



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e
Geodinâmica – PPGGAG/IG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MODELAGEM GEOFÍSICA: UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A
HIDROGEOFÍSICA APLICADA EM AMBIENTE CRISTALINO
FRATURADO NO NE BRASILEIRO.**

Autor:

Marcos César Soares de Queiroz

Orientadora:

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Dissertação nº 188/PPGGAG

**Brasília - DF
2021**

SQ3m

SOARES DE QUEIROZ, MARCOS CÉSAR

MOGELAGEM GEOFÍSICA: UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A

HIDROGEOFÍSICA APLICADA EM AMBIENTE CRISTALINO FRATURADO NO
NE BRASILEIRO. / MARCOS CÉSAR SOARES DE QUEIROZ; orientador
MÔNICA GIANNOCCARO VON HUELSEN. -- Brasília, 2021.

143 p.

DISSERTAÇÃO (MESTRADO - MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS
APLICADAS). GEOFÍSICA APLICADA -- UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA,
2021.

1. HIDROGEOFÍSICA. 2. ELETROMAGNETOMETRIA. 3.
MAGNETOMETRIA. 4. DOMÍNIO CRISTALINO. I. VON HUELSEN, MÔNICA
GIANNOCCARO, orient. II. Título.



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e
Geodinâmica – PPGGAG/IG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MODELAGEM GEOFÍSICA: UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A
HIDROGEOFÍSICA APLICADA EM AMBIENTE CRISTALINO
FRATURADO NO NE BRASILEIRO.**

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Autor:

Marcos César Soares de Queiroz

Orientadora:

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Banca Examinadora: Prof. Dr. Luciano Soares da Cunha

Prof. Dr. Umberto José Travaglia Filho

Profa. Dra. Júlia Barbosa Curto Ma

**Brasília - DF
2021**

DEDICATÓRIA

A Deus por tudo. A minha mãe Ângela, ao amigo Adelino Rodrigues e a minha orientadora Mônica, pelo apoio e incentivo constantes. Quando se caminha de mãos dadas, os desafios passam a ser interessantes. Sou grato pela vida e pelas pessoas que nela estão.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por guiar e iluminar os meus caminhos, a todo instante. A essa pessoa especial, Adelino Rodrigues, por sempre me apoiar e mostrar que a vida pode ser maravilhosa, basta querermos.

À minha mãe, que sempre me mostrou que a simplicidade faz toda a diferença.

Aos queridos colegas, Gustavo e Ana Luiza, por terem contribuído para esta pesquisa.

À Lyara (Gatinha), pelas conversas, café, chá, exceto cerveja (rsrsrs).

À minha orientadora, Profa. Dra Mônica, pelo acolhimento, pelos ensinamentos e pela paciência.

Ao Observatório Sismológico, pela disponibilização das ferramentas necessárias para a execução da pesquisa.

A todos os professores do Observatório Sismológico (George, Giuliano, Marcelo, Lucas, Mônica), pelas disciplinas oferecidas na pós-graduação e pelas opiniões dadas durante as reuniões do grupo de pesquisa Geofísica e Tectônica.

À equipe técnica do Observatório Sismológico pela troca de experiências.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), por ceder os dados do PROASNE.

A Biblioteca Central da UnB, pelo empréstimo de livros.

Ao Centro de Apoio ao Desenvolvimento Tecnológico/CDT – UNB, pelo intermédio ao recebimento de apoio financeiro na modalidade de Bolsa de Apoio Técnico à Pesquisa, no âmbito do Projeto “Estudos Simotectônicos/Geofísicos e de Estruturação Crustal no Brasil”.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Enfim, a todos que diretamente ou indiretamente contribuíram, apoiaram e/ou deram força.



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e
Geodinâmica – PPGGAG/IG

Modelagem Geofísica: Uma Contribuição para a Hidrogeofísica Aplicada em Ambiente Cristalino Fraturado no NE Brasileiro.

RESUMO
Dissertação de Mestrado
Marcos César Soares De Queiroz

Parte da região Nordeste do Brasil tem forte influência do clima semiárido caracterizado por secas periódicas, essa característica causa o comprometimento do abastecimento de água por meio de reservatórios superficiais. A subsuperfície na área apresenta embasamento cristalino onde a percolação e o acúmulo de água subterrânea são controlados essencialmente pela presença de fraturas. Dentro dessa perspectiva, as técnicas geofísicas que utilizam os Métodos Eletromagnéticos no Domínio da Frequência (FDEM) e o magnetométrico, tem como uma de suas aplicações a questão de águas subterrâneas. Essas ferramentas de grande valor aliadas às geotecnologias do levantamento geofísico aerotransportado tem potencial para mapear a distribuição de recursos hídricos subterrâneos nos ambientes de embasamento cristalino que se estendem por cerca de 80% dos milhões de quilômetros quadrados do nordeste brasileiro afetados pela seca. A água subterrânea encontrada nesse ambiente é levemente salina e conseqüentemente é esperado que ela se comporte como um condutor quando submetida a um campo eletromagnético induzido. Os dados de eletromagnetometria e magnetometria foram disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a partir de então, foram processados, integrados a dados geológicos e hidrogeológicos e interpretados. Foram obtidas imagens da condutividade aparente para três faixas de frequência nominal e discriminadas as anomalias condutivas para as altas e baixas frequências. Foi feito o imageamento da condutividade pela profundidade em linhas de voo selecionadas estrategicamente próximas a poços de água subterrânea cadastrados no SIAGAS/CPRM (Sistema de Informação de Águas Subterrâneas). Por meio das CDI'S (*Conductivity-Depth Image*) foram identificadas regiões com coberturas condutivas e regiões de gradientes condutivos próximos à poços. A

profundidade de investigação obtida para o imageamento da condutividade aparente chegou a 50 m em Juá e 45 m em Samambaia. As soluções obtidas pelo método de Euler identificaram estruturas magnéticas que atingiram profundidades de até 300 m em Juá e 600 m em Samambaia. As fontes magnéticas identificadas pelo espectro de potência atingiram profundidades de 600 m em Juá e 2 km em Samambaia. Lineamentos condutivos foram interpretados a partir das imagens da condutividade aparente e apresentaram em Juá direções preferenciais em NW-SE e NE-SW, e em Samambaia NE-SW. Os lineamentos magnéticos apresentaram direções preferenciais em NE-SW e E-W, nas duas áreas de levantamento, e foram interpretados sobre produtos magnéticos, tais como: as soluções de Euler, Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e Fase Local do Sinal Analítico (FLSA). As estruturas geológicas apresentaram direções preferenciais em NNE. O modelo geofísico proposto indica que os poços tubulares estão em zona de anomalia condutiva ou em zona de gradiente condutivo e em estruturas e contatos magnéticos que apresentam diferentes direções. Coberturas condutivas também foram identificadas neste modelo e estão associadas à presença de sedimentos inconsolidados. Esses poços, em sua maioria, são interceptados por linhas de drenagem e estão sobrepostos a baixo topográfico.

Palavras-chave: Hidrogeofísica, Eletromagnetometria, Magnetometria, Domínio Cristalino.



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e
Geodinâmica – PPGGAG/IG

Geophysical Modeling: A Contribution to Hydrogeophysics Applied in Fractured Crystalline Environment in NE Brazilian.

ABSTRACT

Master's dissertation

Marcos César Soares De Queiroz

Part of the Northeast region of Brazil has a strong influence of the semi-arid climate characterized by periodic droughts, this characteristic causes the compromise of the water supply through superficial reservoirs. The subsurface in the area has a crystalline basement where percolation and groundwater accumulation area essentially controlled by the presence of fractures. Within this perspective, the geophysical techniques that use the Frequency Domain Electromagnetics Method (FDEM) and magnetometric methods, have as one of their applications the issue of groundwater. These valuable tools combined with airborne geophysical survey geotechnologies have the potential to map the distribution of groundwater resources in the crystalline basement environments that extend over about 80% of the millions of square kilometers of drought-affected northeastern Brazil. The groundwater found in this environment is slightly saline and consequently is expected to behave as a conductor when immersed in an induced electromagnetic field. The electromagnetometry and magnetometry data were made available by the Geological Survey of Brazil (CPRM), then processed, integrated with geological and hydrogeological data and interpreted. Apparent conductivity images were obtained for three nominal frequency ranges and the conductive anomalies for high and low frequencies were broken down. Conductivity imaging by depth was performed on strategically selected flight lines near groundwater wells registered in SIAGAS/CPRM (Groundwater Information System). By means of CDI'S (*Conductivity-Depth Image*) regions with conductive coverings and regions of conductive gradients near the wells were identified. The depth of investigation obtained for the apparent conductivity imaging reached 50 m at Juá and 45 m at Samambaia. The solutions obtained by the Euler method identified magnetic

structures that reached depths of up to 300 m in Juá and 600 m in Samambaia. The magnetic sources identified by the power spectrum reached depths of 600 m in Juá and 2 km in Samambaia. Conductive lineaments were interpreted from the apparent conductivity and showed at Juá preferential directions NW-SE and NE-SW, and at Samambaia NE-SW. The magnetic lineaments showed preferential directions in NE-SW and E-W, in the two survey areas, and were interpreted on magnetic products, such as: Euler's solutions, Analytic Signal Amplitude, Tilt Derivative and Analytic Signal Phase. The geological structures showed preferential directions in NNE. The proposed geophysical model indicates that the tubular wells are in a conductive anomaly zone or in a conductive gradient zone and in structures and magnetic contacts that have different directions. Conductive covers were also identified in this model and are associated with the presence of unconsolidated sediments. These wells are mostly intercepted by drainage lines and are superimposed on the topographic bottom.

Keywords: Hydrogeophysics, Electromagnetometry, Magnetometry, Crystalline Domain.

SUMÁRIO

RESUMO	v
ABSTRACT	vii
SUMÁRIO.....	ix
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xvii
INTRODUÇÃO.....	1

Capítulo I

CONCEITUAÇÃO DO MÉTODO ELETROMAGNETOMÉTRICO

1.1	HISTÓRICO DO MÉTODO AEM	4
1.2	APLICAÇÕES DO MÉTODO AEM.....	6
1.3	CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS AEM.....	8
1.4	TEORIA FÍSICA	10
1.4.1	Equações de Maxwell.....	11
1.4.2	Equações de onda	13
1.4.3	Soluções da equação de onda	15
1.5	FDEM: FASE E QUADRATURA	17
1.6	VALORES TEÓRICOS DA CONDUTIVIDADE DAS ROCHAS	19

Capítulo II

CONCEITOS DO ESTUDO MAGNETOMÉTRICO

2.1	APORTE TEÓRICO.....	22
2.2	FILTRAGEM E REALCE DOS DADOS MAGNÉTICOS.....	23
2.2.3	Sinal Analítico	25
2.2.4	Inclinação e Fase do Sinal Analítico	27
2.3	PROFUNDIDADE DAS FONTES MAGNÉTICAS	28
2.3.1	Espectro do Potência	28
2.3.2	Deconvolução de Euler.....	29

Capítulo III

HIDROGEOLOGIA DE TERRENOS CRISTALINOS

3.1	CONCEITOS DE HIDROGEOLOGIA	31
-----	----------------------------------	----

Capítulo IV

CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

4.1	PROVÍNCIA ESTRUTURAL DA BORBOREMA.....	34
4.1.1	Sismicidade.....	36
4.2	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA	37
4.2	ÁREAS DE ESTUDO (JUÁ E SAMAMBAIA).....	39
4.2.1	Geologia: Juá - CE.....	42
4.2.2	Geologia: Samambaia - PE.....	42

Capítulo V

PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

5.1	DADOS AEM.....	46
5.2	IMAGEAMENTO DA CONDUTIVIDADE APARENTE	55
5.3	DADOS MAGNÉTICOS	56

Capítulo VI

INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA E INTEGRAÇÃO A DADOS GEOLÓGICOS: BLOCO-SAMAMBAIA

6.1	INTERPRETAÇÃO QUALITATIVA ELETROMAGNETOMÉTRICA.....	63
6.2	INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA.....	68
6.3	INTEGRAÇÃO ELETROMAGNETOMÉTRICA E MAGNETOMÉTRICA.....	70

Capítulo VII

INTEGRAÇÃO DE DADOS ELETROMAGNETOMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS DE PLATAFORMA AÉREA À INFORMAÇÕES HIDROGEOLÓGICAS EM TERRENOS CRISTALINOS FRATURADOS, NA REGIÃO DE JUÁ-CE.

7.1	INTRODUÇÃO	84
7.2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	86
7.2.1	Província Borborema.....	86
7.2.2	Localização e Geologia	87
7.3	MATERIAIS E MÉTODOS	89
7.4	PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS	90
7.4.1	Dados eletromagnetométricos	90
7.4.2	Dados magnetométricos	91
7.5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	91
7.5.1	Interpretação Qualitativa	91
7.5.2	Análise das Feições Lineares.....	96
7.5.3	Imageamento da Condutividade	98
7.5.4	Modelagem Geofísica-Geológica.....	105
	CONCLUSÕES	108
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110
	CONCLUSÕES	113
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115
	ANEXO I.....	125

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: 1º Sistema AEM. Canadá, julho 1948 (Extraído Collet, 1986).....	5
Figura 1.2: Sistema AEM com charuto (Geoterrex - dighem, 1999).	6
Figura 1.3: Escala de investigação para os métodos FDEM. As áreas do gráfico são divididas para pequenos espaçamentos fixos das bobinas (comprimentos de 0,5 m – 3 m, verde), grandes espaçamentos fixos (comprimento de 3 m a 6 m, azul), e sistemas de bobinas separadas (púrpura). Este por último é construído em sistemas multibobinas e multifrequências e cobrem de uma só vez várias escalas de investigação (Boaga, 2017).....	7
Figura 1.4: Representação esquemática dos princípios físicos do método FDEM. H_p é o campo magnético primário gerado na bobina transmissora Tx; H_s é o campo magnético secundário registrado na bobina receptora Rx; as linhas pontilhadas são as correntes de indução. H_p e H_s têm amplitude e fase defasadas. Para cada ponto de medição são registrados 2 valores: A componente real (em fase) e a componente imaginária (quadratura) Fonte: (Boaga, 2017).	8
Figura 1.5: Sistema ativo com transmissor e receptor móveis localizados no bird da aeronave. Essa plataforma foi utilizada no aerolevanteamento do PROASNE (Lasa, 2001).	9
Figura 1.6: DIGHEM V (geoterrex-dighem, 1999).....	10
Figura 1.7: Campo magnético ou elétrico (para $t=0,03ms$) em função da distância, para um tempo fixo $t=0,03ms$ (Nabighian & Macnae,1987).	16
Figura 1.8: (a) Diferença de fase (θ) entre duas ondas; (b) Relação vetorial entre as componentes fase e quadratura dos campos primários, secundário e total; (c) Componentes Fase e Quadratura do campo EM (Morozov, 2020.).	18
Figura 1.9: Tabela dos valores da resistividade e condutividade para diferentes tipos de condutores; o quadrado com o limite vermelho destaca o intervalo de resistividade/condutividade da água nos interstícios de uma rocha. Adaptado de Dentith & Mudge, 2014.	20
Figura 2.1: Representação gráfica esquemática dos filtros ideais. a) Passa Baixa; b) Passa Alta; c) Passa Faixa; d) Rejeita Faixa. f_c , f_1 e f_2 são frequências de corte. As regiões hachuradas representam as frequências que estão sendo mantidas (Luiz & Silva, 1995).	24
Figura 2.2: Kc é o número de onda central do filtro e n o grau da função do filtro butterworth (Geosoft, 2019).	24
Figura 2.3: Modelo esquemático do sinal analítico. Os valores máximos desse sinal podem ser usados para determinar as bordas do corpo e estimar suas profundidades (Roest et al., 1992; Hsu et al., 1996).....	27
Figura 3.1: Principais estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas. (a) Juntas; (b) Falhas e zonas de falhas; (c) Contatos geológicos; (d) Superfícies de foliação (Nascimento da Silva, 2004).	32
Figura 4.1: a) Caracterização estrutural e sismicidade na Província Estrutural da Borborema. b) Localização Geográfica do Polígono das Secas e as áreas do levantamento aerogeofísico PROASNE (2001), contendo as duas áreas de estudo (Juá e Samambaia). As falhas em laranja foram mapeadas pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil).	37

Figura 4.2: a) A perfuração de poços inclinados fornece maiores vazões em relação a poços verticais em regiões onde predominam fraturas de alto ângulo. b) A maior ou menor favorabilidade hídrica está relacionada à conectividade de estruturas geológicas (Extraído de Coriolano,2002).	38
Figura 4.3: Condicionantes para o fluxo de fluidos ao longo de fraturas em rochas cristalinas (Extraído de Coriolano, 2002).	38
Figura 4.4: Corte esquemático ilustrando a formação de bolsões de intemperismo. As águas superficiais infiltram a partir de coberturas e escoam por meio de fraturas (Extraído de Nascimento da Silva, 2004).	39
Figura 4.5: Bloco – Juá: (a) Localização da área; (b) Modelo digital do terreno da área do levantamento geofísico; (c) Litologia da área do levantamento geofísico.....	40
Figura 4.6: Bloco – Samambaia: (a) Mapa geológico da área de levantamento geofísico; (b) Coluna estratigráfica; (c) Localização da folha de Custódia.	41
Figura 5.1: Fluxograma mostrando as fases do processamento dos dados geofísicos: eletromagnetométricos e magnetométricos.	45
Figura 5.2: a) Imagem da condutividade aparente bruta do bloco Juá, configuração coplanar, frequência 900Hz; b) Imagem da condutividade aparente filtrada do bloco Juá, configuração coplanar, frequência 900Hz. ..	47
Figura 5.3: a) Imagem da condutividade aparente bruta do bloco Samambaia, configuração coplanar, frequência 900Hz; b) Imagem da condutividade aparente filtrada do bloco Samambaia, configuração coplanar, frequência 900Hz.	48
Figura 5.4: Perfis da condutividade Aparente (Bloco-Juá) L10871 a) Perfis da condutividade aparente para as bobinas em configuração coplanar de alta frequência; b) Perfis da condutividade aparente para as bobinas em configuração coplanar de baixa frequência.(—) Alta frequência sem filtro; (—) Alta frequência com aplicação do filtro tipo hanning 2x; (—) Baixa frequência sem filtro; (—) Baixa frequência com aplicação do filtro tipo hanning 2x.	49
Figura 5.5: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Juá. (a) Coplanar, frequência: 900 Hz; (b) Coplanar, frequência: 4.500 Hz; (c) Coplanar, frequência: 33.000 Hz.	51
Figura 5.6: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Juá. (a) Coaxial, frequência: 900 Hz; (b) Coaxial, frequência:4.500 Hz.....	52
Figura 5.7: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Samambaia. (a) Coplanar, frequência: 900 Hz; (b) Coplanar, frequência: 4.500 Hz; (c) Coplanar, frequência: 33.000 Hz.	53
Figura 5.8: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Samambaia. (a) Coaxial, frequência: 900 Hz; (b) Coaxial, frequência:4.500 Hz.....	54
Figura 5.9: Linhas de voo, com destaque para as linhas selecionadas para o imageamento da condutividade. a) Bloco - Juá com três linhas selecionadas para imageamento e sobrevoadas no sentido E→W; b) Bloco-Samambaia com cinco linhas selecionadas para o imageamento e sobrevoadas no sentido W→E.....	55
Figura 5.10: Perfis magnéticos do campo total, do IGRF e do campo magnético anômalo (CMA). (a) Bloco-Juá: L11080 (b) Bloco-Samambaia: L20150.	57
Figura 5.11: Imagem do Campo Magnético Anômalo (CMA) das áreas de estudo. a) Juá. b) Samambaia.	58
Figura 5.12: Perfil da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) sem aplicação do filtro butterworth e perfil da Amplitude do Sinal Analítico com a aplicação do filtro butterworth para o corte do comprimento de onda (100) e número de ordem (8). Linha de voo L20150, Bloco-Samambaia.....	59
Figura 5.13: Imagens oriundas do campo magnético anômalo da área de Juá (a) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); (b) Inclinação do Sinal Analítico; (c) Fase Local do Sinal Analítico.....	60

