, with the vertical current prevailing below the electrodes. Likewise, the sensitivity of the vertical reading is sensed just below the central receiver electrode. Thus, the second potential difference  $\Delta^2 U$  measured by the receiver is proportional to total vertical current below the electrode.

Reanalyzing equation 4, it is easy to see normalization cited by (Legeydo, 1998)

$$P_1 = \frac{\Delta^2 U}{\Delta U}$$

$$P_1 = \frac{\Delta U_1 - \Delta U_2}{\Delta U_1 + \Delta U_2} = \frac{1 - \frac{\Delta U_1}{\Delta U_2}}{1 + \frac{\Delta U_1}{\Delta U_2}} \quad (5)$$

In other words, when using the simplified axial focusing setup Davydycheva et al. (2015) analyze two dipole and quadrupole ratios measured in each transmitter. Videlicet, the ratio of the first potential difference by the second difference, in order to obtain a linear combination of the measurements at the receivers, thereby providing the vertical focusing of the current. Thus, that authors consider the parameter  $\Delta U$  of equation 1 as  $f_1$ , which is the first parameter for focusing, while the second difference of the electric potential  $\Delta^2 U$  of equation 2 is the focusing parameter 2  $f_2$ , expressed by  $f_2 = U_1 - 2U_2 + U_3$ . The parameter  $P_1$  of equation 4 is treated kind of parameter strategical, resulting in the mathematical focusing, given by:

$$f_3 = \frac{U_1 - 2U_2 + U_3}{U_1 - U_3} = \frac{f_2}{f_1} \quad (6)$$

Mathematical focusing results in dimensionless magnitude. It is possible to work with the relative values  $R_x = \frac{1}{f_3}$  like Davydycheva et al. (2015).

In addition to allowing qualitative analysis with the high lateral resolution, the FSEM and the DNME parameters allow to reduce the degree of freedom in the processes of inversion of models, besides allowing the separation of the electromagnetic field and the IP field.

## 5 | PRACTICAL RESULTS

We present the total magnetic field (TMI) response in Figure 5a with profile base of 22800 nT, that line is a smoothed line with the maximum value of 23621.23 nT and minimum of 22195.97 nT. Although the geological map (Figure 1) indicates

the structure sectioned by the profile as a fracture zone, others previous field steps suggested the existence of a dike. Magnetite minerals have often been found in topographic lows near the study area, probably carried from existing dikes in topographic high. The contents of magnetite in these dikes and the strong contrast between the background rocks make of magnetometry an excellent mapping tool. Therefore, the main objective of using magnetometric data was to map the probable dike. Was obtained a magnetic low in the south portion of the line, and a magnetic high for the north portion. Then, a dike was inferred at the distance 215 m in Figure 5.

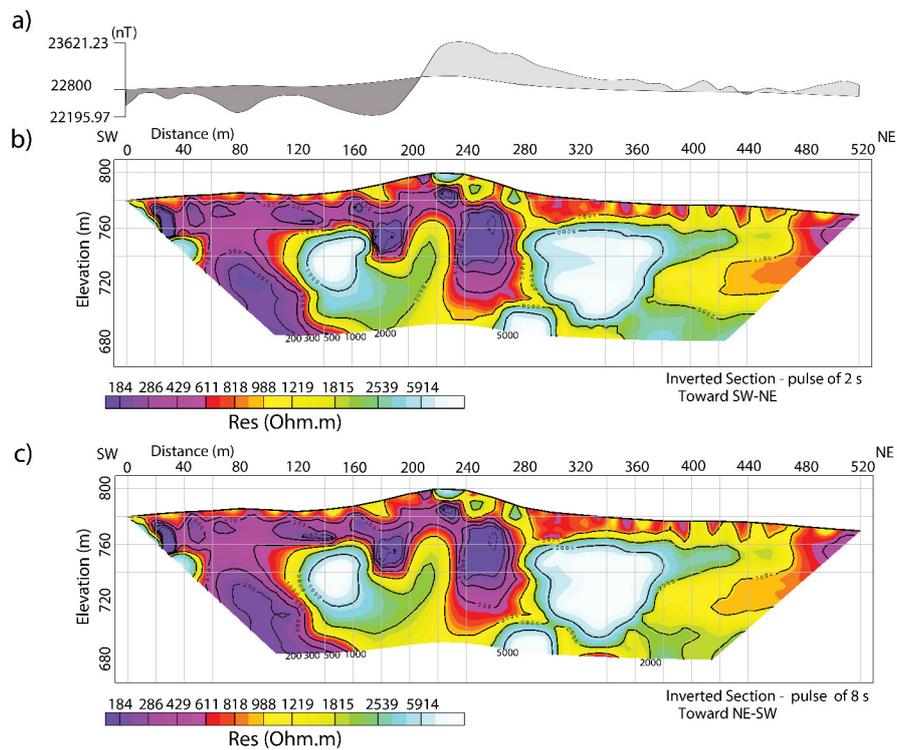
Indeed, dikes are as natural barriers of groundwater. In our field experiments, it is common to drill wells in karstic aquifers after the dike barrier toward where dissolution dolines are observed. The geomorphology of these karstic regions, in the study area, presents distinct characteristics due to the action of the dissolution phenomena on the carbonate rocks. This phenomenon produces a preferential relegation of certain portions of the terrain. Dolines were observed in the north part of the profile.

As expected, the pulse variations with 1, 2, 4 and 8 s did not represent great information to the sections of resistivity. The observed fact is that, when using the primary voltage (voltage of the direct current - DC) to obtain the apparent resistivity, there is not a relationship of dependence with the time of the pulse. Similarly, for this geological context, the direction of acquisition (oriented toward SW-NE and NE-SW) provides the same resistivity information when the inversion of the model is made. Figure 5b and 5c show resistivity response using a pulse of 2 s (SW-NE) and 8 s (NE-SW).