Figura 5.14: Imagens oriundas do campo magnético anômalo da área de Samambaia (a) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); (b) Inclinação do Sinal Analítico (ISA); (c) Fase Local do Sinal Analítico (FLSA).....	61
Figura 5.15: Espectro de potência radial das fontes magnéticas nas duas áreas de levantamento a) Juá. b) Samambaia.....	62
Figura 6.1: Mapa geológico da área de levantamento geofísico: Samambaia.....	64
Figura 6.2: Imagens da condutividade aparente da área de Samambaia. (a) Condutividade aparente para a alta frequência (33.000 Hz) e arranjo coplanar, com as linhas de imageamento selecionadas (vermelho). (b) Perfis empilhados da condutividade para a alta frequência e arranjo coplanar.....	66
Figura 6.3: Imagem ternária da condutividade aparente para as frequências (900, 4,500 e 33,000 Hz).	67
Figura 6.4: Imagens oriundas do campo magnético anômalo (a) Imagem da amplitude do sinal analítico (ASA) com sobreposição das estruturas geológicas e dos lineamentos magnéticos. (b) Imagem da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) em escala de cinza com sobreposição das estruturas geológicas (branco) e dos resultados do Euler indicando a amplitude do sinal analítico.	69
Figura 6.5: Imagem de composição da condutividade aparente e da amplitude do sinal analítico (ASA) do campo magnético anômalo com a sobreposição dos poços. (condutividade para baixa frequência do sinal EM e arranjo coplanar).	71
Figura 6.6: Imagem da fase local do sinal analítico com a sobreposição dos lineamentos condutivos rasos (rosa), profundos (amarelo) e magnéticos (azul claro).....	72
Figura 6.7: (a) CDI da linha de voo L20150 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).....	76
Figura 6.8: (a) CDI da linha de voo L20460 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).....	77
Figura 6.9: (a) CDI da linha de voo L20640 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).....	78
Figura 6.10: (a) CDI da linha de voo L21090 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (esquerda: somente o imageamento da condutividade; direita: a CDI com as soluções de Euler).	79

- Figura 6.11:** **(a)** CDI da linha de voo L21223 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). **(b)** Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler). 80
- Figura 7.1:** **(a)** Localização da área; **(b)** Modelo digital do terreno da área do levantamento geofísico; **(c)** Litologia da área do levantamento geofísico. 88
- Figura 7.2:** **(a)** Modelo esquemático de levantamento aeroeletromagnético. (fonte: <https://em.geosci.xyz>); **(b)** Equipamentos utilizados no levantamento aerogeofísico em Juá-CE (fonte: Lasa, 2001)..... 89
- Figura 7.3:** **(a)** Imagem da condutividade aparente para baixa frequência (900 Hz). Nela estão localizadas as linhas de voo em vermelho, selecionadas para o imageamento da condutividade pela profundidade; estruturas geológicas (preto) e os poços. O voo foi operado no sentido E-W, em todas as 3 linhas. **(b)** Perfis da condutividade aparente para a frequência de 900 Hz em configuração coplanar e a localização dos açudes São Gabriel e Cairu..... 93
- Figura 7.4:** **(a)** Amplitude do Sinal Analítico e os lineamentos magnéticos interpretados (azul claro), lineamentos geológicos (preto) e os poços **(b)** Imagem de composição ternária da condutividade aparente calculadas para as frequências 900, 4.500 e 33.00 Hz, em configuração coplanar; lineamentos condutivos rasos (rosa) e profundos (amarelos). Informações de poços tubulares cadastrados no SIAGAS/CPRM (Sistema de Informação de Águas Subterrâneas). 94
- Figura 7.5:** **(a)** Composição de imagens da amplitude do sinal analítico do CMA e da condutividade aparente para baixa frequência (900 Hz). **(b)** imagem da fase local do sinal analítico (FLSA) e lineamentos geofísicos interpretados: rasos (rosa) e profundos (amarelo). Informações de localização dos poços tubulares encontrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS/CPRM). 95
- Figura 7.6:** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para os lineamentos magnéticos. **(b)** Diagrama de rosetas de comprimento para os lineamentos magnéticos. **(c)** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para os lineamentos condutivos rasos. **(d)** Diagrama de rosetas de comprimento para os lineamentos condutivos rasos. **(e)** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para os lineamentos condutivos profundos. **(f)** Diagrama de rosetas de comprimento para os lineamentos condutivos profundos. **(g)** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para as estruturas geológicas. **(h)** Diagrama de rosetas de comprimento para as estruturas geológicas..... 97
- Figura 7.7:** **(a)** CDI integrada ao Euler da linha de voo L10790 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). **(b)** Região da CDI onde se encontram os poços (lado esquerdo com as soluções de Euler e lado direito somente o imageamento da condutividade). 102
- Figura 7.8:** **(a)** CDI integrada ao Euler da linha de voo L10871 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal

analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (lado esquerdo com as soluções de Euler e lado direito somente o imageamento da condutividade).	103
Figura 7.9: (a) CDI da linha de voo L11080 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (lado esquerdo com as soluções de Euler e lado direito somente o imageamento da condutividade).	104
Figura 7.10: Modelo Geofísico da linha de voo L10790 com a interpretação das zonas condutivas e resistivas sobre a CDI, estruturas e contatos magnéticos interpretados pela técnica de Euler e poços.	106
Figura 7.11: Perfil geológico da linha de voo L10790 e poços.	107

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Skin Depth (SD) e profundidades de investigação (DP) para o espectro de frequências utilizadas no sistema AEM: Aerodat-DSP-99, com base na resistividade teórica ρ (Lasa, 2001).	17
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----



INTRODUÇÃO

Na Região Nordeste do Brasil o clima dominante é semiárido e caracterizado por taxas de pluviosidade baixas e irregulares, além de elevadas taxas de insolação e evaporação, o que desfavorece a retenção de água durante longos períodos em reservatórios superficiais. As chuvas ocorrem sazonalmente, geralmente concentradas nos quatro primeiros meses do ano, e são alternadas por períodos de estiagem.

As regiões estão inseridas no polígono das secas, no qual há grande escassez de água. Segundo dados da CPRM (2007), o semiárido brasileiro é um dos mais populosos do planeta, com aproximadamente 45 milhões de habitantes numa situação desfavorável ao abastecimento de água.

No interior destas regiões a atuação do poder público é limitada. A distribuição geográfica destes pequenos lugarejos é desfavorável pois estão separados por quilômetros uns dos outros. Além disso, a dinâmica socioeconômica também contribui como fator limitante ao abastecimento de água pelo sistema reservatório-adutora, que é o modo tradicional e existem nas cidades. A reserva hídrica subterrânea, muitas das vezes, é o único meio de subsistência da população e de seu desenvolvimento econômico, sendo a locação de poços tubulares profundos uma alternativa para o abastecimento (Souza Filho, 2008).

As condições climáticas são totalmente desfavoráveis à formação de reservatórios superficiais, como por exemplo os açudes e barragens de rios intermitentes. O clima não interfere diretamente na variação de água subterrânea, e sim, na recarga sazonal do meio aquífero (Nascimento da Silva, 2004).

O NE brasileiro é composto por rochas cristalinas e os solos são pouco espessos. Cerca de 50% do seu substrato é composto por rochas metamórficas e ígneas plutônicas, de natureza granito-gnaiss-migmatítica, que apresentam baixíssima porosidade intergranular, desfavorecendo assim e, por vezes eliminando a capacidade de armazenamento de água em seus interstícios. Todavia, essas rochas quando submetidas a esforços e tensões, que podem ser causados por movimentos tectônicos de acomodação da crosta e/ou por outros fatores geológicos, originam estruturas como zonas de falhas e fraturas, foliações e contatos geológicos intemperizados, que por sua vez, possuem a capacidade de portar a água subterrânea proveniente da chuva (Marques, 1995; Coriolano 2002; Nascimento da Silva, 2004; Souza Filho, 2008).



A circulação e o armazenamento da água nesse tipo de terreno são complexos, visto que dependerá da relação dos planos de descontinuidades e das zonas fraturadas, da presença de coberturas de diversas naturezas (autóctones e/ou alóctones), do grau de interconectividade, se o comportamento do sistema é aberto ou fechado (Coriolano, 2002; Nascimento da Silva, 2004).

Dois modelos de estruturas de fluxo e armazenamento de água subterrânea em terrenos cristalinos para a região NE do Brasil são propostos na literatura: O primeiro é o riacho-fenda, tradicionalmente utilizado para a locação de poços e está fundamentado no controle de drenagens retilíneas por zonas de falhas e fraturas (Siqueira, 1963 apud Coriolano, 2002), já o segundo, menos utilizado e não é incorporado à prática de locação, que é o calha elúvio-aluvionar (Avelino da Silva, 2000 apud Coriolano, 2002).

No Nordeste do Brasil e em outros terrenos cristalinos similares, os métodos frequentemente empregados para a locação desses poços provém de conceitos estruturais das décadas de 50 e 60 e, são baseados em interpretações de fotografias aéreas e no mapeamento geológico de campos através da observação de afloramentos rochosos, que por sua vez, possuem capeamentos expressivos, dificultando a sua observação (Coriolano, 2002).

O programa de cadastramento de fontes de água subterrânea no semiárido nordestino executado pelo CPRM desde 1998 contabilizou aproximadamente de 87 mil poços. Até 1990, as principais razões para a não instalação de poços no Nordeste eram a baixa produtividade da água salgada. As técnicas de locação mais utilizadas baseiam-se na interpretação de estruturas rúpteis e de morfologia (Coriolano, 2002; Nascimento da Silva, 2004; Neves, 2005) e estudos de geofísica aérea e terrestre (Marques, 1995; Pinéo, 2005; Souza Filho 2008).

O uso das geotecnologias e das técnicas geofísicas empregadas nesta pesquisa para este tipo de terreno permitem complementar os estudos hidrogeológicos das áreas, ao aprimorar modelos geológicos para a locação de poços.

Levantamentos eletromagnéticos aerotransportados (*Airborne Electromagnetics-AEM*) foram introduzidos no final da década de 1940 pela empresa *Stanmac McPhar* (Fountain, 1998). O sucesso destes levantamentos na exploração mineral permitiu a aplicação desse método em campanhas de mapeamento geológico (Palacky, 1981) e exploração hidrogeológica (Palacky *et al.*, 1986).

Dentre as ferramentas disponibilizadas pelo Projeto Aerogeofísico de Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (*PROASNE*), foi executado pela *LASA Engenharia e Prospecções S/A*, no ano de 2001, um levantamento geofísico aerotransportado nas duas áreas escolhidas para testar a aplicabilidade das técnicas geofísicas: Juá-CE e Samambaia-PE. O levantamento inclui



medidas de campo magnético natural e de campo eletromagnético artificial no domínio da frequência FDEM (*Frequency Domain Electromagnetic*).

No primeiro eixo da pesquisa são explanados os históricos dos métodos Eletromagnetométricos Aerotransportados (AEM) e o Magnetométrico; Suas limitações, formulações matemáticas, conceitos teóricos das técnicas utilizadas, filtragens aplicadas aos dados, metodologia empregada, cálculo da condutividade e sua relação com a profundidade e cálculo do espectro de potência e Euler para a magnetometria (capítulos I e II). Serão também abordados alguns tópicos que caracterizam a hidrogeologia em terrenos cristalinos (capítulo III).

O segundo eixo da pesquisa constitui-se da abordagem conceitual da Província Estrutural da Borborema e seus mecanismos de controle estrutural, a sismicidade regional, a geologia das áreas de levantamento e os modelos de ocorrência de água subterrânea em terrenos cristalinos (capítulo IV).

O terceiro eixo da pesquisa trata do processamento dos dados geofísicos (eletromagnetométricos e magnetométricos) para as duas regiões (Juá e Samambaia), com destaque para: i) Remoção de ruídos e tendências que dificultaram a interpretação; ii) Aplicação de técnicas de realce em dados magnéticos (capítulo V).

Finalmente os capítulos VI e VII utilizam os resultados do capítulo V para realizar: i) Interpretação de lineamentos geofísicos e sua correlação com estruturas geológicas, por meio da análise de direções preferenciais; ii) O imageamento da condutividade e sua integração com as soluções obtidas na deconvolução de Euler e com as informações geológicas, para as áreas de Samambaia (Capítulo VI) e Juá (capítulo VII, artigo referente ao processamento e a interpretação da área de Juá).

Este estudo objetiva utilizar a modelagem eletromagnetométrica e magnetométrica para contribuir na determinação das características hidrogeofísicas nos ambientes em estudo (Juá e Samambaia).

Com os objetivos secundários: i) Caracterizar as propriedades eletromagnetométricas e magnetométricas definindo estruturas EM rasas, intermediárias e profundas, utilizando das CDI's; e estruturas magnetométricas utilizando o Euler; ii) Definir regiões com baixa e alta condutividade e respostas magnéticas; iii) Correlacionar estruturas e características magnetométricas e EM com a geologia e os poços da área.



CAPÍTULO I

CONCEITUAÇÃO DO MÉTODO ELETROMAGNETOMÉTRICO

A origem do sistema eletromagnético data de 1946. O interesse das empresas de exploração em ferramentas geofísicas ocasionou um progresso nos sistemas aéreos, iniciando com equipamentos no domínio da frequência e posteriormente no domínio do tempo. Os fundamentos científicos na área de interpretação começaram a ser apresentados em 1951, por Wait (1951), que descreveu o comportamento de uma esfera condutora imersa em um campo magnético. A partir da década de 50, muitos estudos sobre a modelagem de dados de Eletromagnetometria Aerotransportada (AEM) foram surgindo para uma melhor interpretação de anomalias eletromagnéticas (Von Huelsen, 2007).

Neste capítulo serão abordados a evolução dos sistemas AEM, o histórico de aplicação do método, os níveis de investigação alcançados e os conceitos teóricos que regem o fenômeno eletromagnético, algumas vezes formulados no domínio do tempo e outras vezes, no domínio da frequência.

1.1 HISTÓRICO DO MÉTODO AEM

A origem dos Sistemas AEM data de 1946 quando *Stanmac e a Macphar Engineering* desenvolveram um sistema Eletromagnetométrico (EM) portátil para mapear um lago congelado, tendo o transmissor colocado na frente de um trailer e o receptor rebocado a 60 m atrás. Com os bons resultados obtidos, em 1947 foi montado um sistema semelhante em um avião (figura 1.1). A configuração obteve êxito e serviu de base para o desenvolvimento de outros sistemas (Collet, 1986).

Após a segunda guerra mundial, a reconstrução da economia exigiu uma corrida pela exploração mineral. Devido à essas circunstâncias e o cenário amplamente deteriorado daquela época, houve um grande incentivo ao desenvolvimento dos métodos geofísicos, que foram utilizados para detectar de maneira rápida, áreas propensas a ocorrência de depósitos de Cobre, Zinco, Níquel e Chumbo (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007).



Figura 1.1: 1º Sistema AEM. Canadá, julho 1948 (Extraído Collet, 1986).

O primeiro artigo científico que falou sobre a resposta da condutividade de um corpo foi escrito por Wait em 1951. Ele descreveu o comportamento de uma esfera condutora na presença de um campo magnético variante no tempo (Wait, 1951). Este trabalho apontou a importância das componentes fase e quadratura do campo eletromagnético induzido. Em 1955 foi desenvolvido um sistema para registrar a resposta da componente fase a qual é a mais sensível a bons condutores (Grant & West, 1965).

Em 1954, *A.B. Elektrisk Malmletning* desenvolveu sistema AEM de quadratura com dupla frequência (Fountain, 1998).

Em 1956 a *Rio Tinto Canadian Exploration Ltd* introduziu a bobina coplanar colocada nas asas de um avião. Em 1957, a *Aerogeophysics Ltd*, apresentou um receptor que era rebocado em um charuto, abaixo de um avião ou helicóptero (Fountain, 1998).

Em 1967, a *Barringer* introduziu um sistema que possuía frequência única, com um transmissor na direção do eixo x e, receptor na direção do eixo y ou do eixo z, montados em um charuto (Fountain, 1998).

Em 1970, através do pioneirismo da *Dighem* (Fraser, 1972), usando um sistema acoplado em helicóptero contendo multibobinas (figura 1.2), o sistema AEM se tornou mais versátil. Foram gerados mapas de contorno de resistividade (Fraser, 1978), permitindo assim, uma melhor correlação com a geologia, novas aplicações na mineração, estudos de engenharia e prospecção de água. Altas resoluções são obtidas utilizando helicóptero, ao passo que, maior penetração se obtém utilizando avião (Nabighian & Macnae, 1987).



Figura 1.2: Sistema AEM com charuto (Geoterrex - dighem, 1999).

No início dos anos de 1980 teve-se a configuração de multibobinas e também multifrequências. Em 1982 a *Dighem Ltda*, desenvolveu o Dighem III adicionando um par de bobinas coplanares horizontais operando com frequência de 7.200 Hz (geoterrex-dighem, 1999).

Na China foram desenvolvidos sistemas no domínio da frequência, introduzindo-se a aquisição digital através do DFAEM (*Digital Frequency Aeroeletromagnetic*; geoterrex-dighem, 1999).

O desenvolvimento dos sistemas foram evoluindo com o passar dos anos, adicionando-se frequências e pares de bobinas e melhorando a aerodinâmica das plataformas.

Devido ao ressurgimento da exploração mineral e às novas aplicações ambientais em 1993, os sistemas AEM foram aprimorados com relação a aquisição de dados digitais (Fountain, 1998).

O serviço Geológico da Finlândia (GTK) promoveu um sistema AEM no Domínio da Frequência através do desenvolvimento de um novo sistema com frequência dupla (Poikanen *et al.*, 1998; Von Huelsen, 2007).

1.2 APLICAÇÕES DO MÉTODO AEM

As vantagens da utilização do método AEM em hidrogeologia são inúmeras, dentre elas, não é necessário o contato direto com o solo, isso permite que as pesquisas com levantamentos aéreos sejam rápidas, baratas e, além disso, não dependem das áreas, por exemplo, na neve ou em áreas com vegetação. Por essas razões, as técnicas modernas FDEM encontram grandes aplicações para fins em hidrogeofísica.



Binley *et al.* (2015) mostram as profundidades de investigação em hidrogeofísica (figura 1.3): i) Estudos de solos rasos e alvos agrícolas (Doolittle & Brevick, 2014; Doolittle *et al.*, 2012); ii) Processos hidrológicos relativamente mais profundos (Kravchenko *et al.*, 2002).

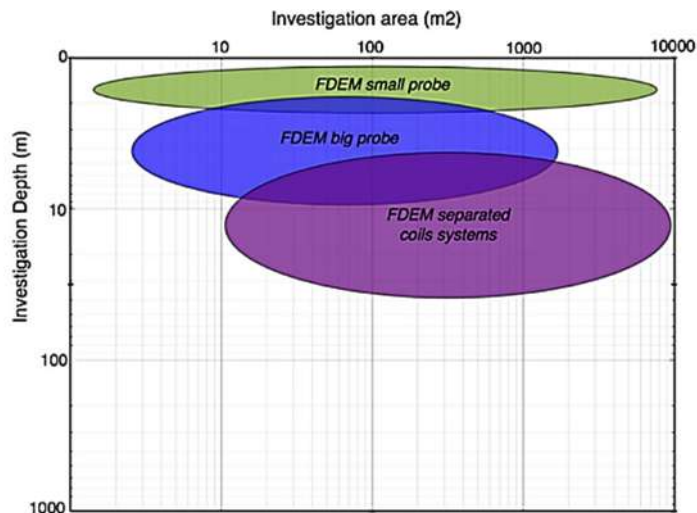


Figura 1.3: Escala de investigação para os métodos FDEM. As áreas do gráfico são divididas para pequenos espaçamentos fixos das bobinas (comprimentos de 0,5 m – 3 m, verde), grandes espaçamentos fixos (comprimento de 3 m a 6 m, azul), e sistemas de bobinas separadas (púrpura). Este por último é construído em sistemas multibobinas e multifrequências e cobrem de uma só vez várias escalas de investigação (Boaga, 2017).

Através do método AEM, em Ontário, no ano de 1959, foi descoberto o mais rico corpo maciço com associação de sulfetos (Zinco, Cobre, Chumbo e Prata) do mundo (Palacky & West, 1991 apud Von Huelsen, 2007), no período onde o principal motivo da aplicação do método era a exploração de metais, de 1950 a 1970. Em 1960 teve início o estudo da exploração de águas subterrâneas por meio do método AEM (Palacky & West, 1991 apud Von Huelsen, 2007).

No final dos anos 70, o método alcançou outras partes do mundo, como a Austrália, Brasil, Costa do Marfim, Índia, Kênia e Arábia Saudita (Palacky & West, 1991).

No Canadá, as profundidades de penetração com o método foram alcançadas por companhias dedicadas à exploração de mineral, atingindo 420 m na região de Cigar Lake, rica em minério (Palacky & West, 1991), e aproximadamente 700 m na bacia do Athabasca para o mapeamento de condutores profundos utilizando o sistema MEGATEM (Smith *et al.*, 2010).

Estudos importantes de interpretação AEM na exploração de águas subterrâneas foram realizados na Alemanha (Sengpiel, 1986), no Paquistão (Sengpiel & Fluche, 1992) e no Brasil (Veríssimo e Feitosa, 2002; Coriolano, 2002; Souza Filho *et al.*, 2010). Em outros trabalhos o método EM foi empregado no mapeamento de águas subterrâneas e na distribuição de



salinidade (Sattel & Kgotlhang, 2004; e.g., Bedrosian *et al.*, 2016; Chongo *et al.*, 2015; Siemon *et al.*, 2015; King *et al.*, 2018), e na descarga de águas subterrâneas em zona litorânea, na parte ocidental da Bélgica (Paepen *et al.*, 2020).

1.3 CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS AEM

Embora os sistemas eletromagnéticos sejam diversificados, cada qual para o seu objetivo específico, estes partem de um princípio básico de operação. Utiliza-se fonte artificial para criar um campo magnético primário variante no tempo, que por sua vez, estabelece correntes condutoras em subsuperfície. A partir de então, é originado um campo magnético induzido, no qual cria uma força eletromotriz (f.e.m), que então é medida utilizando bobinas (Grant & West, 1965), como pode ser visto na figura 1.4.

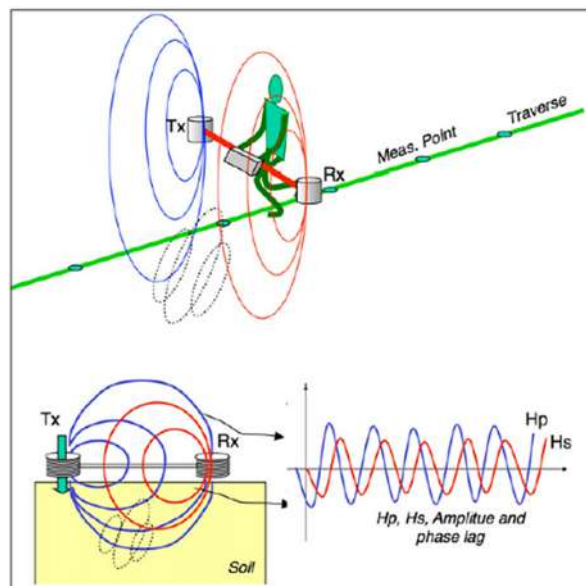


Figura 1.4: Representação esquemática dos princípios físicos do método FDEM. H_p é o campo magnético primário gerado na bobina transmissora T_x ; H_s é o campo magnético secundário registrado na bobina receptora R_x ; as linhas pontilhadas são as correntes de indução. H_p e H_s têm amplitude e fase defasadas. Para cada ponto de medição são registrados 2 valores: A componente real (em fase) e a componente imaginária (quadratura)
Fonte: (Boaga, 2017).

A classificação da técnica eletromagnética varia de acordo com o tipo de transmissor utilizado e como a força eletromotriz é medida.



Os sistemas AEM podem ser do tipo ativo (utiliza fonte artificial) ou passivo (utiliza fonte natural; Palacky & West, 1991). Neste estudo, foi utilizado o sistema ativo, com transmissores e receptores rebocados em aeronave, e a aquisição de dados foi feita em helicóptero (figura 1.5).

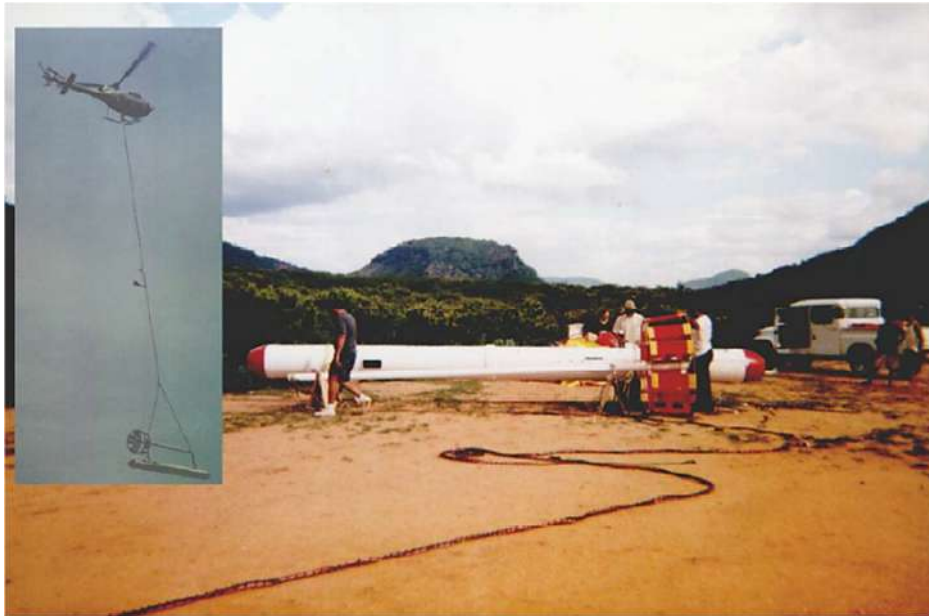


Figura 1.5: Sistema ativo com transmissor e receptor móveis localizados no bird da aeronave. Essa plataforma foi utilizada no aerolevante do PROASNE (Lasa, 2001).

Apesar deste sistema não atingir penetração maior quando comparado a outros, justamente porque a distância entre receptor (R) e transmissor (T) é menor, ele possui maior resolução.

Existem algumas opções que podem ser escolhidas para um levantamento AEM (Filterman, 1990). Uma das etapas fundamentais na fase de planejamento é a escolha do sistema. Deve-se levar em consideração o modelo que satisfaça ao levantamento, sua sensibilidade e a configuração das bobinas (Palacky & West, 1991). A sensibilidade do sistema depende da frequência, da condutividade do alvo e da geometria dos sensores.

A configuração dos pares de bobinas transmissoras e receptoras influencia a resposta obtida dos alvos condutores e na sensibilidade. Na prática, os condutores podem ter mergulhos e diversas formas geométricas em subsuperfície, nesse sentido costuma-se utilizar mais de uma configuração de bobinas transmissoras e receptoras: Coaxial (dipolo horizontal) e Coplanar (dipolo vertical). Na configuração coaxial, as bobinas são posicionadas no mesmo eixo e a profundidade de investigação é mais superficial. Na configuração coplanar as bobinas são



posicionadas no mesmo plano, e o campo eletromagnético alcança uma maior profundidade de investigação.

Em Von Huelsen (2007), é visto que além da classificação de acordo com a geometria e outros fatores inerentes ao levantamento, pode-se também subdividir os sistemas Eletromagnetométricos Aerotransportados em Domínio do Tempo (ATDEM) e Domínio da Frequência (FDEM), este por último, utilizado como metodologia aplicada nesta pesquisa.

Na década de 80 priorizou-se os sistemas de múltiplas bobinas, para levantamentos rasos e de alta resolução, com a utilização do helicóptero e operando no domínio da frequência. Na década de 90, estes sistemas começaram a operar com cinco pares de bobinas e maior quantidade de frequências com charutos medindo de seis a nove metros (figura 1.6). A plataforma em helicóptero AEM geralmente é usado em levantamentos onde se almeje alta resolução e boa definição no mapeamento da resistividade, empregando sistema de bobinas múltiplas e amplo espectro de frequências (Fountain, 1998; Von Huelsen, 2007).

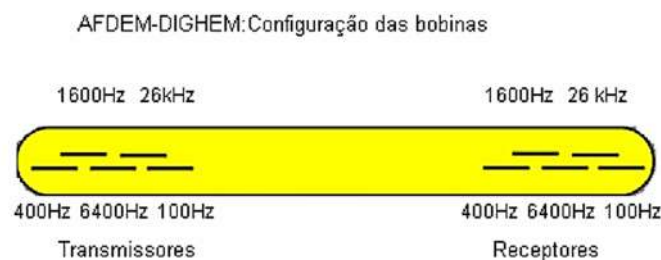


Figura 1.6: DIGHEM V (geotrex-dighem, 1999).

1.4 TEORIA FÍSICA

A teoria eletromagnética explica as técnicas eletromagnéticas empregadas em levantamentos aéreos. Considera-se a terra como um meio isotrópico, homogêneo, e os parâmetros elétricos independentes do tempo, temperatura e pressão. As soluções das equações de onda provêm das leis de Maxwell (Nabighian & Macnae, 1987). Algumas equações serão apresentadas no domínio do tempo e outras no domínio da frequência.



1.4.1 Equações de Maxwell

O campo eletromagnético é representado pela componente do campo elétrico \vec{e} e do campo magnético \vec{b} , e é uma manifestação da distribuição de carga regida pela lei de Coulomb (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{\nabla} \cdot \epsilon_0 \vec{e} = q \quad \text{Eq.1.1}$$

q = distribuição de carga (C/m^3)

ϵ_0 = permeabilidade dielétrica

De acordo com a distribuição de carga dentro de um condutor poderá se estabelecer uma corrente elétrica. Esta movimentação pode ser descrita através da densidade de corrente \vec{j} (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = -\frac{\delta q}{\delta t} \quad \text{Eq.1.2}$$

\vec{j} = vetor densidade de fluxo de corrente ($\frac{A}{m^2}$)

t = tempo

A densidade de corrente que flui num meio é um resultado do campo elétrico e varia linearmente com o mesmo, de acordo com a lei de Ohm (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{j} = \sigma \vec{e} \quad \text{Eq.1.3}$$

σ = condutividade elétrica ($\frac{S}{m}$)

Existe uma dependência da densidade de corrente com a condutividade elétrica, esta por sua vez, é a propriedade física mais relevante no estudo método Eletromagnetométrico (EM) para frequências inferiores a $100kHz$ (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007).

O campo elétrico pode ser definido em função de quatro vetores \vec{e} , \vec{b} , \vec{d} e \vec{h} (Ward & Hohmann, 1988 apud Von Huelsen, 2007), onde:

\vec{e} : é a intensidade do campo elétrico ($\frac{V}{m}$);

\vec{b} : é o campo magnético induzido ($\frac{Wb}{m^2}$) ou tesla;



\vec{d} : é o deslocamento dielétrico $\left(\frac{C}{m^2}\right)$;

\vec{h} : intensidade do campo magnético $\left(\frac{A}{m}\right)$.

Evidências experimentais indicam que todo fenômeno eletromagnético obedece às equações de Maxwell, descritas do domínio temporal, por (Ward & Hohmann, 1988 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{\nabla} \times \vec{e} + \frac{\partial \vec{b}}{\partial t} = 0 \quad \text{Eq.1.4}$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{h} - \frac{\partial \vec{d}}{\partial t} = \vec{j} \quad \text{Eq.1.5}$$

$$\nabla \cdot \vec{b} = 0 \quad \text{Eq.1.6}$$

$$\nabla \cdot \vec{d} = \rho \quad \text{Eq.1.7}$$

Onde: ρ é a densidade de carga elétrica $\left(\frac{C}{m^3}\right)$;

\vec{j} = vetor densidade de fluxo de corrente $\left(\frac{A}{m^2}\right)$;

t = tempo (segundos).

A equação 1.4 descreve a lei de Faraday. Ela relaciona o campo elétrico com o campo magnético e mostra que a corrente induzida se opõe ao sentido da variação que a produziu (lei de Lenz). A equação 1.5 é a lei de Ampère e mostra como o fluxo elétrico se modifica através do tempo. A equação 1.6 demonstra que através de qualquer superfície fechada o fluxo do vetor indução magnética é zero, ou seja, não existem polos magnéticos isolados. A equação 1.7 é a lei de Gauss que fornece o fluxo do campo elétrico numa superfície fechada que é igual a carga líquida encerrada por ela (Stratton, 1941). Todas essas equações são baseadas nos experimentos de Faraday e Ampère.

Em síntese, pela lei de Faraday, o campo elétrico é gerado pela variação do campo magnético e pela lei de Ampère, o campo magnético é criado quando ocorre a variação da densidade de corrente no tempo.



1.4.2 Equações de onda

Aplicando o gradiente nas equações 1.4 e 1.5, considerando as funções \vec{e} e \vec{h} contínuas e a região de estudo homogênea ($\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0$, $\vec{\nabla} \cdot \vec{e} = 0$ e $\vec{\nabla} \cdot \vec{h} = 0$), obtém-se (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{\nabla}^2 \vec{e} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{e}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} = 0 \quad \text{Eq.1.8}$$

$$\vec{\nabla}^2 \vec{h} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = 0 \quad \text{Eq.1.9}$$

Estas são as equações de onda para o campo elétrico e o magnético no domínio do tempo, onde:

μ : permeabilidade magnética $\frac{\text{Weber}}{\text{Am}}$

ϵ : permeabilidade dielétrica $\frac{\text{C}^2}{\text{Nm}^2}$

σ : condutividade elétrica $\frac{\text{Siemens}}{\text{m}}$

Têm-se as seguintes relações, no domínio da frequência:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$

$$\vec{j} = \sigma \vec{E}$$

Onde \vec{E} é o campo elétrico, \vec{B} é o campo magnético induzido, \vec{D} o deslocamento dielétrico, \vec{H} o campo magnético e, \vec{j} é a densidade de corrente. Os campos \vec{E} e \vec{B} são apresentados no domínio da frequência.

Aplicando-se a transformada de Fourier nas equações 1.8 e 1.9, obtém-se (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\vec{E} = 0 \quad \text{Eq.1.10}$$

$$\vec{\nabla}^2 \vec{H} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\vec{H} = 0 \quad \text{Eq.1.11}$$



Ou

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad \text{Eq.1.12}$$

$$\vec{\nabla}^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad \text{Eq.1.13}$$

Onde $k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega = -\hat{z}\hat{y}$

As equações 1.10 a 1.13 são equações de onda no domínio da frequência.

Considerando que a corrente de deslocamento é muito menor que a corrente de condução ou em regimes estacionários e para frequências inferiores a $100kHz$ a contribuição de $\mu\epsilon\omega^2$ pode ser considerada desprezível, portanto, reescrevendo as equações 1.8 e 1.9 (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{\nabla}^2 e - \mu\sigma \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} = 0 \quad \text{Eq.1.14}$$

$$\vec{\nabla}^2 h - \mu\sigma \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = 0 \quad \text{Eq.1.15}$$

Ou, no domínio da frequência:

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} - i\mu\sigma\omega \vec{E} = 0 \quad \text{Eq.1.16}$$

$$\vec{\nabla}^2 \vec{H} - i\mu\sigma\omega \vec{H} = 0 \quad \text{Eq.1.17}$$

Para o domínio da frequência, se for considerada uma dimensão (1D-componente z), obtém-se (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} - i\mu\sigma\omega \vec{E} = 0 \quad \text{Eq.1.18}$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial z^2} - i\mu\sigma\omega \vec{H} = 0 \quad \text{Eq.1.19}$$

Onde, ω é frequência angular $\left(\frac{rad}{s}\right)$.



1.4.3 Soluções da equação de onda

As equações 1.18 e 1.19 são diferenciais de segunda ordem. Duas soluções básicas destas equações são de interesse.

A primeira solução possui dependência senoidal com o tempo ($e^{i\omega t}$):

$$\vec{e} = \vec{e}_0 e^{-i(kz - \omega t)} + \vec{e}_0 e^{i(kz + \omega t)} \quad \text{Eq.1.20}$$

$$\vec{h} = \vec{h}_0 e^{-i(kz - \omega t)} + \vec{h}_0 e^{i(kz + \omega t)} \quad \text{Eq.1.21}$$

Onde k é uma grandeza complexa:

$k = \alpha - i\beta$ (com α e β números reais;

α e β são dados por (Stratton, 1941).

$$\alpha = \omega \left(\frac{\mu\mathcal{E}}{2} \left(\left(1 + \frac{\sigma^2}{\mathcal{E}^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} + 1 \right) \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Eq.1.22}$$

$$\beta = \omega \left(\frac{\mu\mathcal{E}}{2} \left(\left(1 + \frac{\sigma^2}{\mathcal{E}^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right) \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Eq.1.23}$$

Quando as correntes de condução dominam sobre as de deslocamento, α e β são idênticos (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen):

$$\alpha = \beta = \left(\frac{\omega\mu\sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Eq.1.24}$$

As soluções das equações de onda ficam (Nabighian & Macnae, 1987 apud Von Huelsen, 2007):

$$\vec{e} = \vec{e}_0 e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad \text{Eq.1.25}$$

$$\vec{h} = \vec{h}_0 e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad \text{Eq.1.26}$$

Desta forma, conclui-se que:



- i) A amplitude da onda eletromagnética decai um fator de $\frac{1}{e}$ com a distância; $\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma}\right)^{\frac{1}{2}} = 503 \left(\frac{1}{f\sigma}\right)^{\frac{1}{2}}$; onde δ é a profundidade de penetração.
- ii) A onda varia senoidalmente com z ; $e^{-iaz} = \cos(\alpha z) - i\text{sen}(\alpha z)$.
- iii) A onda varia senoidalmente com t ; $e^{iat} = \cos(\omega t) - i\text{sen}(\omega t)$.

A segunda solução básica das equações das equações 1.18 e 1.19 é para o campo elétrico e magnético causados por impulso, no plano $z = 0$. Se for negligenciada a corrente de deslocamento, as soluções se darão pela transformada inversa de Fourier das equações 1.20 e 1.21 (Nabighian & Macnae, 1987).

$$\begin{pmatrix} \vec{e} \\ \vec{h} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \vec{e}_0 \\ \vec{h}_0 \end{pmatrix} \frac{(\mu\sigma)^{\frac{1}{2}}z}{2\pi^{\frac{1}{2}}t^{\frac{3}{2}}} e^{-\mu\sigma z^{\frac{2}{4}}t} \quad \text{Eq.1.27}$$

A figura 1.7 mostra o campo em função distância z (penetração) para um tempo fixo, e ele é máximo para

$$z = \left(\frac{2t}{\mu\sigma}\right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Eq.1.28}$$

É importante notar a similaridade entre a profundidade z e skin depth (obtido nas formulações do domínio da frequência).

$z \propto t^{\frac{1}{2}}$ e o *skin depth* $\propto \omega^{-\frac{1}{2}}$, sendo $\omega = 2\pi f$

De acordo com a frequência utilizada pelo sistema e da condutividade do meio em estudo, têm-se uma ideia da profundidade que está investigando (Ward & Hohmann, 1988 apud Von Huelsen, 2007).