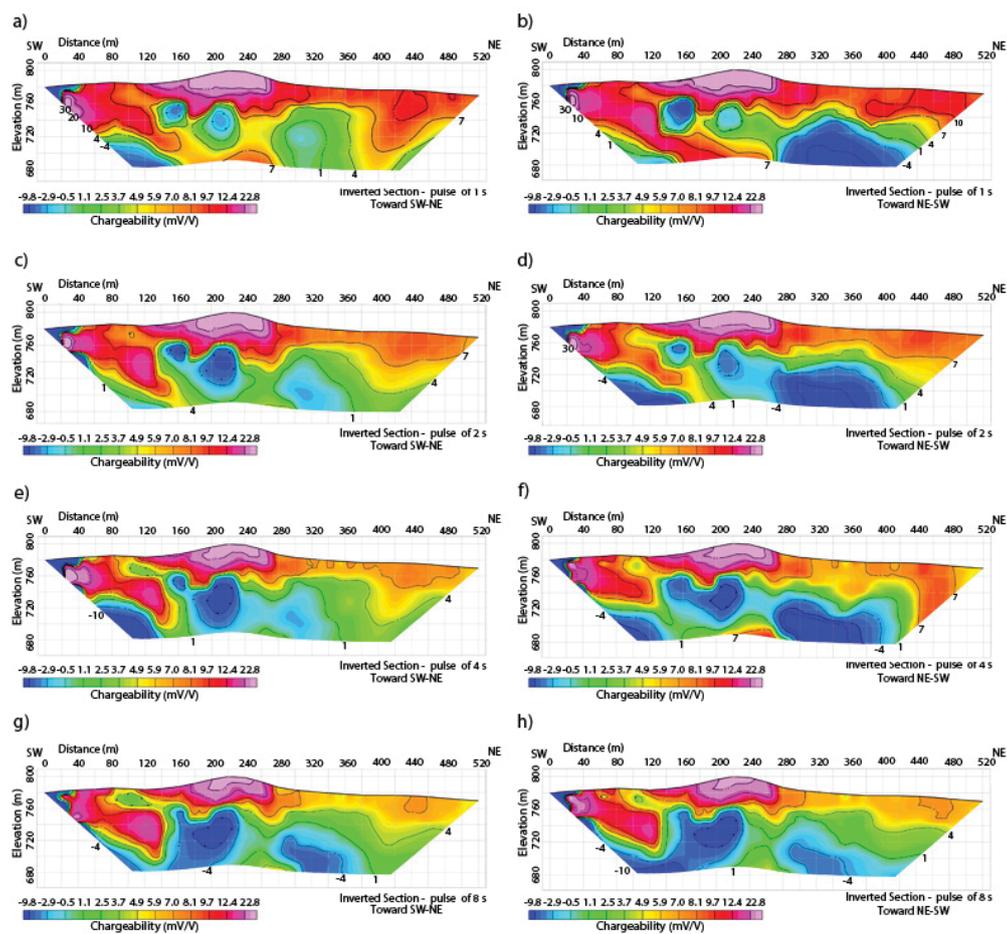
In general, Figure 5a and 5b, the feature that stands out is the intermediate conductive zone, which deepens between distances 220 and 280 m. Apparently, this place seems to be interesting for exploration of the karst aquifer, with a possible recharging area in 215 and 265 m. It is noted a behavior typical of dissolution zones that form more conductive located pockets, with bands of rocks preserved throughout the area, conductors that suggest karst areas, with ducts and dissolution zones. Basically, the first half of the profile is more conductive than the final half. Where the dike was inferred by magnetometry, from elevation 770 m a resistive vertical structure appears, about 25 m in depth from the surface, with a resistive core of approximately 2500 Ohm.m, possibly also masked by the nearby conductor structures, suggesting a significant degree of weathering. Large corns with resistivities higher than 5000 Ohm.m, associated with preserved rocks are also observed. Another large conductive structure appears in depth at the beginning of the profile, but for reasons of edge effect, the interpretation may not be conclusive for this structure, so it would be necessary a geophysical investigation focused on that portion.

In turn, the chargeability section was influenced in favor of the orientation of the survey, here understood according to the heterogeneities and adjustments of the inversion model, although the inversion parameters remained similar. Figure 6 shows the behavior of the chargeability with the increase of the pulse time and orientation direction. Using the same color scale, it is observed that the chargeability has low values; the high values are isolated points ( $< 20$  mV/V) in the central cover, possibly associated with typical aerated areas or dry cover. Following the sequence Figure 6a), c), e) and g) is seen that the increase of the pulse time reduces the chargeabilities values. Similarly also is seen in figures b), d), f) and h).

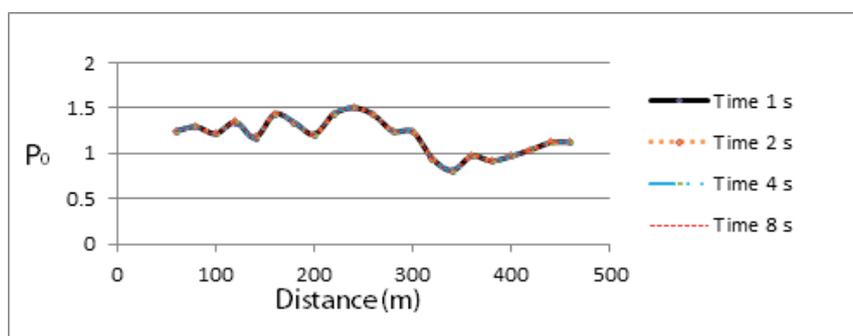
Yet in Figure 6, intermediate values ( $7$  mV/V in orange tones) are seen, while areas with low chargeability (blue tone) in the north part of the profile can be correlated with dolomites, confronted with high resistivity zones interpreted as preserved rocks in the resistivity section. In contrast, intermediate levels with low chargeability of the central region are presumably associated with the diabase dike and saturated zone in water. Different variations of diabase may occur and in the condition of the clays of the altered zones around it, as well as the content/concentration of the magnetite. In a zone of alteration of the rock, both there may be the concentration of magnetite, as it may have been altered and lost its polarizable characteristic. Regardless of, we also showed how the heterogeneities and the pulse time influenced DNME measurements because it is easily understood that just as the chargeability parameter is extremely sensitive to the current propagation in the medium, the other DNME parameters are also.