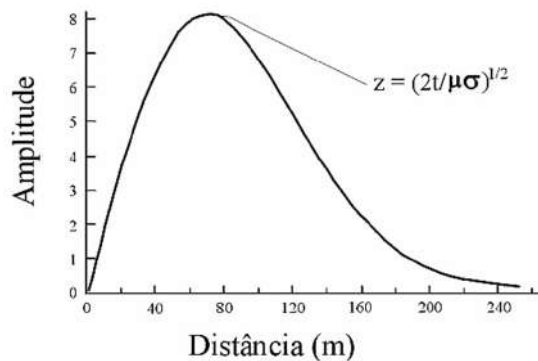


Figura 1.7: Campo magnético ou elétrico (para $t=0,03\text{ms}$) em função da distância, para um tempo fixo $t=0,03\text{ms}$ (Nabighian & Macnae, 1987).



Esta profundidade é função da frequência e da condutividade do meio, e a equação aplicada (Eq.1.29) é denominada *skin depth* (Telford *et al.*, 1984; McNeill, 1991).

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{1/2} = k \left(\frac{1}{f \sigma} \right)^{1/2} \quad \text{Eq.1.29}$$

δ : profundidade de penetração (m); μ : permeabilidade magnética (weber/Am); σ : condutividade elétrica (Siemens/m); ω : Frequência angular (rad/s); f : Frequência operada (Hz); k : é uma constante que depende da geometria e do tipo de plataforma de operação do sistema.

Admite-se que a profundidade de investigação DP é aproximadamente igual a

$$DP = \frac{2}{3} SD \quad \text{Eq.1.30}$$

Onde SD é o *Skin Depth*

A tabela abaixo caracteriza os níveis de investigação alcançados pelo PROASNE no levantamento aéreo.

Tabela 1: Skin Depth (SD) e profundidades de investigação (DP) para o espectro de frequências utilizadas no sistema AEM: Aerodat-DSP-99, com base na resistividade teórica ρ (Lasa, 2001).

f (Hz)	SD (m) para diferentes ρ ($\Omega \cdot m$)				DP (m) para diferentes ρ ($\Omega \cdot m$)			
	1000 $\Omega \cdot m$	500 $\Omega \cdot m$	100 $\Omega \cdot m$	10 $\Omega \cdot m$	1000 $\Omega \cdot m$	500 $\Omega \cdot m$	100 $\Omega \cdot m$	10 $\Omega \cdot m$
900	530 m	375 m	168 m	53 m	353 m	250 m	112 m	35 m
4500	237 m	168 m	75 m	24 m	158 m	112 m	50 m	16 m
330000	88 m	62 m	28 m	9 m	59 m	41 m	19 m	6 m

1.5 FDEM: FASE E QUADRATURA

Vimos nas equações de Maxwell que um campo eletromagnético pode ser representado por uma onda senoidal, onde têm-se a parte real (em fase) e a parte imaginária (quadratura). Quando uma onda está atrasada em relação a outra elas dizem-se fora de fase. A diferença de fase pode ser representada por um ângulo θ , que corresponde à separação angular das ondas



(figura 1.8a). Estas relações de fase das ondas EM podem ser representadas em diagrama de vetores, onde o ângulo medido representa o atraso angular do secundário em relação ao primário. Sinais harmônicos (\sin e \cos) podem ser representados graficamente por vetores em um plano 2-D. Usando esta relação, qualquer sinal harmônico pode ser separado em duas componentes (Morozov, 2020):

1a. Componente variando com o tempo como $\cos(\omega t)$ (figura 1.8 b). Esta componente é chamada de "em fase" (S_p) (com o sinal de referência usado para o eixo X).

2a. Componente variando com o tempo como $\sin(\omega t)$ (figura 1.8b). Esta componente é chamada de "quadratura" (S_{quad}) e está atrasada $\pi/2$.

As Figuras (1.8b, c) mostram as componentes fase e quadratura, ou seja, a decomposição do sinal EM registrado na bobina Rx, com relação ao campo magnético primário (verde). As propriedades elétricas do condutor provocam defasagens.

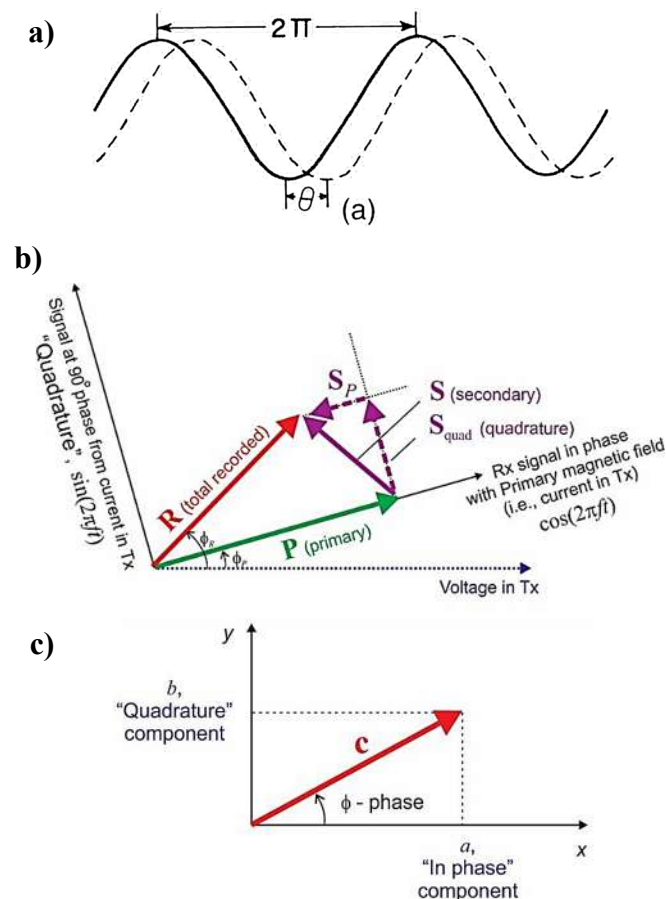


Figura 1.8: (a) Diferença de fase (θ) entre duas ondas; (b) Relação vetorial entre as componentes fase e quadratura dos campos primários, secundário e total; (c) Componentes Fase e Quadratura do campo EM (Morozov, 2020.).



A razão do espaçamento entre as bobinas R (receptora) e T (transmissora) pelo *skin depth* é conhecida como número de indução B . Quando o número de indução for baixo, $B \ll 1$, então a razão do campo magnético secundário H_s pelo primário H_p na bobina receptora será diretamente proporcional à condutividade aparente (Fraser, 1978), expressa pela relação:

$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{i\omega\mu_0 s^2}{4} \quad \text{Eq.1.31}$$

Onde s é a distância entre as bobinas transmissora (T) e receptora (R)

Em um sistema de medição móvel, para uma frequência (f) selecionada e uma dada separação (s) entre as bobinas transmissora e receptora, a relação da condutividade aparente e as componentes medidas na bobina receptora é expressa pela relação (Pine e Minty, 2005 apud Souza Filho, 2008):

$$\sigma_a = \left(\frac{4 \left(\frac{H_s}{H_p} \right)^Q}{\mu_0 \omega s^2} \right) \quad \text{Eq.1.32}$$

Onde σ_a é a condutividade aparente (mS/m); Q refere-se ao valor da componente de quadratura; $\omega = 2\pi f$ (frequência angular); f é a frequência de aquisição empregada no levantamento.

1.6 VALORES TEÓRICOS DA CONDUTIVIDADE DAS ROCHAS

As propriedades das rochas poderiam ser consideradas como uma simples combinação das propriedades de seus minerais constituintes, mas isso nem sempre acontece, e a causa dessa complexidade em prever essas propriedades provém de uma substância não mineral, a água, que está presente em praticamente todas as rochas. Como a água tem forte efeito na condutividade e permissividade dielétrica, uma pequena quantidade é suficiente para causar mudanças no comportamento das propriedades da rocha.

A polarização molecular é um processo importante na água por causa da distribuição assimétrica de elétrons na molécula. A molécula tem um momento dipolo permanente e assim,



um campo elétrico aplicado irá rotacionar a molécula no campo para alinhar seu momento com a direção do campo. Durante essa rotação são criadas correntes de deslocamento e deslocamento dielétrico de cargas que acompanha o processo.

A água é um solvente e na natureza existe como um eletrólito com consideráveis quantidades de íons presentes para aumentar a condutividade. A água subterrânea e a água que preenche o espaço nos poros das rochas normalmente são eletrólitos com grande variedade de sais em solução. A (Figura 1.9) mostra diferença nos valores de condutividade das rochas e de águas com diferentes concentrações de sais.

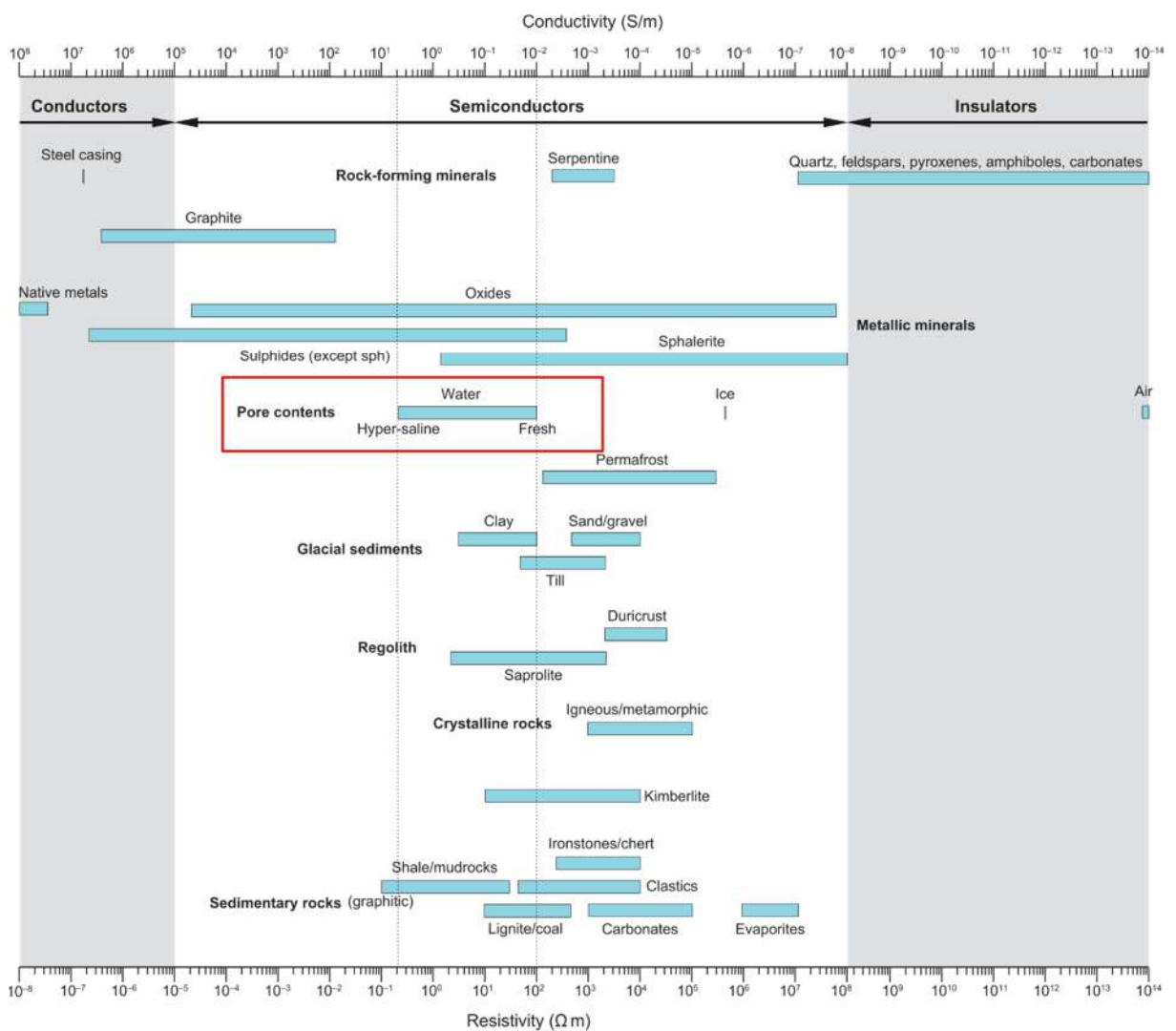


Figura 1.9: Tabela dos valores da resistividade e condutividade para diferentes tipos de condutores; o quadrado com o limite vermelho destaca o intervalo de resistividade/condutividade da água nos interstícios de uma rocha. Adaptado de Dentith & Mudge, 2014.



CAPÍTULO II

CONCEITOS DO ESTUDO MAGNETOMÉTRICO

O método magnetométrico é um método potencial de caráter dipolar. A partir das variações de intensidade do campo total (\vec{B}) e de suas componentes (x, y, z) é que são feitas as leituras do campo magnético terrestre, que é proveniente da interação entre o campo magnético gerado no interior da terra e dos minerais com forte susceptibilidade magnética que compõem as rochas da crosta, entre esses minerais temos a magnetita Fe_3O_4 , ilmenita $FeTiO_3$ e pirrotita FeS (Reynolds, 1997).

O campo magnético que existe na superfície terrestre pode ser considerado como resultante de fenômenos elétricos subcrustais e crustais e fenômenos elétricos externos. O campo magnético passa por variações ao longo do tempo e é frequente encontrar rochas com polarização que acompanham o campo magnético atual, denominado magnetização induzida e outra relacionada à época de formação da rocha, denominada magnetização remanescente (Reynolds, 1997).

Segundo Nabighian *et al.* (2005), Willian Gilbert realizou a primeira investigação magnética de superfície, chegando a inferências sobre o campo magnético da terra ainda durante o século XVI. Já, a partir do século XIX e princípio do século XX o método magnetométrico passou a ser utilizado na prospecção mineral, hidrocarbonetos e estudos de subsuperfície

Com a demanda crescente por aço, antecedendo a revolução industrial, a atração das agulhas imantadas das bússolas passaram a ser utilizadas no auxílio da prospecção mineral, com ferramentas rudimentares (Telford *et al.*, 1990).

Já na segunda guerra mundial foi que os primeiros magnetômetros fluxgate fabricados por plataformas aéreas foram desenvolvidos para a detecção de submarinos e tornou possível o mapeamento de toda a seção crustal em uma variedade de escalas, desde embasamentos fortemente magnetizados em escala regional a contatos em bacias sedimentares com baixa magnetização (Nabighian *et al.*, 2005; Telford *et al.* 1990). Com o fim da segunda guerra, os EUA não mediram esforços para ampliação do mapeamento de geologia a nível nacional, a partir de dados do campo magnético.

O método de pesquisa magnética foi aperfeiçoando a partir da construção de equipamento capazes de medir as variações das componentes horizontal e vertical do campo



magnético e sua inclinação. A partir dos anos 90, essas medidas foram se tornando precisas e obtidas por meio do aparelho denominado magnetômetro, tornando um método simples, rápido e barato (Telford, 1990).

De uma forma geral as informações sobre a intensidade do Campo Magnético Total (CMT) no sensor do magnetômetro representam as contribuições de pelo menos três fontes: (i) Interna, devido ao campo geomagnético, criado na interface entre manto-núcleo terrestre; (ii) Externa, proveniente das diversas correntes elétricas estabelecidas na ionosfera e (iii) Contrastes nas propriedades magnéticas dos diferentes materiais geológicos e de suas estruturas situadas na crosta terrestre, chamado de Campo Magnético Anômalo (CMA).

O núcleo terrestre proporciona a maior parte do campo magnético. Desta forma, é necessário que os dados magnéticos coletados em campo sejam reduzidos ao campo magnético anômalo, através da remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) e DGRF (*Definitive Geomagnetic Reference Field*), tanto em aquisição terrestre como em plataformas aéreas.

O campo resultante pode ser considerado proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie e é dito constituir o campo magnético anômalo.

2.1 APORTE TEÓRICO

Uma relação fundamental no método magnético é que a razão entre a indução magnética \vec{B} e a força de magnetização \vec{H} é uma constante conhecida como μ , e que indica a permeabilidade magnética absoluta. A permeabilidade magnética do vácuo (μ_0) corresponde a $4\pi \cdot 10^{-7} \text{Wb} \cdot \text{A}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, e pode ser aproximada para a da água e a do ar. Para qualquer outro meio, a razão das permeabilidades de um meio para o espaço no vácuo é igual à permeabilidade relativa - μ_r (Reynolds, 1997).

É possível então, identificar a relação entre \vec{B} e \vec{H} por meio do parâmetro da susceptibilidade magnética k , através do desenvolvimento da equação 2.4, como mostrado abaixo:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad \text{Eq.2.1}$$



Uma vez que $\mu = \mu_r \cdot \mu_0$

$$\vec{B} = \mu_r \cdot \mu_0 \cdot \vec{H} \quad \text{Eq.2.2}$$

Tomando $k = \mu_r - 1$:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0(\mu_0 - 1)\vec{H} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 k \vec{H} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \vec{M} \quad \text{Eq.2.3}$$

Assim temos:

$$\vec{B} = \mu_0(1 + \vec{k})\vec{H} \quad e \quad \vec{M} = k\vec{H} \quad \text{Eq.2.4}$$

Onde \vec{M} é o vetor de intensidade de magnetização, que é a soma vetorial entre a intensidade de magnetização induzida e a intensidade de magnetização remanente das rochas (Reynolds, 1997).

Em termos de parâmetros geológicos, a relação entre o campo indução magnética \vec{B} e o campo magnético \vec{H} , é expressa por meio da susceptibilidade magnética k . Quando diferentes materiais são imersos em um mesmo campo magnético, os que possuem o maior fator k estão aptos a se magnetizarem com mais intensidade (Telford, 1990; Reynolds, 1997).

Com a obtenção do CMA, explicado acima, e sua relação com a susceptibilidade do meio geológico em estudo, foram realizadas algumas filtragens do campo magnético anômalo com o intuito de realçar as anomalias e quantizar suas profundidades, como será abordado a seguir.

2.2 FILTRAGEM E REALCE DOS DADOS MAGNÉTICOS

De acordo com Luiz & Silva (1995) os quatro principais tipos de filtragem digital são:

a) Passa Baixa – Rejeita as frequências que em módulo são maiores do que um determinado valor central x , mantendo apenas o faixa de frequência entre zero e um valor x a ser determinado.

b) Passa Alta – Na mesma linha de pensamento acima, porém só aceita frequências que em módulo são maiores que o valor central x , rejeitando assim, as menores frequências.



c) Passa Faixa- Só aceita determinada faixa de frequência e rejeita as demais.

d) Rejeita Faixa – Rejeita apenas determinada faixa e mantém todas as outras.

Os filtros aplicados são derivados do domínio da frequência, por meio da transformada rápida de Fourier. Quanto ao domínio espacial, o objetivo do processo de deconvolução (Costa, 2005), é se aproximar das formas dos corpos, com base nas anomalias encontradas (Blum, 1999). A figura 2.1 caracteriza a representação gráfica dos principais tipos de filtros mencionados acima.

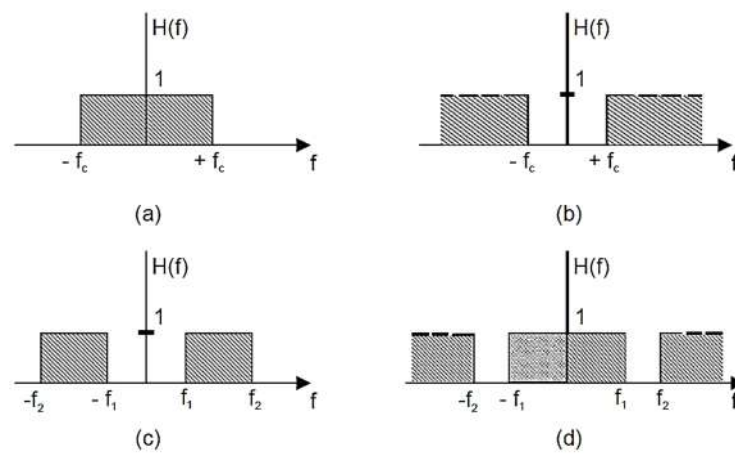


Figura 2.1: Representação gráfica esquemática dos filtros ideais. **a)** Passa Baixa; **b)** Passa Alta; **c)** Passa Faixa; **d)** Rejeita Faixa. f_c , f_1 e f_2 são frequências de corte. As regiões hachuradas representam as frequências que estão sendo mantidas (Luiz & Silva, 1995).

A equação 2.5 e a figura 2.2 caracterizam a expressão matemática do filtro, que é excelente para controlar a suavidade dos resultados ao longo das regiões de inflexão de anomalias fortes, fixando apenas o seu número de onda central (Geosoft, 2019).

$$L(K) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n\right]} \quad \text{Eq.2.5}$$

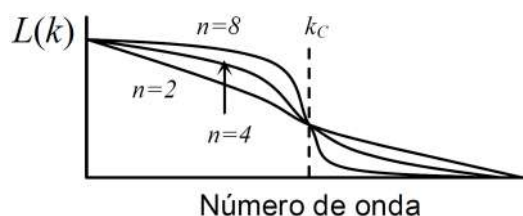


Figura 2.2: K_c é o número de onda central do filtro e n o grau da função do filtro butterworth (Geosoft, 2019).



2.2.1 Sinal Analítico

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) é uma técnica eficiente para delimitar as fontes magnéticas, ou seja, determina parâmetros geométricos como a localização de limites, podendo ser geológicos, estruturais e profundidade dos corpos (Nabighian, 1972; 1974; Rao *et al.*, 1981; Thompson, 1982; Murthy, 1985; Blakely & Simpson, 1986).

Essa técnica combina processos automáticos e semiautomáticos baseados no uso de derivadas horizontais e verticais do campo potencial, podendo ele ser magnético ou gravimétrico. Portanto, todos os corpos com a mesma geometria devem apresentar o mesmo sinal analítico (Costa, 2005). A vantagem de se utilizar essa técnica de realce é que os resultados não dependem de parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte (Roest *et al.*, 1992).

Uma função real $f(t)$ que pode ser escrita como a função complexa $f(t) - iF_{Hi}(t)$, cuja parte real é $f(t)$ e $F_{Hi}(t)$ é a transformada de Hilbert e onde a variável independente é o tempo. Essa função complexa é conhecida como sinal analítico (Bracewell, 1990).

Para anomalias de campo potencial em 2-D e 3-D, os gradientes horizontal e vertical formam um par de transformadas de Hilbert ou sinais analíticos. Uma das características mais importantes desses gradientes ortogonais é o posicionamento da amplitude do sinal analítico resultante imediatamente acima dos limites da estrutura (Nabighian, 1984).

No caso 2-D o sinal analítico tem a seguinte forma:

$$\left(\frac{\partial^n G_h}{\partial h^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n G_z}{\partial h^n}\right)^2 = (n!)^2 \frac{\alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad \text{Eq.2.6}$$

Onde G_h e G_z são os gradientes horizontal e vertical da anomalia de campo potencial; h é a distância no eixo horizontal perpendicular à direção da estrutura; n é um número inteiro e positivo qualquer; d é a profundidade da superfície ao topo da estrutura, supondo que a profundidade seja infinita; α é um parâmetro igual a $2kFc \sin\theta$, k é o contraste de susceptibilidade; F é campo geomagnético; θ é um ângulo de mergulho; $c = 1 - \cos^2 I \cdot \sin^2 B$ para as anomalias de campo magnético total; i é a inclinação do campo magnético; e B é o ângulo entre o norte magnético e o eixo h (Hsu *et al.*, 1996; Debeglia & Corpel, 1997).

Para o caso 3-D, o sinal analítico tem a forma:



$$A_0(x, y) = \left(\frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} \right) + i \left(\frac{\partial G}{\partial z} \hat{z} \right) \quad \text{Eq.2.7}$$

E sua amplitude é dada por:

$$|A(x, y)| = \sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2 + (G_z)^2} \quad \text{Eq.2.8}$$

Onde G é a anomalia do campo potencial e $G_x = \frac{\partial G}{\partial x}$, $G_y = \frac{\partial G}{\partial y}$ e $G_z = \frac{\partial G}{\partial z}$ (derivada horizontal em x e em y e derivada vertical), respectivamente. A derivada vertical pode ser obtida de duas formas distintas, a primeira no domínio Fourier e a segunda através da transformada de Hilbert do gradiente horizontal (Blakely, 1996).

O método possui inúmeras vantagens. A figura 2.4 demonstra a composição do sinal analítico. As derivadas horizontais e vertical são calculadas a partir de uma anomalia de campo potencial. A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) expressa na equação 2.8 é muito utilizada nas geociências por ser uma técnica rápida de conduzir e sua solução mostra as bordas do corpo ou da feição geológica (Nabighian, 1972; Roest *et al.*, 1992; Hsu *et al.*, 1996; Blum, 1999). Trabalhos desenvolvidos por (MacLeod *et al.*, 1993) apontam que é muito vantajoso a utilização do método por dispensar a redução ao polo, para baixas latitudes magnéticas.

Debeglia & Corpel (1997) definem a derivada da n -ésima ordem do sinal $A_n(x, y)$ como sendo o sinal analítico da derivada vertical de ordem n de um campo potencial. De acordo com os autores, a amplitude desse sinal analítico pode ser expressa em termos da componente vertical ou da horizontal (Blum, 1999).

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial G_z^n}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z^n}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z^n}{\partial z} \right)^2} \quad \text{Eq.2.9}$$

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial G_h^n}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_h^n}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_h^n}{\partial z} \right)^2} \quad \text{Eq.2.10}$$

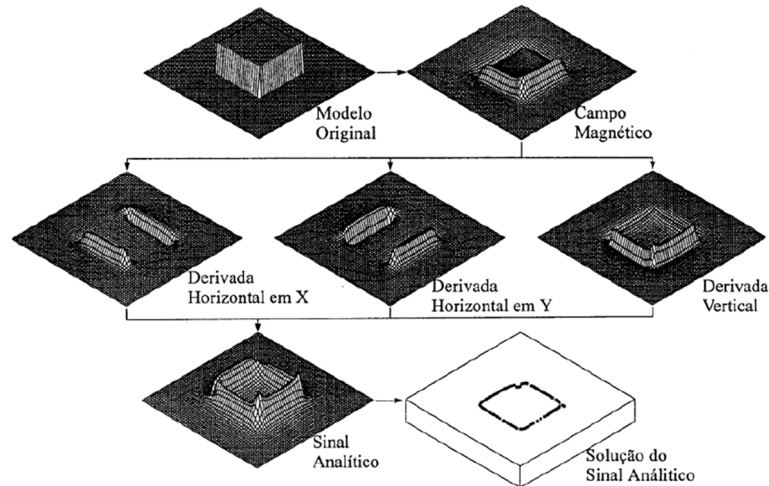


Figura 2.3: Modelo esquemático do sinal analítico. Os valores máximos desse sinal podem ser usados para determinar as bordas do corpo e estimar suas profundidades (Roest et al., 1992; Hsu et al., 1996)

2.2.2 Inclinação e Fase do Sinal Analítico

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) é determinada pela relação (Debeglia & Corpel, 1997):

$$\phi = \arctan\left(\frac{\text{Im}(A_n(x, y))}{\text{Re}(A_n(x, y))}\right) \quad \text{Eq.2.11}$$

Onde n é a ordem do sinal analítico, Im e Re são as partes imaginária e real do sinal analítico no domínio Fourier. Na equação 2.7, a parte imaginária é composta pela derivada vertical dos dados do campo potencial e a real é representada pelo gradiente horizontal. Nesse contexto, a inclinação do sinal analítico pode ser expressa por:

$$\phi(x, y) = \arctan\left(\frac{G_z}{\sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2}}\right) \quad \text{Eq.2.12}$$

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) tem como objetivo possibilitar um melhor estudo da estrutura do campo magnético melhorando a demarcação de estruturas associadas.

Já a Fase Local do Sinal Analítico (FLSA), segundo Thurston & Smith (1997), permite a estimativa do mergulho da fonte causativa e, conseqüentemente, o contraste de



susceptibilidade, em uma extensão da teoria do sinal analítico complexo (Blum, 1999), e é expressa pela equação abaixo:

$$\phi(x, y) = \arctan\left(\frac{G_z}{G_x}\right) \quad \text{Eq.2.13}$$

2.3 PROFUNDIDADE DAS FONTES MAGNÉTICAS

As fontes causativas das anomalias de campo potencial, como é o caso dos corpos magnéticos, podem ter suas profundidades estimadas a partir da aplicação de processos automáticos rápidos de interpretação (Blum, 1999; Barbosa & Silva, 2005). Esses processos podem ser verificados no espectro de potência e na deconvolução de Euler, os quais serão trabalhados nessa pesquisa e que poderão auxiliar na possível identificação de estruturas com potencial hídrico, em ambientes cristalinos fraturados.

O espectro de potência utiliza a transformada rápida de Fourier, e basicamente determina os comprimentos das fontes, bem como suas profundidades na área de estudo. Já a deconvolução de Euler foi a principal ferramenta aplicada para a estimativa da profundidade das fontes magnéticas anômalas e consiste em um método que elimina a ambiguidade dos dados de campos potenciais através da escolha da geometria dessa fonte (Blum, 1999; Barbosa & Silva, 2005).

2.3.1 Espectro do Potência

O espectro de potência também chamado de espectro de energia ou densidade de energia espectral de uma função $[f(x)]$, $|F(k)|^2 dk$, que é expresso na equação de energia total:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk \quad \text{Eq.2.14}$$

Onde $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ é o número de onda e λ é o comprimento de onda (Hsu, 1984; Blakely, 1996). Essa função pode ser facilmente estendida a funções de duas variáveis, x e y . Assim



sendo, os termos k e λ serão representados respectivamente por k_x, k_y e λ_x e λ_y , como pode ser observado em Blakely (1996).

Este método foi produzido por Bhattacharyya (1966), e a partir desse espectro, pode-se estimar a profundidade do topo das fontes causativas, sem a presença de ruídos, onde a distribuição das frequências é registrada por segmentos de retas cujas inclinações estão relacionadas à essas profundidades (Spector & Grant, 1970 apud Blum, 1999).

$$h = \frac{-s}{4\pi} \quad \text{Eq.2.15}$$

Onde, s é a declividade em uma determinada parte do espectro.

2.3.2 Deconvolução de Euler

Este método foi proposto por Thompson (1982), e se baseia fundamentalmente na eliminação da ambiguidade clássica da interpretação magnética envolvendo a estimação simultânea de magnetização e do volume das fontes causadoras. Os modelos interpretativos gerados consistem em soluções equivalentes simples como dipolos isolados.

Na formulação clássica da deconvolução de Euler, a anomalia magnética de campo total $T := T(x, y, z)$, não corrigida de um campo potencial aditivo constante e produzida por uma fonte pontual tridimensional (3D) situada nas coordenadas (x_0, y_0, z_0) , satisfaz a equação homogênea de Euler 3D (Reid *et al*, 1990).

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x} T + (y - y_0) \frac{\partial}{\partial y} T + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z} T = -\eta T \quad \text{Eq.2.16}$$

Em que η é um parâmetro conhecido como índice estrutural, sendo uma medida da taxa de decaimento da anomalia magnética com a distância entre a fonte e o ponto de medida. É um indicador da forma geométrica da fonte anômala ($\eta = 0$ para um contato; $\eta = 1$ para um dique vertical ou uma soleira; $\eta = 2$ para um cilindro horizontal ou vertical e $\eta = 3$ para uma esfera ou um dipolo). Supondo-se o conhecimento preliminar do índice estrutural, a equação 2.16 pode ser expressa como:

$$x_0 \frac{\partial h}{\partial x} + y_0 \frac{\partial h}{\partial y} + z_0 \frac{\partial h}{\partial z} + \eta h = x \frac{\partial h}{\partial x} + y \frac{\partial h}{\partial y} + z \frac{\partial h}{\partial z} + \eta h \quad \text{Eq.2.17}$$



Em que $h := h(x, y, z) = T(x, y, z) + b$, b é um nível de base constante e desconhecido.

Em notação matricial, a equação 2.17 pode ser reescrita como:

$$Gp = y \quad \text{Eq.2.18}$$

Sendo p o vetor parâmetros desconhecidos, $G \in R^{(Nx^4)}$ e $y \in R^N$, definidos para cada janela móvel de dados com N observações, o que leva a equação 2.18 à forma:

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial h_1}{\partial x} & \frac{\partial h_1}{\partial y} & \frac{\partial h_1}{\partial z} & \eta \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial h_N}{\partial x} & \frac{\partial h_N}{\partial y} & \frac{\partial h_N}{\partial z} & \eta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} + y_1 \frac{\partial h_1}{\partial y} + z_1 \frac{\partial h_1}{\partial z} + \eta h_1 \\ \vdots \\ x_N \frac{\partial h_N}{\partial x} + y_N \frac{\partial h_N}{\partial y} + z_N \frac{\partial h_N}{\partial z} + \eta h_N \end{pmatrix} \quad \text{Eq.2.19}$$

Em que $\frac{\partial h_i}{\partial \zeta}$ representa o gradiente de h avaliado no i -ésimo ponto de observação em relação à variável ζ .

Para um valor presumivelmente conhecido η e para cada posição de uma janela móvel de dados, a deconvolução de Euler estima as coordenadas de localização da fonte anômala (x_0 , y_0 , z_0) e o nível de base (b), resolvendo o sistema linear da equação 2.18 de N equações nestas 4 incógnitas via método dos mínimos quadrados e que resulta no estimador:

$$\hat{p} = (G^T G)^{-1} G^T y \quad \text{Eq.2.20}$$

Em que $\hat{p} = (\hat{x}_0 \ \hat{y}_0 \ \hat{z}_0 \ \hat{b})^T$ é o vetor de estimativas dos parâmetros. Thompson (1982), recomendou aceitar apenas as estimativas \hat{p} que satisfazem à inequação:

$$\frac{\hat{z}_0}{\eta \sigma z_0} > \epsilon \quad \text{Eq.2.21}$$

Em que σz_0 é o desvio padrão de \hat{z}_0 e ϵ é um escalar positivo fornecido pelo intérprete. Cada estimativa aceita é relacionada com uma janela de dados, e é considerada como uma possível solução.



CAPÍTULO III

HIDROGEOLOGIA DE TERRENOS CRISTALINOS

Este capítulo aborda alguns conceitos teóricos da hidrogeologia aplicados principalmente ao estudo de terrenos cristalinos. Assim, serão aqui expostos: i) Métodos estruturais utilizados na locação de poços em terrenos cristalinos; ii) Fatores que atuam no mecanismo de infiltração, percolação e armazenamento de água em rochas fraturadas; iii) Modelos hidrogeológicos.

3.1 CONCEITOS DE HIDROGEOLOGIA

Para o ambiente aquífero fraturado, além da importância da porosidade secundária o ângulo de abertura dessas estruturas ajuda a distribuir a água através de uma área maior em subsuperfície (Coriolano, 2002).

Em Nascimento da Silva & Jardim de Sá (2000), dois tipos de estruturas devem ser considerados: (a) contatos entre diques, filões e litologias distintas; (b) planos de foliação e zonas miloníticas. De acordo com o autor, essas estruturas são originalmente fechadas e quando submetidas a processos de reativação, intemperismo ou descompressão, podem se tornar abertas quando próximas à superfície da terra (Nascimento da Silva & Jardim de Sá, 2000; Coriolano, 2002). A figura 3.1, caracteriza as principais estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea, são elas: juntas, zonas de falhas, contatos geológicos e superfícies de foliação intemperizadas.

Em Jardim de Sá *et al* (2008), alguns pontos devem ser considerados para condicionar o fluxo e armazenamento de água subterrânea, como a geometria do sistema de fraturas que estejam relacionados com o mesmo regime de deformação e ao mesmo campo de tensões (Van der Pluijm & Marshak, 1997; Aydin, 2000) e a abertura ou fechamento das diferentes famílias de fraturas, como será visto adiante, neste subtópico em trabalhos de outros autores.

Em Davison (1994) e Nicol *et al.* (1996), as fraturas para o ambiente cristalino exibem um perímetro elíptico. Ainda, segundo esses autores, a visualização da disposição dessas fraturas em subsuperfície pode ser investigada por métodos geofísicos na locação de poços.

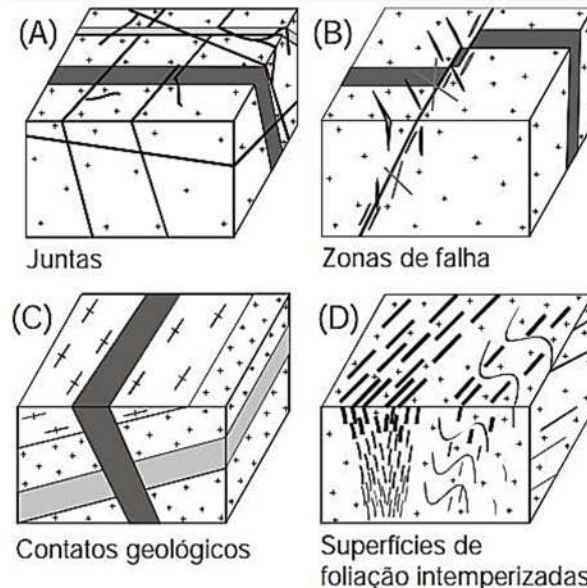


Figura 3.1: Principais estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas. (a) Juntas; (b) Falhas e zonas de falhas; (c) Contatos geológicos; (d) Superfícies de foliação (Nascimento da Silva, 2004).

Em Souza Filho (2008), as características produtivas e a qualidade da água são explicadas pela interação de vários fatores, dentre eles a tectônica rúptil que favorece a geração dessas estruturas abertas e intemperismo localizado (Souza Filho, 2002; Souza Filho *et al.*, 2007).

Implicações para a hidrogeologia de terrenos cristalinos, considerando a reativação neotectônica de trama de fraturas pré-existentes podem ser vistas em (Carlsson e Olsson, 1980 - 1981; Heffer & Lean, 1993; Banks *et al.*, 1996; Barton *et al.*, 1997; Finkbeiner *et al.*, 1997; Aydin, 2000), onde fraturas de baixo ângulo, denominadas subparalelas ao eixo de compressão principal funcionam como juntas de distensão, o que pode representar potencial hidrogeológico.

Para a caracterização das zonas fraturadas favoráveis ao acúmulo de água subterrânea, a fotointerpretação é concebida para mapear suas localizações. Em Bourguet *et al.*, (1980) vários casos de drenagem foram interpretados. Em Siqueira (1963 apud Siqueira 1967), foi elaborado o conceito de riacho-fenda, um modelo conceitual de ocorrência de água subterrânea usualmente adotado à época para a locação de poços tubulares profundos, onde a drenagem teria o seu curso controlado por fraturas ou zonas de fraturas, nas condições de recarga periódica (Nascimento da Silva, 2004).



Um segundo modelo, menos utilizado na locação de poços, denominado calha-elúvio-aluvionar (Avelino da Silva, 2000 apud Coriolano, 2002), determina que a drenagem flui sobre uma calha de aluviões antigos, ou seja, não há controle de drenagem por fratura. Em Souza Filho (2008), foram identificados depósitos coluvionares e aluvionares rasos, de espessura inferior a 2 m que são coincidentes com calhas de drenagens e com alto conteúdo de minerais de hidroxila ou óxidos de Ferro.