**FIGURE 5** a) It presents the total magnetic intensity (TMI) profile with a base line of 22800 nT. b) shows the inverted section of resistivity oriented toward SW-NE using pulse of 2 seconds. c) shows the inverted section of resistivity oriented toward NE-SW using pulse of 8 seconds. The contour lines are separated by 200, 300, 500, 1000, 2000 and 5000 Ohm.m.



**FIGURE 6** Shows the chargeability section using the same color scale. a), c), e) and g) corresponding to chargeabilities sections using pulses of 1, 2, 4 and 8 s respectively, oriented toward SW-NE. While b), d), f) and h) corresponding to chargeabilities sections using pulses of 1, 2, 4 and 8 s respectively, oriented toward NE-SW. The contour lines are separated by -10, -4, 1, 4, 7, 10, 20 and 30 mV/V.



**FIGURE 7** The parameter  $P_0 = \frac{\Delta^2 U_0}{\Delta U_0}$  does not depend on the pulse time. All lines are overwritten using levels 1 and 2.

The first in order to understand DNME applied to groundwater is the focusing parameter  $f_3$  or  $P_0$  that correspond to the linear combinations made with the primary voltage ( $\Delta U_1$  and  $\Delta U_2$ ) measured on the instant of the current turn-on, and that, unlike the  $R_x$  parameter of the FSEM, this evidence zones of low resistivity, because the second potential difference  $\Delta^2 U_0$  is proportional to the formation radial conductivity, just like the apparent resistivity,  $P_0$  does not depend on the pulse time (Figure 7).

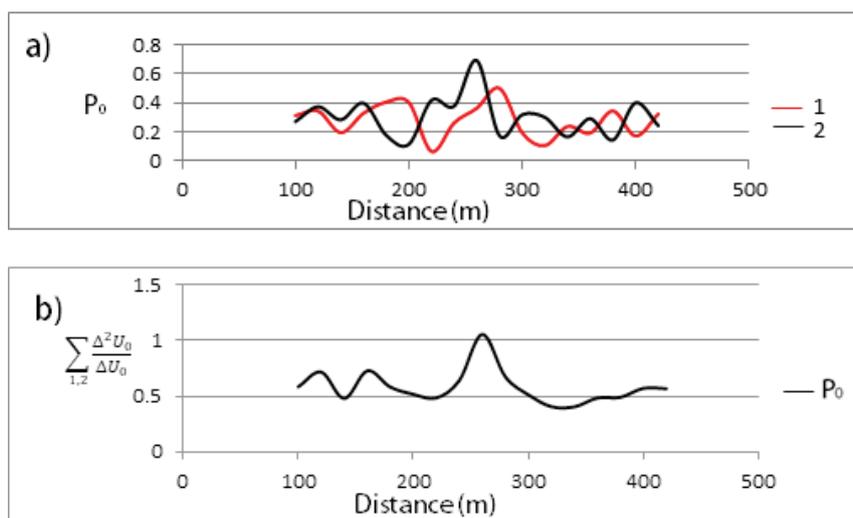
Figure 7 shows the response of  $P_0$  after summation over transmitters 1 (SW-NE) and 2 (NE-SW), corresponds to the dipole with spacing of 20 m. It is perceived how noisy the profile  $P_0$  is even after making the sum of the transmitter response SW-NE and NE-SW. Another relative analysis that can be done is about the summation and the offset.

Figure 8 presents the relative analysis about the summation, it is notorious how much the summation process reduces the influences of shallow heterogeneities, in fact, such increment works as a low-pass filter like wrote Legeydo (1998). It is clear that the focalization of Figure 8b is less noisy than that of Figure 7, but this is easily explained by the offset aperture.

Hallof (1957) introduced the conventional representation of pseudosection placing each measured value at the intersection of two 45-degree lines through the centers of dipoles, and each horizontal data line was then associated with a specific value, called "effective depth of investigation". Naturally Edwards (1977), Loke and Barker (1995) made new approaches about it. In the case for the dipole-dipole array (Figure 2b) with distance  $AB = a$ ,  $MO = a$ , and  $BM = n \cdot a$ , where  $n$  is a positive integer, for example, implies that each value of  $n$  provides a so-called level of investigation. When it is performed the linear combinations of equations 1 and 2 using potential differences, in fact, two levels of investigation are being worked on. Like in Figure 7 are used the levels 1 and 2, because  $AB = 20$ ,  $OM = 20$ ,  $ON = 20$ ,  $BM = 20$  and  $BO = 40$ . Thus, it is expected responses with a larger influence of shallow structures.

Obviously, the initially more convenient attempt to eliminate such effects is the opening of the offset with deeper levels of investigation. For this reason in Figure 8b using the levels 3 and 4 resulted in less influence of unwanted structures when compared with Figure 7.

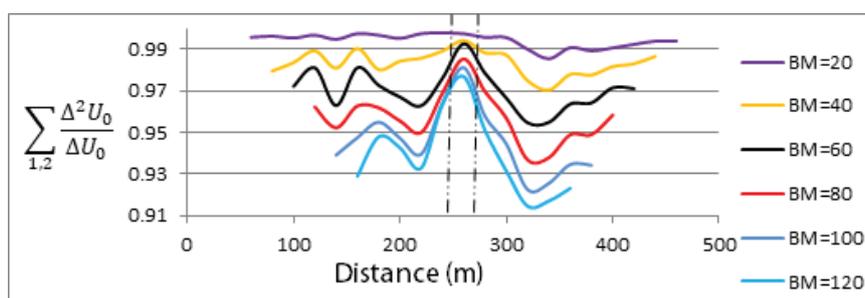
Figure 9 presents results of seven offsets. It is noted that the further the BM distance is increased; large depths are investigated, and less effect of unwanted shallow structures are obtained. However, large offsets become infeasible, as shown, the increase of aperture  $BM = 100$  to  $BM = 120$  does not provide great details of information. Thus, it is justifiable to work with intermediate offsets like the  $BM = 80$  for this situation. Due to the fact that 2 different levels are used to focusing the electric current below the central electrode, it is feasible to use distances  $OM$  and  $ON$  smaller than the distance  $AB$ , thereby the influence of unwanted structures will be increasingly smaller.