CAPÍTULO IV

CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

As áreas de estudo estão inseridas no domínio estrutural da Província Borborema, definida por Almeida *et al* (1977), tendo como a principal característica a atuação do ciclo orogênico Brasileiro, *ca.* 600 ± 100 Ma, como último evento importante na geração de rochas e novas estruturas (Jardim de Sá, 1994).

Este capítulo aborda: i) O conhecimento geológico e estrutural existente nas regiões em escala regional e local, incluindo resultados geológicos e de sismicidade já conhecidos; ii) Caracterização hidrogeológica; iii) Localização das áreas do levantamento (Juá e Samambaia), e suas litologias.

As zonas de falha e/ou fraturas são os principais alvos para a locação de poços tubulares profundos neste tipo de terreno. Diante disso, é fundamental o conhecimento prévio dos temas abordados acima, como subsídio à interpretação geofísica. A análise desses resultados será apoiada à informações de poços cadastrados no SIAGAS (Sistema de Informações de Água Subterrânea – CPRM).

4.1 PROVÍNCIA ESTRUTURAL DA BORBOREMA

A Província Estrutural Borborema (PB) cobre uma área de aproximadamente 900 km de comprimento e 600 km de largura, possui várias falhas ativas e é dividida por um complexo sistema de zonas de cisalhamento que limitam diferentes domínios litosféricos (Bezerra *et al.*, 2011).

Duas das feições estruturais mais marcantes na Província Borborema (PB) são o Lineamento Pernambuco – LP e o Lineamento Transbrasiliano – LT. Este último é uma gigantesca faixa milionítica, que se estende para o nordeste, na África ocidental (Falha de Kandi), e para sudeste, até a região central do Brasil (Caby & Archanjo, 1995).

O último evento de deformação dúctil foi o ciclo orogênico brasileiro, *ca.* 600 ± 100 Ma atrás. Com o soergimento regional e exumação do terreno, no cambro-ordoviciano, estruturas



frágeis tardi-brasilianas foram desenvolvidas e hoje são expostas (Almeida & Hasui 1984; Santos *et al.*, 2000; Fianco *et al.*, 2019). Os aspectos mais importantes dessa província, em termos estruturais, estão intimamente relacionados ao desenvolvimento do ciclo brasileiro (neoproterozóico-eoPaleozoico)

Ao final do ciclo brasileiro, houve uma reorganização estrutural com a instalação de zonas de cisalhamento, representadas por grandes traços estruturais. Essas zonas de cisalhamento dúctil, de baixo ângulo, caracterizam a predominância de um regime tectônico compressional, com movimento de massa, preferencialmente, de norte para sul (Souza Filho, 1998).

A Província Borborema apresenta um conjunto de estruturas que podem ser separadas em compartimentos distintos. Os lineamentos Patos e Pernambuco delimitam um setor chamado Transversal (Ebert & Claro, 1970), gerado por movimentação transcorrente de direção E-W, separando dois setores: norte ou setentrional e sul ou meridional. Este modelo estrutural foi publicado por Neves (1975) e aprimorado por outros autores desde então (Delgado *et al.*, 2003).

A área é composta essencialmente por rochas cristalinas do pré-cambriano, formadas e retrabalhadas no ciclo brasileiro e recobertas por depósitos aluviais. As rochas do pré-cambriano são representadas por rochas de alto grau metamórfico do paleoproterozóico; sequências de rochas supracrustais e rochas intrusivas (neoproterozóico). O cenozóico é representado por esparsas coberturas sedimentares residuais e depósitos aluviais (Santos de Menezes, 2017).

Nas rochas pré-cambrianas de alto grau metamórfico, predomina um domínio estrutural muito complexo com intensa regularidade e rarefação dos traços de foliação. Nas rochas supracrustais observa-se um padrão mais linear com amplos dobramentos. Nas rochas plutônicas o padrão é de caráter rúptil, enfatizando três conjuntos principais de fraturas: E-W, N-S e, NE-SW/NW-SE, formando pares conjugados (Souza Filho *et al.*, 1999).

De acordo com (Costa & Silva, 1997), fraturas com alto ângulo (ou mesmo subverticais) são de ocorrência dominante na Província Borborema, o que é decorrente da cinemática transcorrente ou distensional vigente durante o seu desenvolvimento, ao final do precambriano e no rifteamento cretáceo. Estes episódios atingiram magnitudes expressivas e foram estudados seguindo a ideia de que a perfuração de poços inclinados forneceria melhores resultados, comparados a poços verticais usuais.



Essa entidade geotectônica está limitada a oeste com a Bacia do Parnaíba, ao sul com o Cráton do São Francisco, a leste com a Província da Margem Continental Leste e Equatorial ao norte (Almeida *et al.*, 1977).

4.1.1 Sismicidade

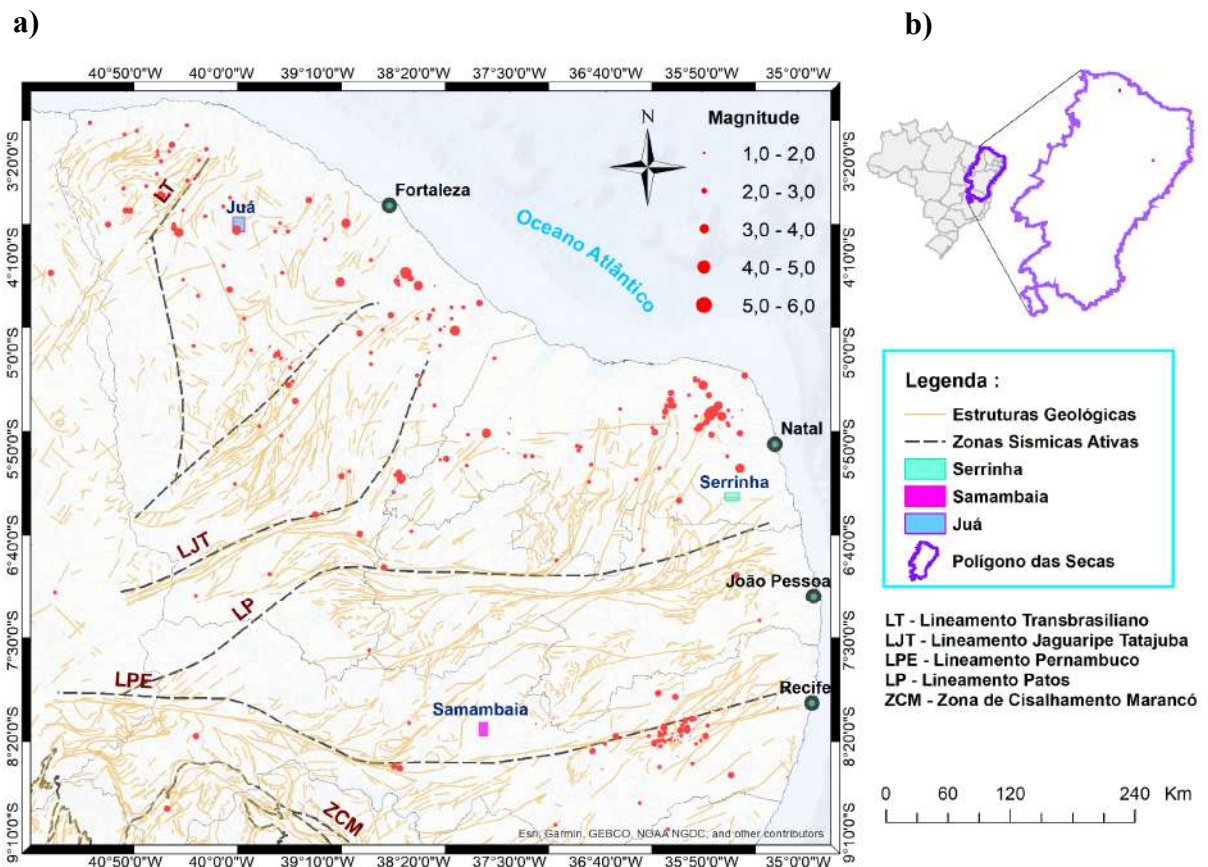
A atividade sísmica no Brasil ocorre em grande parte, na região nordeste. Essa região do Brasil é a que concentra a maior parte de sismos intraplaca do país. A atividade sísmica se manifesta normalmente em forma de sequência, com profundidades raramente excedendo a 10 km e pequenos enxames de curta e média duração (Bezerra *et al.*, 2011).

A sismicidade na Província Borborema se concentra em duas regiões: I-Borda da Bacia Potiguar e II – Lineamento Pernambuco. Em ambos os casos, o regime de esforços encontrado favorece falhas do tipo *strike-slip* e normal (Ferreira *et al.*, 1998; Bezerra *et al.*, 2011). Competentemente, na região de Irauçuba a sismicidade estudada em (Ferreira *et al.*, 1998) mostra que falhas presentes estavam orientadas na direção E-W, sendo um agrupamento com cinética normal e mergulho para N e outro com cinética de falha reversa.

A figura 4.1 caracteriza as três áreas de levantamento do PROASNE, dentre elas as duas áreas de estudo desta pesquisa (Samambaia e Juá), situadas no polígono das secas. Também são caracterizadas as principais feições estruturais e sismicidade da Província Borborema.

Em Ferreira (2008), Lopes *et al.* (2010) e Lima Neto *et al.* (2013), foi mostrado uma clara correlação da sismicidade ocorrida em Caruaru, São Caetano e Belo Jardim com o Lineamento Pernambuco, uma zona de cisalhamento dúctil com aproximadamente 700 km de extensão que deforma a Paraíba.

Visto que na região de Irauçuba continham estudos de atividade sísmica desde 1991, mais precisamente na localidade de Juá, onde ocorreram vários tremores ao sul, Santos de Menezes (2017), observou que dados hipocentrais revelaram uma falha sismogênica de aproximadamente 2 km de extensão e que a atividade sísmica relatada nessa região anuncia a existência de falha normal, com direção 45°, mergulho 52° e obliquidade de -151°, sob a ação de tensões de tectônicas com os eixos de compressão N e de tensão NNW. No trabalho do autor, o mecanismo focal foi produzido a partir de uma sequência sísmica, gerada na forma de enxames, e ocorreu entre os anos de 2015 e 2016.



4.2 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

Em Coriolano (2002), o aspecto inicialmente a ser considerado na investigação hidrogeológica é a possível extensão de uma fratura em profundidade. Fraturas de alto ângulo (subverticais) são frequentes na Província Borborema, o que é decorrente da cinemática transcorrente ou distensional vigente durante o seu desenvolvimento, ao final do pré-cambriano e no rifteamento cretáceo. Em (Costa & Silva, 1997), a perfuração de poços inclinados forneceria melhores resultados comparado à poços verticais, pela possibilidade de interceptar múltiplas fraturas (figura 4.2a).

Neste sentido, a interconexão de fraturas (figura 4.2b) também é um fator positivo para o seu potencial hidrogeológico. No caso da Província Estrutural da Borborema, as fraturas são predominantemente de alto ângulo, o que permite distribuir a água superficial infiltrada em uma



área mais ampla, com a possibilidade de alimentar um maior número de fraturas possíveis (Coriolano, 2002).

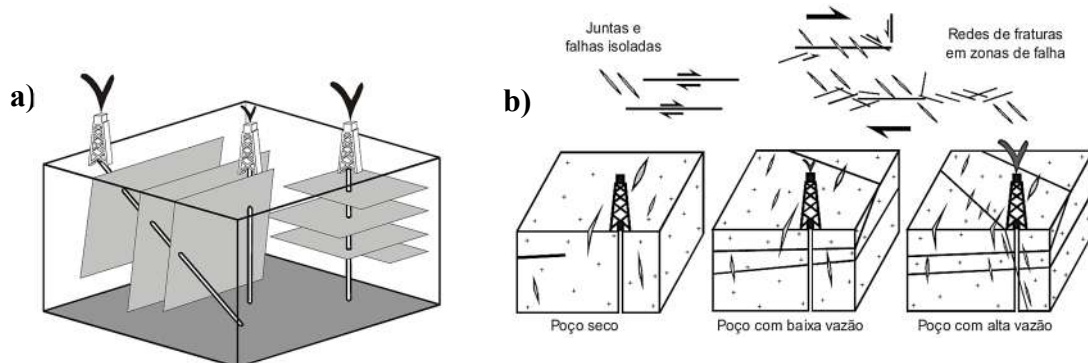


Figura 4.2: a) A perfuração de poços inclinados fornece maiores vazões em relação a poços verticais em regiões onde predominam fraturas de alto ângulo. b) A maior ou menor favorabilidade hídrica está relacionada à conectividade de estruturas geológicas (Extraído de Coriolano, 2002).

Para Coriolano (2002), condicionantes de fluxo de fluidos ao longo de fraturas podem gerar sistemas naturais de bombeamento (Figura 4.3). Onde há ausência de tensões neotectônicas (A e B) o comportamento do fluxo é distinto daqueles com a presença dela (C e D).

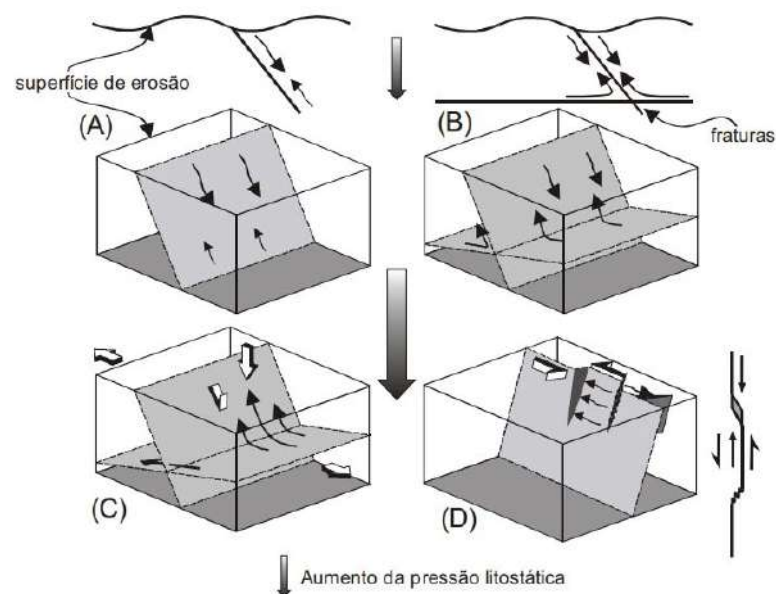


Figura 4.3: Condicionantes para o fluxo de fluidos ao longo de fraturas em rochas cristalinas (Extraído de Coriolano, 2002).

Em Souza Filho (2008), foi adotado um modelo hidrogeológico para a área de estudo de Juá, onde a ocorrência de água condiz com os bolsões de intemperismo (Olofsson, 1994; Nascimento da Silva, 2004). Aluviões e mantos de regolito facilitam a drenagem de água superficial para os bolsões. A rocha alterada alcança até 20 m de profundidade, a partir da



superfície, mas não foi encontrada água em grandes quantidades (Souza Filho *et al.*, 2006; Souza Filho, 2008). A figura 4.4, esquematiza o desenvolvimento de câmaras e bolsões de rocha intemperizada em subsuperfície.

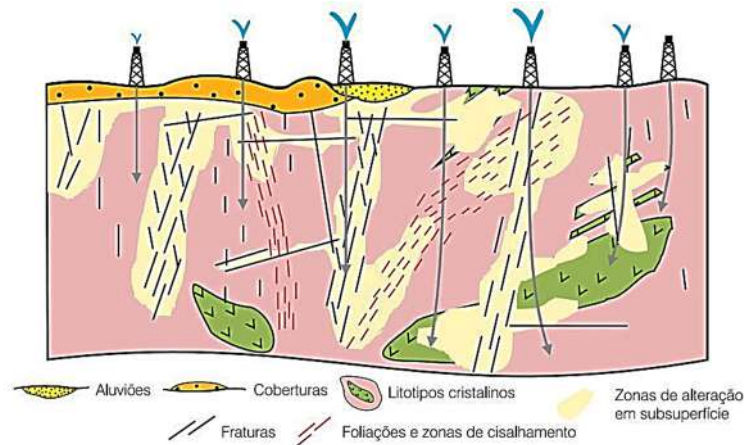


Figura 4.4: Corte esquemático ilustrando a formação de bolsões de intemperismo. As águas superficiais infiltram a partir de coberturas e escoam por meio de fraturas (Extraído de Nascimento da Silva, 2004).

4.3 ÁREAS DE ESTUDO (JUÁ E SAMAMBAIA)

Como já mencionado, duas áreas foram estudadas, uma se localiza no Distrito de Juá, no município de Irauçuba, situada no norte do Ceará e está compreendida a Folha SA.24-Y-D-V. A partir da capital Fortaleza, distante 160 km a leste, o acesso à região é feito pela BR-222 e por estradas não pavimentadas. Já a segunda área, Samambaia, encontra-se no município de Custódia, situado na porção setentrional da microrregião do Vale do Rio Moxotó, delimitada pelas coordenadas UTM: 63000E – 64000E / 9079000N – 9092000N, limita-se geograficamente pelos municípios de Iguaraci, Carnaíba, Flores, Ibimirim, Floresta, Betânia e Sertânia, possui 104 km². Está a 395 km de Recife e 55 km da BR-232. As figuras 4.5 e 4.6 caracterizam a localidade das áreas, a geologia, seus aspectos estruturais e o Modelo Digital de Terreno (MDT).

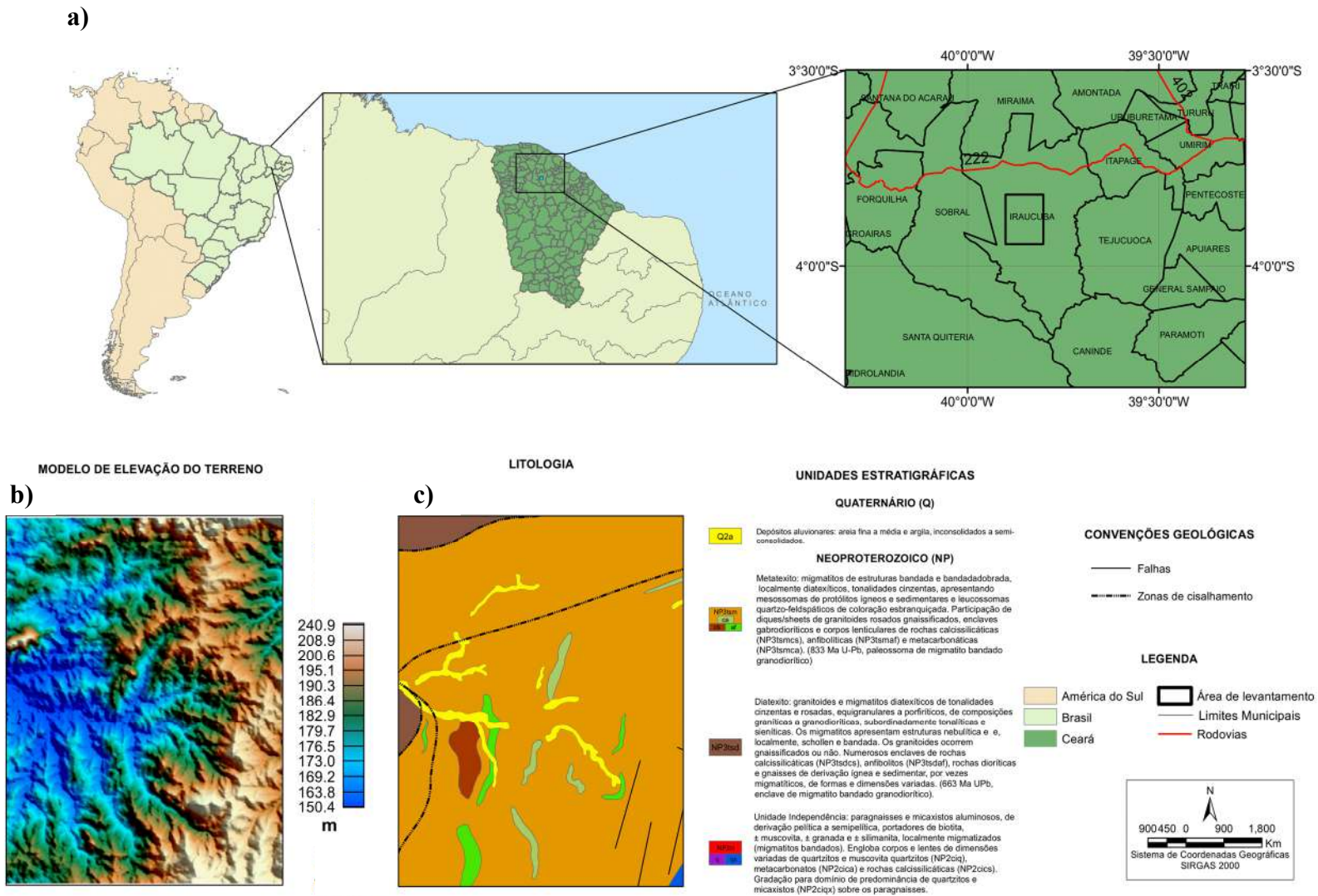


Figura 4.5: Bloco – Juá: (a) Localização da área; (b) Modelo digital do terreno da área do levantamento geofísico; (c) Litologia da área do levantamento geofísico.