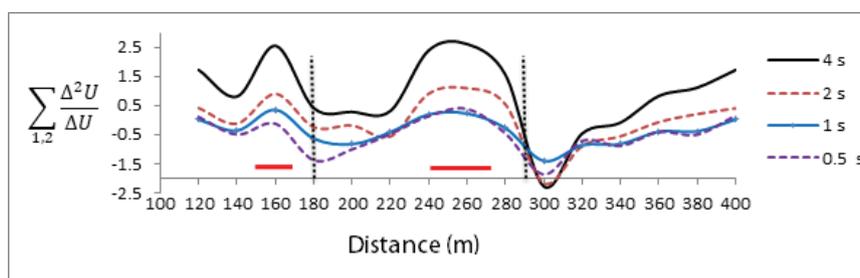
**FIGURE 8** Using levels 3 and 4, a) represents the summation  $P_0$  when the investigation is made toward SW-NE (line red) and NE-SW (line black), and b) it is the result of the sum.

The decay curve is important for quantitative analysis for the inversion of models because different depths of penetration are investigated with different moments of time (Davydycheva et al. 2006), for this reason, instead of having large openings of offsets, analysis of late times of decay curve are required.

The qualitative analysis of the parameter of mathematical focusing  $f_3$  or  $P_1$  allows identifying at least 3 different domains, delimited by vertical black line in Figure 10, although the variation of the times shows similar structures consonant with the resistivity section. The first domain located between distances 100 and 180 related to the first resistive core of the resistivity section. The other central domain from 180 to 290 m, matches to the central zone with a covering of the dike and karst aquifer. And the third domain from 290 to 400 m. Although curves relative to the effective depths of the fourth and fifth levels are being analyzed, the probable correspondences between the saturated and polarizable zones allow the distinction between the highlighted domains. Notwithstanding that the third domain



**FIGURE 9** Summation  $P_0$  normalized by average. Deep levels have less influence of shallow structures. The vertical dotted line delimits the most significant conductive volume on distances 235 to 270 m associated with the karstic aquifer



**FIGURE 10** Qualitative analysis and dependence of  $P_1$  on distance normalized by average, the offset is  $BM = 80$  m. The curves represent the increase of the decay time with the larger depths investigated. The horizontal red line delimits probable conductors structures, and the vertical black line dotted delimits domains.

apparently free of water saturation appeared more behaved. Another information of Figure 10 is about the two major delimited structures from 150 to 170 m, as well as from 240 to 270 m.

## 6 | DISCUSSION

It has been seen that magnetometry can be useful in the definition of groundwater exploration targets. The fracture zone represented in the geological map, by geophysical inference, shows that it is, in fact, a probable diabase dike. Field steps confirmed the subsurface extensions of the dike.

The pulse variations and directions of the survey did not bring great information to the final section of resistivity using the dipole-dipole array, albeit in the pole-dipole array the reverse investigation is required in order to reduce noise. In compensation, the direction of the survey and the increase of variation of the pulse time of electric current influenced the chargeability responses. In effect, the electric field decay time after current turn-off is much slower in polarizable than in non-polarizable media (Dey and Morrison 1973), although the chargeability in the section is generally low.

But without doubt, the integrated use of the presented geophysical techniques allowed to define a target of interest for the calibration of FSEM / DNME applied to groundwater. As was mentioned in the section of resistivity, the beginning of the profile have perhaps interesting features in depth, but mainly for being profile edge, the effort was concentrated in the karst zone bounded by dike and dolomite.

DNME parameters were used with FSEM approaches and allowed to delineate the edges of the karstic aquifer. The first parameter,  $P_0$ , made it possible to qualitatively determine with high precision the edges of the aquifer, being sensitive to the conductive areas. While the second parameter  $P_1$  allowed to distinguish saturated clay zones from the saturated non-polarizable media. Although geophysics does not eliminate the risks related to drilling success, the integrated use of available techniques is able to reduce such risks significantly. One of the qualitative advantages of parameter  $P_0$  it can be obtained by simple linear combination of conventional resistivity data, without necessarily involving heavy investments.

What is perceived is that the technique FSEM came to corroborate with the inquiries and recommendations pointed out by Ward et al. (1995), where, although is not treated here in this paper, beyond any advance in the processing, modeling and data acquisition, the technique using DNME parameter enables the electromagnetic decoupling. It is well know how the current focusing process works and can be useful in mitigating unwanted effects of shallow lateral heterogeneities. Undoubtedly, it contributes to reducing the ambiguities of geophysical models.

## 7 | CONCLUSION

In view of the results, a geological context was presented in a karstic aquifer, and the operability and application of the FSEM technique and DNME parameters were treated. The technique demonstrated high resolution and allowed to delineate edges of the aquifer. Duly calibrated, IP parameters can be used in groundwater survey. It became evident that such parameters show different sensitivities inferred for the saturation of karstic zones.

Logically, it is a complementary geophysical approach that does not replace the already established conventional groundwater exploration techniques but contributes substantially to the reduction of ambiguities.

Other geological contexts need to be tested using the technique presented. Apparently can be of great value in groundwater exploration of fractured aquifers, as well as in mineral exploration where mineralization effects can provide excellent response to IP parameters.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work was part of ongoing master's research sponsored by the Geodecon Geologia e Geofísica LTDA. This support is gratefully acknowledged.

## REFERENCES

- Ageenkov, E., Davydenko, Y. and Fomitskii, V. (2012) Influence of the off-axis position of the transmitter and receiver circuits on the results of differentially normalized electromagnetic sounding. *Russian Geology and Geophysics*, **53**, 116 – 121. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1068797111002823>.
- Bedrosian, P. A., Schamper, C. and Auken, E. (2016) A comparison of helicopter-borne electromagnetic systems for hydrogeologic studies. *Geophysical Prospecting*, **64**, 192–215. URL: <http://dx.doi.org/10.1111/1365-2478.12262>.
- Bigarella, J. and Salamuni, R. (1958) Contribuição à geologia da região sul da série açungui (estado do paraná). *Boletim Paulista de Geografia*, São paulo, 3–19.
- Bubnov, V., Goldansky, L., Kashik, A., Mandelbaum, M., Rykhliniski, N. and Chernyak, V. (1984) Spatial differentiation in electric survey (in russian). *Geology and Geophysics*, **6**, 106–111.
- Bumpus, P. B. and Kruse, S. E. (2014) Self-potential monitoring for hydrologic investigations in urban covered-karst terrainself-potential monitoring. *Geophysics*, **79**, B231. URL: <http://dx.doi.org/10.1190/geo2013-0354.1>.
- Davydycheva, S., Kaminsky, A., Rykhliniski, N. and Yakovlev, A. (2015) A large-scale field study in eastern siberia using novel time-domain electromagnetic technology. *Interpretation*, **3**, T109–T120.
- Davydycheva, S. and Rykhliniski, N. (2009) Focused-source em survey versus time-domain and frequency-domain csem. *The Leading Edge*, **28**, 944–949.
- (2011) Focused-source electromagnetic survey versus standard csem: 3d modeling in complex geometries. *Geophysics*, **76**, F27–F41.
- Davydycheva, S., Rykhliniski, N. and Legeido, P. (2006) Electrical-prospecting method for hydrocarbon search using the induced-polarization effect. *Geophysics*, **71**, G179–G189. URL: <https://doi.org/10.1190/1.2217367>.
- Dey, A. and Morrison, H. F. (1973) Electromagnetic coupling in frequency and time-domain induced-polarization surveys over a multilayered earth. *Geophysics*, **38**, 380–405.

- Dmitriev, V. and Davydcheva, S. (1989) Mathematical modelling of differential methods of the electric frequency prospecting. *Soviet Geology and Geophysics*, **30**, 101–107.
- Doll, H. et al. (1951) The laterolog: A new resistivity logging method with electrodes using an automatic focusing system. *Journal of Petroleum Technology*, **3**, 305–316.
- Edwards, L. (1977) A modified pseudosection for resistivity and ip. *Geophysics*, **42**, 1020–1036.
- Fiori, A. (1992) Tectônica e estratigrafia do grupo açungui, pr. *Boletim IG-USP. Série Científica*, **23**, 55–74.
- Fuck, R., Marini, O., Trein, E. and Muratori, A. (1971) Geologia do leste paranaense. *An. XXV Cong. Bras. Geol.*, 122–130.
- Hallof, P. G. (1957) *On the interpretation of resistivity and induced polarization field measurements*. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Ismail, A. and Anderson, N. (2012) 2-d and 3-d resistivity imaging of karst sites in missouri, usa. *Environmental & Engineering Geoscience*, **18**, 281–293.
- Ivanov, S. (2009) *Technique for Geological Interpretation of Electric Data Acquired by the Differentially Normalized Method Applied to Petroleum Exploration and its Development*. Ph.D. thesis, [in Russian, English abstract]. Irkutsk Technical University.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J. and Le Moigne, N. (2010) Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**.
- Legeydo, P. (1998) *Theory and Technologies of Differential Geoelectric Detection for Studying Polarized Sections in Oil and Gas*. Ph.D. thesis, [in Russian]. Irkutsk Technical University.
- Legeydo, P., Mandelbaum, M. and Rykhliniski, N. (1996) The differentially-normalized method of geoelectrical prospecting. *Methodical manual. textbook, Irkutsk*.
- Legeydo, P. Y., Mandelbaum, M. and Rykhliniski, N. (1990) Application of differentially adjusted electric exploration of the nepa dome. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)*, **31**, 86–91.
- Legeydo, P. Y., Veeken, P. C., Kruglyak, V., Ivanov, S. A., Ageenkov, E. V. et al. (2011) An integrated approach for de-risking hydrocarbon prospects using induced polarization anomalies in highly conductive media. In *2011 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Loke, M. and Barker, R. (1995) Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, **60**, 1682–1690.
- Mandelbaum, M. and Shamal, A. (1990) Methodology of geophysical exploration for oil and gas deposits in cambrian and pre-cambrian sediments of the siberian platform. *Exploration Geophysics*, **21**, 197–201.
- May, M. T. and Brackman, T. B. (2014) Geophysical characterization of karst landscapes in kentucky as modern analogs for paleokarst reservoirs. *Interpretation*, **2**, SF51–SF63.
- Meyerhoff, S. B., Maxwell, R. M., Revil, A., Martin, J. B., Karaoulis, M. and Graham, W. D. (2014) Characterization of ground-water and surface water mixing in a semiconfined karst aquifer using time-lapse electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, **50**, 2566–2585.
- MINEROPAR, S. (2006) Mapa geológico do estado do paraná. *Curitiba, Escala*, **1**.
- Nyquist, J. E., Peake, J. S. and Roth, M. J. (2007) Comparison of an optimized resistivity array with dipole-dipole soundings in karst terrain. *Geophysics*, **72**, F139–F144.
- Orellana, E. (1972) *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo.