4.3.1 Geologia: Juá - CE

Juá, situa-se na Província Estrutural da Borborema (Almeida *et al.*, 1977), dentro da folha de Irauçuba. Em Souza Filho (2008), foram identificadas três unidades pré-cambrianas: i) Quatro sequências supracrustais a Sul e a Noroeste, referentes ao Complexo Ceará de idade mesoproterozóica (Arthaud *et al.*, 1998); ii) Terrenos ortognáissicos e migmatíticos a Norte e Oeste; iii) Terrenos granitóides de dimensões batolíticas a Nordeste.

Em Souza Filho (2008), foram identificados depósitos coluvionares e aluvionares do cenozóico menores que 2 m de espessura.

Em Souza Filho (1998), compreende-se uma unidade supracrustal pelito-carbonática onde são encontrados afloramentos de silimanita-biotita gnaisses e granitos deformados associados a lentes de gnaisses calciossilicáticos e mármores. Para o autor, esta unidade é correlata ao Complexo Ceará descrito em Arthaud *et al.*, (1998) e à unidade Canindé mapeada pela CPRM (2003).

4.3.2 Geologia: Samambaia - PE

Proposto por Almeida & Hassui (1984) e Almeida *et al.* (1977), a região de Custódia está posicionada na Província Estrutural da Borborema, entre os lineamentos Patos e Pernambuco. Na região de Caiçara, predominam um amplo domínio de rochas pré-cambrianas nas quais pertencem ao Complexo Sertânia (Santos *et al.*, 1999) e ocorrências subordinadas de coberturas cenozóicas.

As rochas pré-cambrianas foram subdivididas por Angelim *et al.* (2002) em quatro classes litologicamente distintas:

Mg: Ocorre ortognaisses e migmatitos indiscriminados, exibindo localmente xenólitos de metassedimentos e metamáficas anfibolitizadas;

Ogn: Ocorre na porção central e é representada litologicamente por augen gnaisses, gnaisses bandados, tonalitos e dioritos de origem magmática e a presença de metassedimentos;

Qt: Cristas alinhadas com o relevo da área e é constituído por quartzitos micáceos, paragnaisses epidotíferos e micaxistos;



mx: São as rochas predominantes na região noroeste. São pouco resistentes ao intemperismo e transformaram-se em coberturas eluvionares e afloram ocasionalmente compondo-se de biotita-xistos granatíferos com finos veios de quartzo transposto.

O paleozóico é representado por pequenas áreas a noroeste do município onde ocorrem arenitos da Formação Tacaratu (Morais, 1999).

No cenozóico, têm-se as coberturas areno-argilosas tércio quartenárias de origem eluvionar e depósitos aluvionares quartenários – Qa (Amaral, 2001).

Dois grandes estruturas de direção N15E (figura 4.6) cortam os terrenos do município de Custódia e Samambaia (Morais, 1999).



CAPÍTULO V**PROCESSAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS**

Os dados aerogeofísicos foram cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) para Universidade de Brasília com objetivos acadêmicos e já vieram pré-processados. O projeto foi executado pela Lasa Engenharia e Prospecções S/A e constitui parte do Projeto Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (PROASNE), de liderança da CPRM e do *Geological Survey of Canadá* (GSC).

Os dados magnéticos foram corrigidos da variação magnética diurna e erro de paralaxe e posteriormente nivelados e micronivelados. Os dados eletromagnéticos foram corrigidos pela remoção de spikes, perturbações atmosféricas e pela determinação do nível de base (Lasa, 2001).

O processamento dos dados eletromagnéticos foi estruturado em quatro etapas: i) Remoção de valores espúrios dos dados da condutividade aparente identificados no banco de dados; ii) Interpolação dos dados da condutividade aparente em malha regular com espaçamento celular de 25 m, para a obtenção das imagens da condutividade aparente em alta, baixa e média frequências para os arranjos coplanar e coaxial das bobinas transmissora e receptora; iii) Filtragem dos dados da condutividade aparente com a aplicação dos filtros de convolução móvel tipo *hanning* e cosseno direcional; iv) Cálculo das profundidades para obtenção das CDI's (figura 5.1).

O processamento dos dados magnéticos também consistiu em quatro etapas i) Remoção do IGRF; ii) Interpolação em malha regular, com espaçamento celular de 25 m, para a obtenção da imagem do campo magnético anômalo; iii) Filtragem dos dados magnéticos; iv) Cálculo das profundidades das fontes usando o espectro de potência e o método de Euler (figura 5.1).

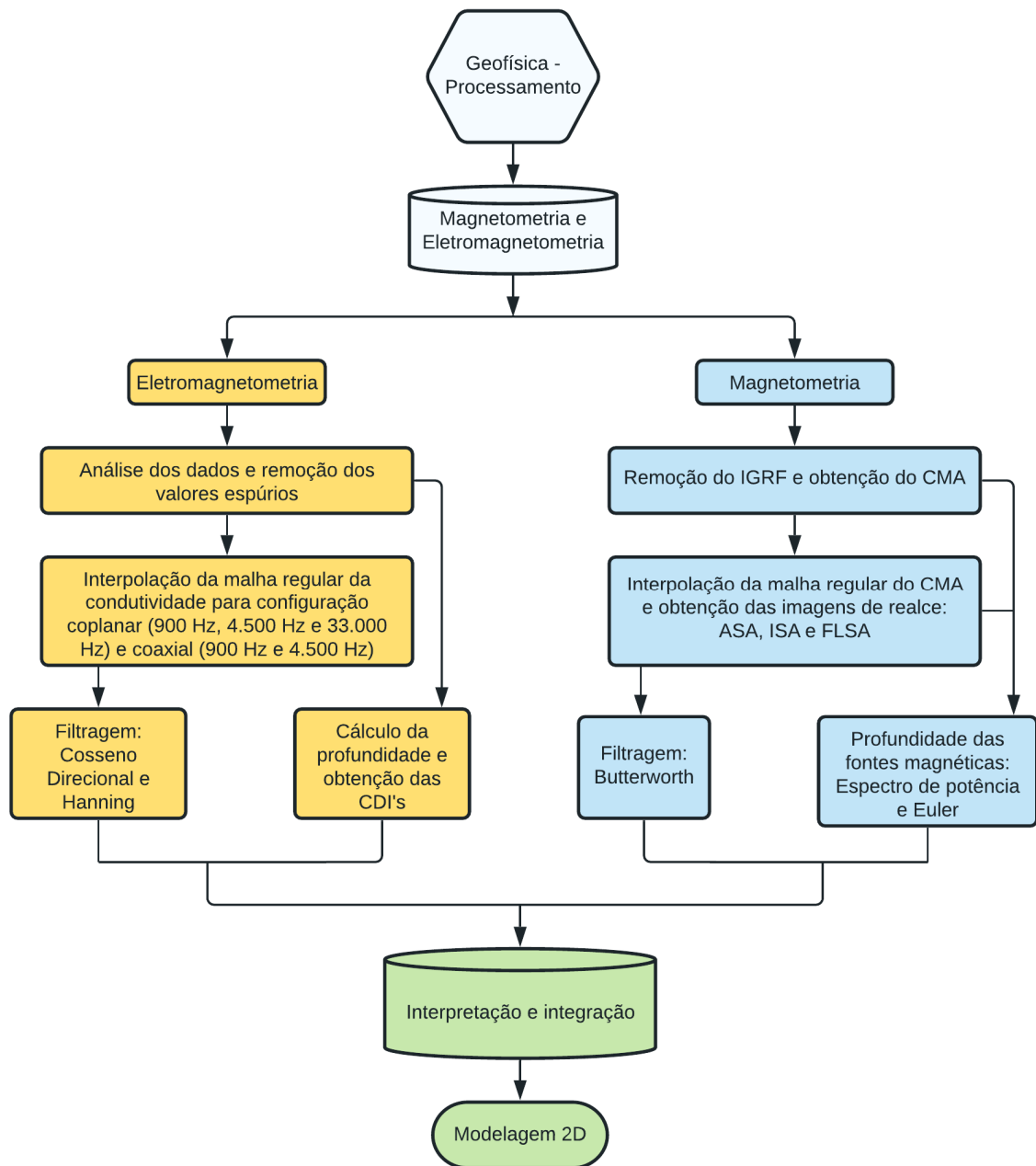


Figura 5.1: Fluxograma mostrando as fases do processamento dos dados geofísicos: eletromagnetométricos e magnetométricos.



5.1 DADOS AEM

O sistema AEM utilizado foi o Aerodat DSP 99, com sensor rebocado a 30 m (Towed Bird, Figura 1.5). As bobinas foram configuradas em três pares horizontais coplanares e dois pares coaxiais verticais. Foram empregadas três faixas de frequência para cada configuração de bobina, desde a baixa frequência com valor nominal de 900 Hz, passando pela frequência intermediária de valor nominal 4.500 Hz, até a alta frequência com valor nominal de 33.000 Hz. As linhas de voo (LV) e de controle (LC) foram espaçadas de 100 m e 500 m, respectivamente, nas direções E-W (LV) e N-S (LC) (Lasa, 2001).

Os dados eletromagnéticos já haviam passado por etapas de pré-processamento antes de serem entregues para a pesquisa. O banco de dados inclui os dados brutos e corrigidos das componentes do campo eletromagnético induzido (fase e quadratura) e os valores de condutividade aparente.

Foi calculada a condutividade aparente para as frequências (900 Hz, 4.500 Hz e 33.000 Hz) e para os arranjos coplanar e coaxial, em cada par de bobina transmissora e receptora, a partir das componentes do campo secundário em fase e em quadratura, usando um modelo de pseudo-camada em um semi-espço, definido por Fraser (1978), como pode ser visto em (item 1.5, equação 1.32). Posteriormente foi calculada a profundidade (item 1.4.3, eq. 1.29), e obtida as CDI's (figura 5.1).

Em Souza Filho (2008), a condutividade aparente é uma medida referencial a um intervalo de camada rochosa ou solo e desconsidera qualquer anisotropia nessa camada.

A Krigagem foi a técnica de interpolação aplicada aos dados de condutividade aparente, recomendado para aquisições com grande número de dados e com espaçamento amostral regular, além disso, é uma ferramenta com avanços estatísticos que nos fornece estimadores exatos e expressa propriedades de não tendenciosidade. É um interpolador exato e suavizador. O espaçamento celular como parâmetro da interpolação foi de 1/4 do espaçamento das linhas de voo, respeitando o critério de Nyquist, ou seja, de 250 m.

As figuras 5.2a, b e 5.3a, b, mostram as imagens da condutividade aparente geradas para a frequência de 900 Hz em configuração coplanar, para as áreas de Juá e Samambaia.

As figuras 5.2a e 5.3a são as imagens referentes aos dados brutos e os itens b, são referentes aos filtrados.

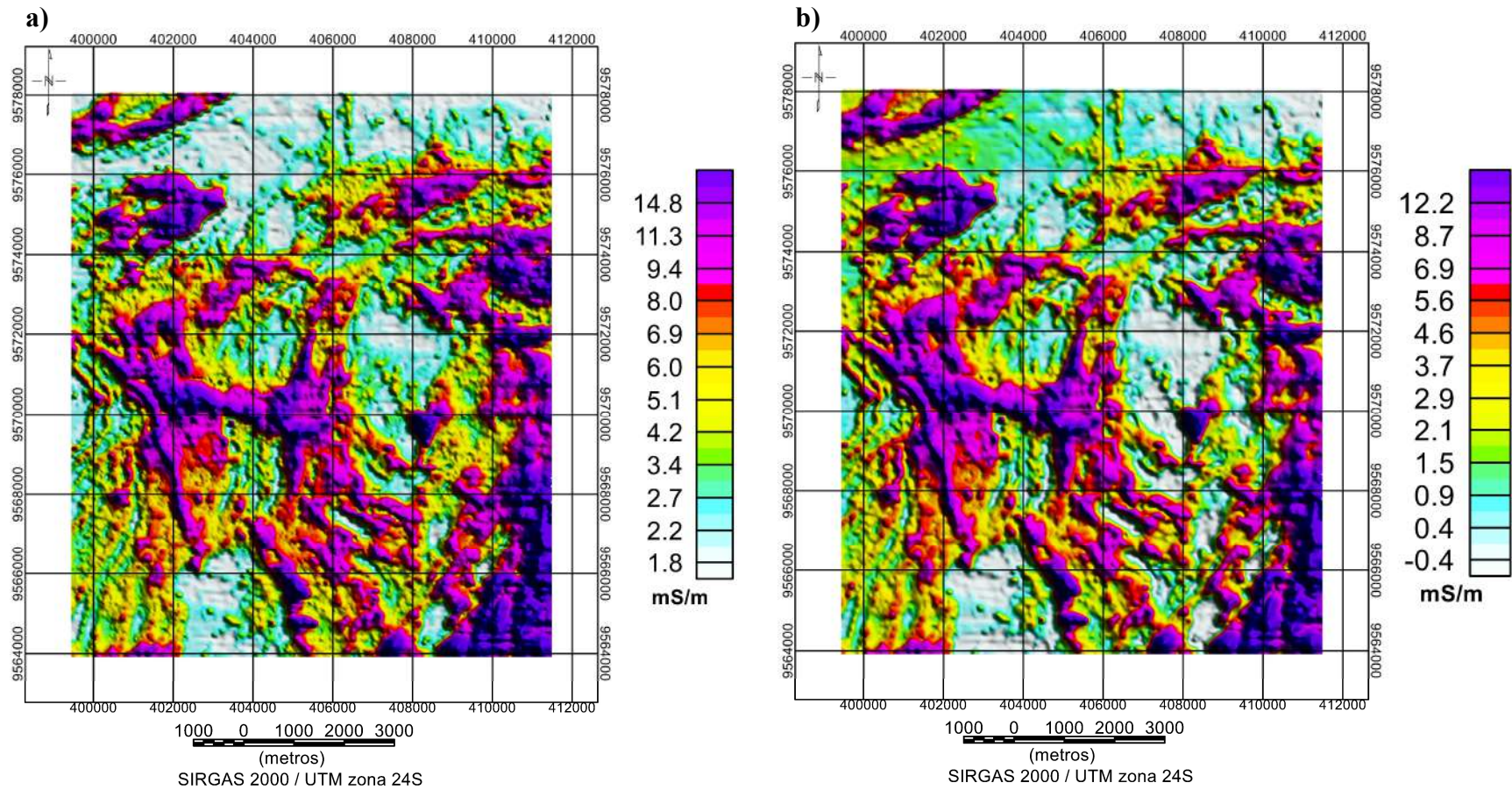


Figura 5.2: a) Imagem da condutividade aparente bruta do bloco Juá, configuração coplanar, frequência 900Hz; b) Imagem da condutividade aparente filtrada do bloco Juá, configuração coplanar, frequência 900Hz.

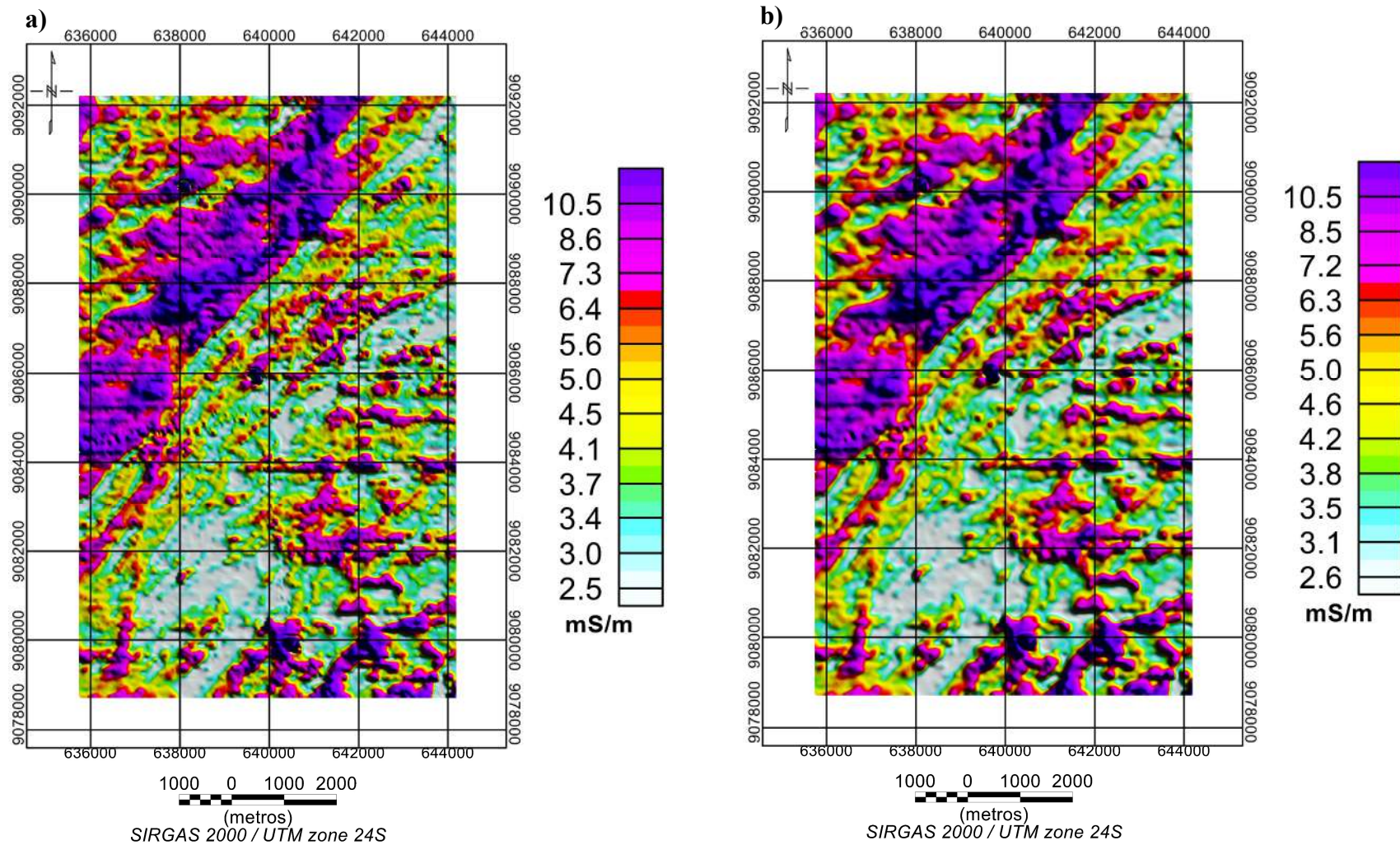


Figura 5.3: a) Imagem da condutividade aparente bruta do bloco Samambaia, configuração coplanar, frequência 900Hz; b) Imagem da condutividade aparente filtrada do bloco Samambaia, configuração coplanar, frequência 900Hz.