- Persson, L. and Erlström, M. (2015) Geophysical imaging of silurian carbonates by use of ground and airborne electromagnetic and radiometric methods on the island of gotland, sweden. *Interpretation*, **3**, SY1–SY11.
- Spicer, B. (2016) Geophysical signature of the victoria property, vectoring toward deep mineralization in the sudbury basin. *Interpretation*, **4**, T281–T290.
- Suau, J., Grimaldi, P., Poupon, A., Souhaite, P. et al. (1972) The dual laterolog-rxo tool. In *Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME*. Society of Petroleum Engineers.
- Tschirhart, V., Jefferson, C. and Morris, W. (2017) Basement geology beneath the northeast thelon basin, nunavut: Insights from integrating new gravity, magnetic and geological data. *Geophysical Prospecting*, **65**, 617–636.
- Veeken, P., Legeydo, P., Pesterev, I., Davidenko, Y., Kudryavceva, E. and Ivanov, S. (2009b) Geoelectric modelling with separation between electromagnetic and induced polarization field components. *first break*, **27**, 53–64.
- Veeken, P. C., Legeydo, P. J., Davidenko, Y. A., Kudryavceva, E. O., Ivanov, S. A. and Chuvaev, A. (2009a) Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. *Geophysics*, **74**, B47–B59.
- Ward, S. H., Sternberg, B. K., LaBrecque, D. J. and Poulton, M. M. (1995) Recommendations for ip research. *The Leading Edge*, **14**, 243–247.
- Xing, J., Hao, T., Xu, Y. and Li, Z. (2016) Integration of geophysical constraints for multilayer geometry refinements in 2.5 d gravity inversion. *Geophysics*, **81**, G95–G106.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Embora as principais referências da técnica FSEM estejam isoladas da literatura por questões de confidencialidade e linguística russa, sua operacionalidade e as abordagens dos parâmetros DNME foram compreendidos e aplicados. De fato, a técnica mostrou-se eficaz na resolução dos problemas relativos a efeitos de estruturas indesejadas, ambiguidade de interpretação, dispersão de corrente elétrica e, conseqüentemente, razão sinal/ruído.

A distinção das respostas de argilo-minerais saturados e zonas potenciais para exploração de água subterrânea não é uma tarefa trivial. A abordagem acerca do efeito IP voltada à exploração de água subterrânea é uma alternativa indireta capaz de fornecer grande ajuda nas interpretações. Buscar novas perspectivas nas pesquisas de água subterrânea e incrementá-las, quando possível, é uma tarefa promissora, o uso integrado dos métodos geofísicos em tais perspectivas é imprescindível.

O contexto geológico apresentado com ambiente cárstico seccionado por dique de diabásio possibilitou a calibração da técnica FSEM. Dessa forma, as análises qualitativas tiveram consistência matemática e geológica. Destarte, estender a técnica para outros contextos geológicos como aquíferos fraturados, ou até mesmo na exploração mineral, pode ser de grande valor. Outros fatores importantes como abordagens quantitativas podem ser um passo inicial para pesquisas de doutorados.

## REFERÊNCIAS

- AGEENKOV, E.; DAVYDENKO, Y.; FOMITSKII, V. Influence of the off-axis position of the transmitter and receiver circuits on the results of differentially normalized electromagnetic sounding. *Russian Geology and Geophysics*, v. 53, n. 1, p. 116 – 121, 2012. ISSN 1068-7971. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1068797111002823>>.
- ARAÚJO, O.; HINDI, E.; RIGOTI, A. Focused-source eletromagnetic aplicado à prospecção de água subterrânea profunda no sistema aquífero guarani. In: *XIX Seminário do Programa de Pós-Graduação em Geologia – UFPR*. [S.l.: s.n.], 2016.
- ARAÚJO, O.; HINDI, E.; RIGOTI, A. Focused source electromagnetic: aplicação em água subterrânea. In: *XX Seminário de Pós-Graduação em Geologia - UFPR*. [S.l.: s.n.], 2017.
- ARAÚJO, O. *et al.* Geophysical integration: Approaches of focused source electromagnetic applied to groundwater. In: *X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba - PR*. [S.l.: s.n.], 2017.
- ARAÚJO, O. *et al.* Potencialidade do método diferencialmente normalizado para investigação de aquífero cárstico. In: *XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Florianópolis -SC*. [S.l.: s.n.], 2017.
- BEDROSIAN, P. A.; SCHAMPER, C.; AUKEN, E. A comparison of helicopter-borne electromagnetic systems for hydrogeologic studies. *Geophysical Prospecting*, v. 64, n. 1, p. 192–215, 2016. ISSN 1365-2478. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1111/1365-2478.12262>>.
- BIGARELLA, J.; SALAMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da série açungui (estado do paraná). *Boletim Paulista de Geografia. São paulo*, n. 29, p. 3–19, 1958.
- BLEIL, D. F. Induced polarization: A method of geophysical prospecting. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 18, n. 3, p. 636–661, 1953.
- BRAGA, A. C. d. O. *Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática*. Tese (Doutorado) — (livre-docência) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2006.
- BUBNOV, V. *et al.* Spatial differentiation in electric survey (in russian). *Geology and Geophysics*, v. 6, p. 106–111, 1984.
- BUMPUS, P. B.; KRUSE, S. E. Self-potential monitoring for hydrologic investigations in urban covered-karst terrainself-potential monitoring. *Geophysics*, v. 79, n. 6, p. B231, 2014. Disponível em: <+ <http://dx.doi.org/10.1190/geo2013-0354.1>>.
- BURGER H ROBERT, S. A. F. J. C. H. *Introduction to applied geophysics: Exploring the shallow subsurface*. [S.l.]: WW Norton, 2006.

- COLE, K. S.; COLE, R. H. Dispersion and absorption in dielectrics i. alternating current characteristics. *The Journal of chemical physics*, AIP, v. 9, n. 4, p. 341–351, 1941.
- DAVYDYCHEVA, S.; DRUSKIN, V.; HABASHY, T. An efficient finite-difference scheme for electromagnetic logging in 3d anisotropic inhomogeneous media. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 68, n. 5, p. 1525–1536, 2003.
- DAVYDYCHEVA, S. *et al.* A large-scale field study in eastern siberia using novel time-domain electromagnetic technology. *Interpretation*, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, v. 3, n. 2, p. T109–T120, 2015.
- DAVYDYCHEVA, S.; RYKHLINSKI, N. Focused-source em survey versus time-domain and frequency-domain csem. *The Leading Edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 28, n. 8, p. 944–949, 2009.
- DAVYDYCHEVA, S.; RYKHLINSKI, N. Focused-source electromagnetic survey versus standard csem: 3d modeling in complex geometries. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 76, n. 1, p. F27–F41, 2011.
- DAVYDYCHEVA, S.; RYKHLINSKI, N.; LEGEIDO, P. Electrical-prospecting method for hydrocarbon search using the induced-polarization effect. *Geophysics*, v. 71, n. 4, p. G179–G189, 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/1.2217367>>.
- DEARAUJO O. S; HINDI, E. R. A. R. F. Focused source electromagnetic and differentially normalized method: approaches and application to groundwater. *Geophysical Prospecting*, Submetido, 2018.
- DEY, A.; MORRISON, H. F. Electromagnetic coupling in frequency and time-domain induced-polarization surveys over a multilayered earth. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 38, n. 2, p. 380–405, 1973.
- DIAS, C. A. Developments in a model to describe low-frequency electrical polarization of rocks. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 65, n. 2, p. 437–451, 2000.
- DMITRIEV, V.; DAVYDYCHEVA, S. Mathematical modelling of differential methods of the electric frequency prospecting. *Soviet Geology and Geophysics*, v. 30, p. 101–107, 1989.
- DOBRIN, M. SAVIT, C. H. *Introduction to Geophysical Prospecting*. [S.l.]: Mc Graw Hill Co, Fourth edition, New York, San Fransisco, 1988.
- DOLL, H. *et al.* The laterolog: A new resistivity logging method with electrodes using an automatic focusing system. *Journal of Petroleum Technology*, Society of Petroleum Engineers, v. 3, n. 11, p. 305–316, 1951.
- DRUSKIN, V.; KNIZHNERMAN, L. A spectral finite-difference method for numerical-solution of 3-dimensional nonstationary problems in electrical prospecting.

- IZVESTIYA AKADEMII NAUK SSSR FIZIKA ZEMLI, MEZHDUNARODNAYA KNIGA 39 DIMITROVA UL., 113095 MOSCOW, RUSSIA, n. 8, p. 63–74, 1988.
- EDWARDS, L. A modified pseudosection for resistivity and ip. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 42, n. 5, p. 1020–1036, 1977.
- FASSBINDER, E. *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão, oblíqua no Neoproterozoico paranaense*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1996.
- FILHO, E. F. d. R. *et al. As águas subterrâneas no Estado do Paraná*. [S.l.]: Curitiba: Editora Maxi Gráfica, 2010.
- FIORI, A. Tectônica e estratigrafia do grupo açungui, pr. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 23, p. 55–74, 1992.
- FUCK, R. *et al.* Geologia do leste paranaense. *An. XXV Cong. Bras. Geol*, p. 122–130, 1971.
- FULLER, B. D.; WARD, S. H. Linear system description of the electrical parameters of rocks. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, IEEE, v. 8, n. 1, p. 7–18, 1970.
- HALLOF, P. G. *On the interpretation of resistivity and induced polarization field measurements*. Tese (Doutorado) — Massachusetts Institute of Technology, 1957.
- ISMAIL, A.; ANDERSON, N. 2-d and 3-d resistivity imaging of karst sites in missouri, usa. *Environmental & Engineering Geoscience*, EEGS 1720 South Bellaire, Suite 110, Denver, CO 80222-4303, USA, v. 18, n. 3, p. 281–293, 2012.
- IVANOV, S. *Technique for Geological Interpretation of Electric Data Acquired by the Differentially Normalized Method Applied to Petroleum Exploration and its Development*. Tese (Doutorado) — [in Russian, English abstract]. Irkutsk Technical University, 2009.
- IVANOV, S. *et al.* Geo-electric surveying, a useful tool for hydrocarbon exploration. In: *70th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2008*. [S.l.: s.n.], 2008.
- JACOB, T. *et al.* Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 115, n. B6, 2010.
- KLEIN, J. D.; SILL, W. R. Electrical properties of artificial clay-bearing sandstone. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 47, n. 11, p. 1593–1605, 1982.
- KOMAROV, V. A. Electrical prospecting with the use of the induced polarization method. (in Russian). Nedra Press. Leningrad, 1980.
- KRUSE, S. *et al.* Sinkhole structure imaging in covered karst terrain. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 16, p. n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-8007. L16405. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026975>>.

- LEGEYDO, P. *Theory and Technologies of Differential Geoelectric Detection for Studying Polarized Sections in Oil and Gas*. Tese (Doutorado) — [in Russian]. Irkutsk Technical University, 1998.
- LEGEYDO, P.; MANDELBAUM, M.; RYKHLINSKI, N. The differentially-normalized method of geoelectrical prospecting. *Methodical manual. textbook, Irkutsk*, 1996.
- LEGEYDO, P.; MANDELBAUM, M.; RYKHLINSKI, N. Results of differential-normalized electrical prospecting in the central part of the nepa arch on the siberian platform. *Russian Geology and Geophysics*, v. 38, n. 10, p. 1707–1713, 1997.
- LEGEYDO, P. Y.; MANDELBAUM, M.; RYKHLINSKI, N. Application of differentially adjusted electric exploration of the nepa dome. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)*, v. 31, n. 4, p. 86–91, 1990.
- LEGEYDO, P. Y. *et al.* An integrated approach for de-risking hydrocarbon prospects using induced polarization anomalies in highly conductive media. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS. *2011 SEG Annual Meeting*. [S.l.], 2011.
- LOKE, M.; BARKER, R. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists*, v. 60, n. 6, p. 1682–1690, 1995.
- LOWRIE, W. *Fundamentals of geophysics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2007.
- LUCIA, F. J. Origin and petrophysics of dolostone pore space. *Geological Society, Special Publications*, Geological Society of London, v. 235, n. 1, p. 141–155, 2004.
- MANDELBAUM, M. *et al.* Differential-normalized electrical measurements in hydrocarbon exploration: The state of the art and prospects for future. *GEOLOGIYA I GEOFIZIKA, RUSSIAN ACAD SCIENCES SIBERIAN BRANCH SPCUIGGMSBRAS, 3 AKADEMIKA KOPTYGA PROSPEKT, 630090 NOVOSIBIRSK, RUSSIA*, v. 43, n. 12, p. 1137–1143, 2002.
- MANDELBAUM, M.; SHAMAL, A. Methodology of geophysical exploration for oil and gas deposits in cambrian and precambrian sediments of the siberian platform. *Exploration Geophysics, CSIRO*, v. 21, n. 4, p. 197–201, 1990.
- MANDELBAUM, M. M. *et al.* Normalized-differential electrical measurements in hydrocarbon exploration: The state of the art and prospects for future. *Russian Geology and Geophysics*, v. 43, p. 1085–1143, 2002.
- MAY, M. T.; BRACKMAN, T. B. Geophysical characterization of karst landscapes in kentucky as modern analogs for paleokarst reservoirs. *Interpretation, GeoScienceWorld*, v. 2, n. 3, p. SF51–SF63, 2014.
- MENEZES, P. T. L. *Fundamentos do método magnetotelúrico na exploração de hidrocarbonetos*. [S.l.]: Rio de Janeiro: SBGf, 2013.

- MEYERHOFF, S. B. *et al.* Characterization of groundwater and surface water mixing in a semiconfined karst aquifer using time-lapse electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 50, n. 3, p. 2566–2585, 2014.
- MIKHAILOV, G.; YURGENS, I.; YAGOVKIN, B. Manual on induced polarization method in russian: Nedra. 1973.
- MINEROPAR, S. Mapa geológico do estado do paraná. *Curitiba, Escala*, v. 1, n. 250.000, 2006.
- NYQUIST, J. E.; PEAKE, J. S.; ROTH, M. J. Comparison of an optimized resistivity array with dipole-dipole soundings in karst terrain. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 72, n. 4, p. F139–F144, 2007.
- OLHOEFT, G. Low-frequency electrical properties. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 50, n. 12, p. 2492–2503, 1985.
- ORELLANA, E. *Prospecci n geoelectrica en corriente continua*. [S.l.]: Paraninfo, 1972.
- PALACKY, G. Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, v. 1, p. 53–129, 1988.
- PELTON, W. *et al.* Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency ip. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 43, n. 3, p. 588–609, 1978.
- PERSSON, L.; ERLSTRÖM, M. Geophysical imaging of silurian carbonates by use of ground and airborne electromagnetic and radiometric methods on the island of gotland, sweden. *Interpretation*, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, v. 3, n. 3, p. SY1–SY11, 2015.
- RYKHLINKSKAYA, E.; DAVYDYCHEVA, S. *Method for marine geoelectrical exploration with electrical current focusing*. [S.l.]: Google Patents, jun. 24 2014. US Patent 8,762,062.
- RYKHLINSKI, N. Dispositif pour le carottage divergent de trous de forage. *French Patent*, v. 1, n. 592, p. 075, 1970.
- RYKHLINSKI, N. *et al.* A method of surface electromagnetic sounding to investigate 3d formation (in russian). *USSR Patent*, v. 1, 1986.
- RYKHLINSKI, N. *et al.* A method of geoelectrical survey in russian: Russian patent 2 219 568. *Bulletin of Inventions*, v. 35, 2003.
- SASAKI, Y.; MEJU, M. A. Useful characteristics of shallow and deep marine csem responses inferred from 3d finite-difference modeling. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 74, n. 5, p. F67–F76, 2009.
- SEIGEL, H. O. Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 24, n. 3, p. 547–565, 1959.

- SEIGEL, H. O. The magnetic induced polarization (mip) method. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 39, n. 3, p. 321–339, 1974.
- SLATER, L.; GLASER, D. Controls on induced polarization in sandy unconsolidated sediments and application to aquifer characterization. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 68, n. 5, p. 1547–1558, 2003.
- SPICER, B. Geophysical signature of the victoria property, vectoring toward deep mineralization in the sudbury basin. *Interpretation*, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists, v. 4, n. 3, p. T281–T290, 2016.
- SUAU, J. *et al.* The dual laterolog-rxo tool. In: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS. *Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME*. [S.l.], 1972.
- SUDERHSA. Superintendência de desenvolvimento de recursos hídricos e saneamento ambiental. In: . [S.l.]: Banco de dados de poços tubulares no Estado do Paraná, 2004. CD-ROM.
- TSCHIRHART, V.; JEFFERSON, C.; MORRIS, W. Basement geology beneath the northeast thelon basin, nunavut: Insights from integrating new gravity, magnetic and geological data. *Geophysical Prospecting*, Wiley Online Library, v. 65, n. 2, p. 617–636, 2017.
- VEEKEN, P. *et al.* Geoelectric modelling with separation between electromagnetic and induced polarization field components. *first break*, v. 27, n. 12, p. 53–64, 2009b.
- VEEKEN, P. C. *et al.* Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 74, n. 2, p. B47–B59, 2009a.
- WARD, S. H. *et al.* Recommendations for ip research. *The Leading Edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 14, n. 4, p. 243–247, 1995.
- WEISS, C. J.; NEWMAN, G. A. Electromagnetic induction in a fully 3-d anisotropic earth. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 67, n. 4, p. 1104–1114, 2002.
- XING, J. *et al.* Integration of geophysical constraints for multilayer geometry refinements in 2.5 d gravity inversion. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 81, n. 5, p. G95–G106, 2016.
- ZHDANOV, M. S.; KELLER, G. V. *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. [S.l.]: Elsevier Science Limited, 1994.