Foi aplicado o filtro cosseno direcional nas imagens da condutividade aparente. Esse filtro é utilizado para a remoção de tendências.

A função cosseno funciona como um filtro de suavização na direção da tendência. Leva-se em consideração o ângulo formado entre as linhas de voo e o norte geográfico. Dependendo do grau utilizado como parâmetro, as tendências na direção escolhida para o filtro podem abranger lateralmente regiões maiores (Geosoft, 2019).

Foram feitos alguns testes com o filtro para a remoção de efeitos causados pelas linhas de voo. No projeto executado pela Lasa Engenharia e Prospecções S/A, a identificação de anomalias culturais foi feita através do monitor de linhas de alta tensão (60 Hz), no qual detecta fontes que irradiam energia. Um dos problemas desse efeito é que caso condutores geológicos cruzem uma linha de alta tensão, estas podem gerar anomalias nos canais das componentes fase e quadratura, além de efeitos de tendências nos *grids*, o que pode dificultar a interpretação (Nabighian & Macnae, 1987).

Após a aplicação do filtro cosseno direcional, foram feitos testes com a aplicação do filtro de convolução móvel tipo *hanning*, que corresponde a um filtro de matriz 3x3 com coeficientes que resultam na geração de um novo valor central para cada nó da malha regular. É um filtro passa-baixa com base na média e permite eliminar os altos números de ondas relacionados à ruídos indesejáveis. Foram feitos testes com o filtro até quatro vezes, com o objetivo de se obter uma imagem com o menor aspecto ruidoso possível, em conformidade com a qualidade dos dados e sem perder as suas características. A figura 5.4 mostra os perfis de condutividade aparente para as bobinas em configuração coplanar, na alta e baixa frequência, após a aplicação do filtro, na área de Juá.

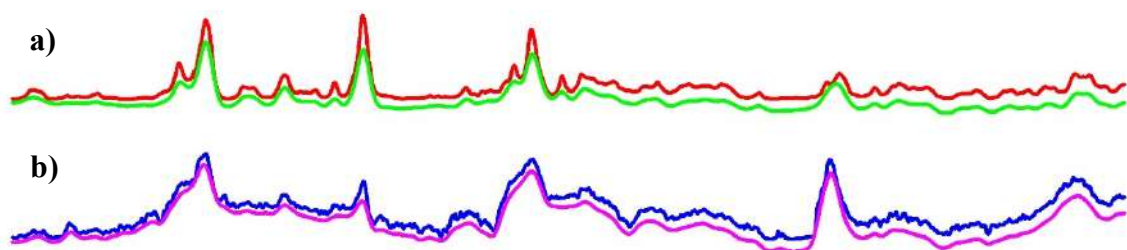


Figura 5.4: Perfis da condutividade Aparente (Bloco-Juá) L10871 **a)** Perfis da condutividade aparente para as bobinas em configuração coplanar de alta frequência; **b)** Perfis da condutividade aparente para as bobinas em configuração coplanar de baixa frequência. (—) Alta frequência sem filtro; (—) Alta frequência com aplicação do filtro tipo *hanning* 2x; (—) Baixa frequência sem filtro; (—) Baixa frequência com aplicação do filtro tipo *hanning* 2x.



Nas Figuras 5.5 e 5.6 temos as imagens filtradas da condutividade aparente, na área de Juá, calculada para os arranjos coplanares, de alta (5.6a), média (5.6b) e baixa frequência (5.6c), e arranjos coaxiais de baixa (5.7d) e média frequências (5.7e).

Nas figuras 5.7 e 5.8 temos as imagens filtradas da condutividade aparente, na área de Samambaia, calculada para os arranjos coplanares, de alta (5.7a), média (5.7b) e baixa frequência (5.7c), e arranjos coaxiais de baixa (5.8d) e média frequências (5.8e).

Foi observado nas imagens da condutividade aparente na área de Juá (figuras 5.5a, b, c; 5.6a, b.), que os eixos dos condutores se alinham fortemente para N-S. Um alto condutivo é discriminado nas áreas NW, SE e central. Após as aplicações dos filtros, é mais fácil discriminar os domínios condutivos para o arranjo coplanar. Os domínios condutivos mantêm uma concordância na alta (figura 5.5c), média (figura 5.5b) e baixa (5.5a) frequências, o que pode estar relacionado com a continuidade desses corpos em profundidade.

As imagens da condutividade aparente na área de Samambaia realçaram estruturas condutivas em NE e SW e prevalece um alto condutivo a NW (figuras 5.7a, b, c; 5.8a, b); ao sul, a área condutiva apresenta-se maior para as frequências intermediárias (4.500 Hz).

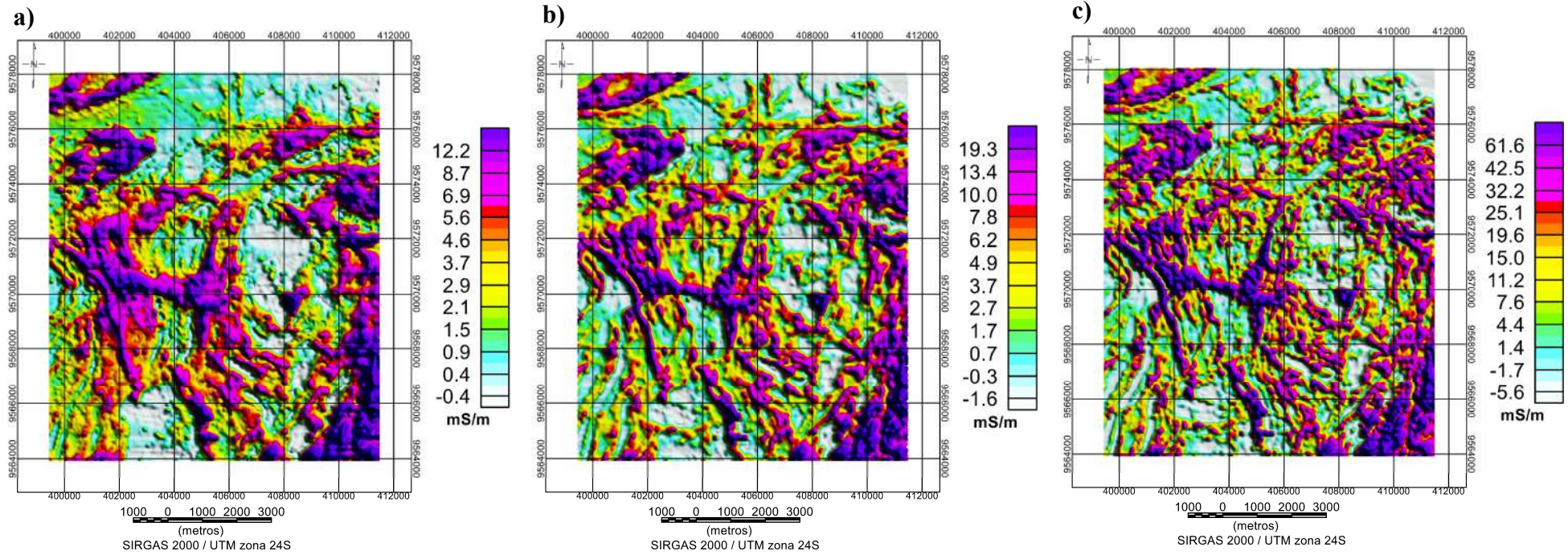


Figura 5.5: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Juá. **(a)** Coplanar, frequência: 900 Hz; **(b)** Coplanar, frequência: 4.500 Hz; **(c)** Coplanar, frequência: 33.000 Hz.

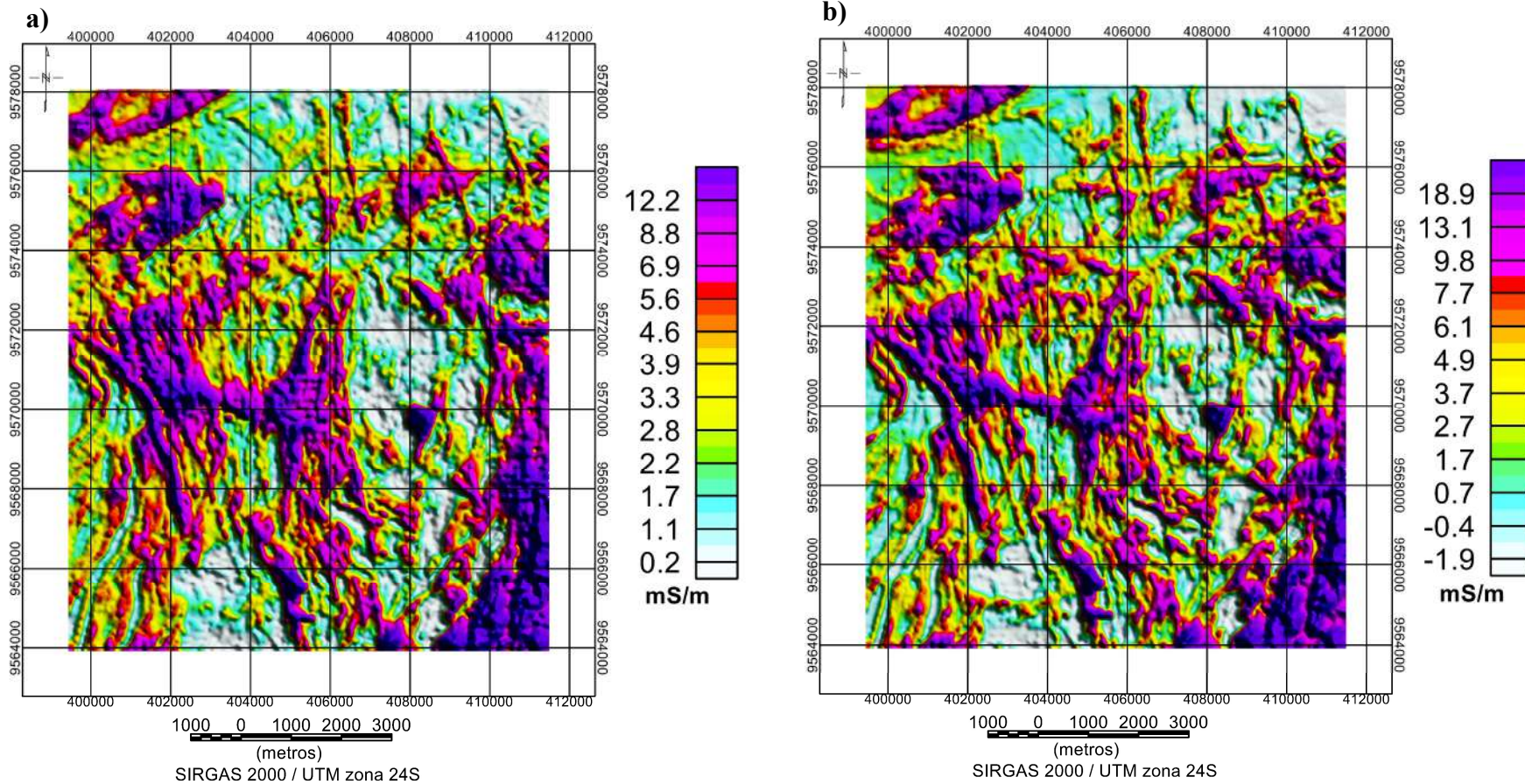


Figura 5.6: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Juá. (a) Coaxial, frequência: 900 Hz; (b) Coaxial, frequência: 4.500 Hz.

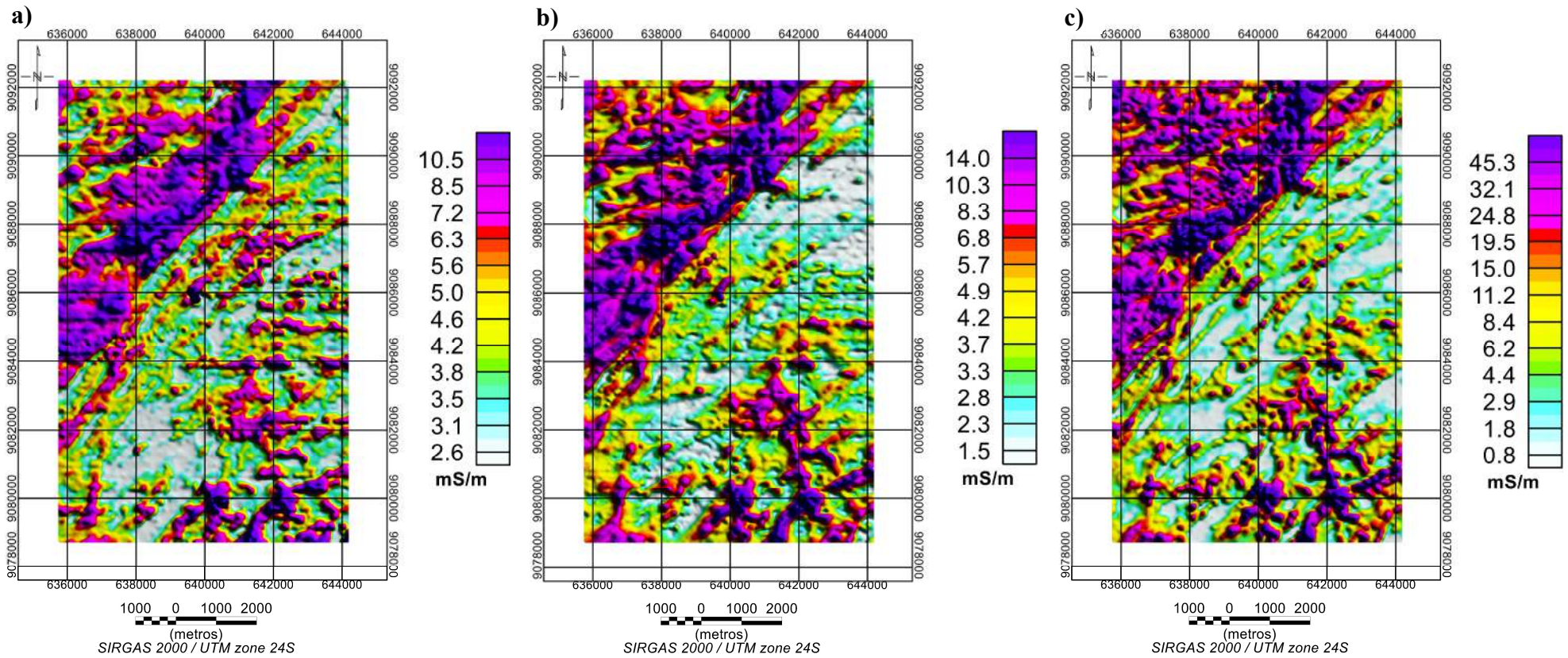


Figura 5.7: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Samambaia. **(a)** Coplanar, frequência: 900 Hz; **(b)** Coplanar, frequência: 4.500 Hz; **(c)** Coplanar, frequência: 33.000 Hz.

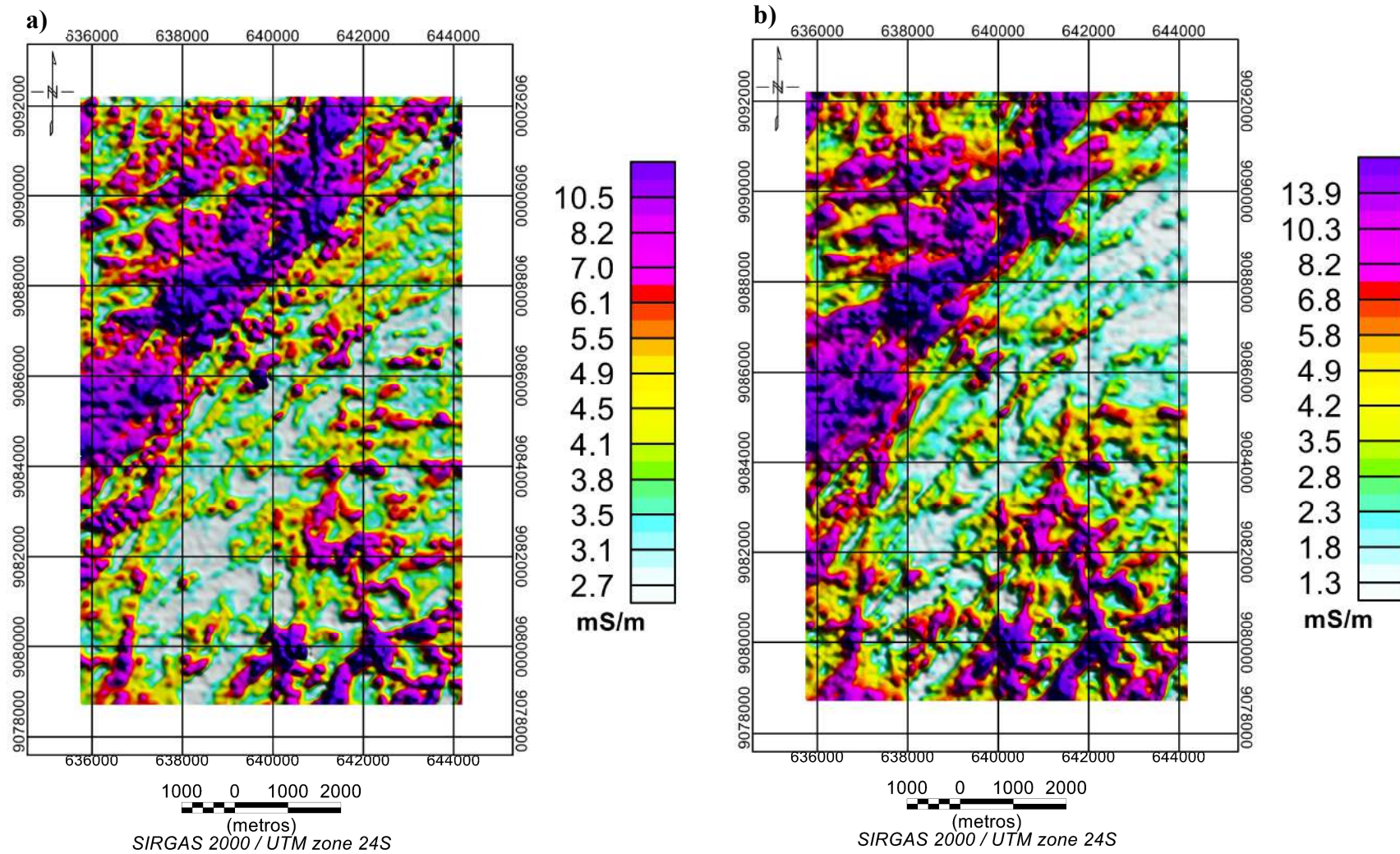


Figura 5.8: Imagens filtradas da condutividade Aparente da área de Samambaia. (a) Coaxial, frequência: 900 Hz; (b) Coaxial, frequência: 4.500 Hz



5.2 IMAGEAMENTO DA CONDUTIVIDADE APARENTE

O objetivo do imageamento da condutividade é transformar a resposta do campo secundário obtida pelo método AEM em uma imagem da condutividade pela profundidade, *Conductivity-Depth Image* - CDI (Von Huelsen, 2007).

Para a aplicação da técnica de imageamento foram selecionadas três linhas de voo no bloco - Juá (figura 5.9a), estas serão apresentadas no capítulo VII (artigo proposto com os dados da área de Juá). Em Samambaia, foram imageadas cinco linhas de voo (figura 5.9b), e serão apresentadas no capítulo VI. Em ambas as áreas considerou-se a proximidade dos poços cadastrados na área.

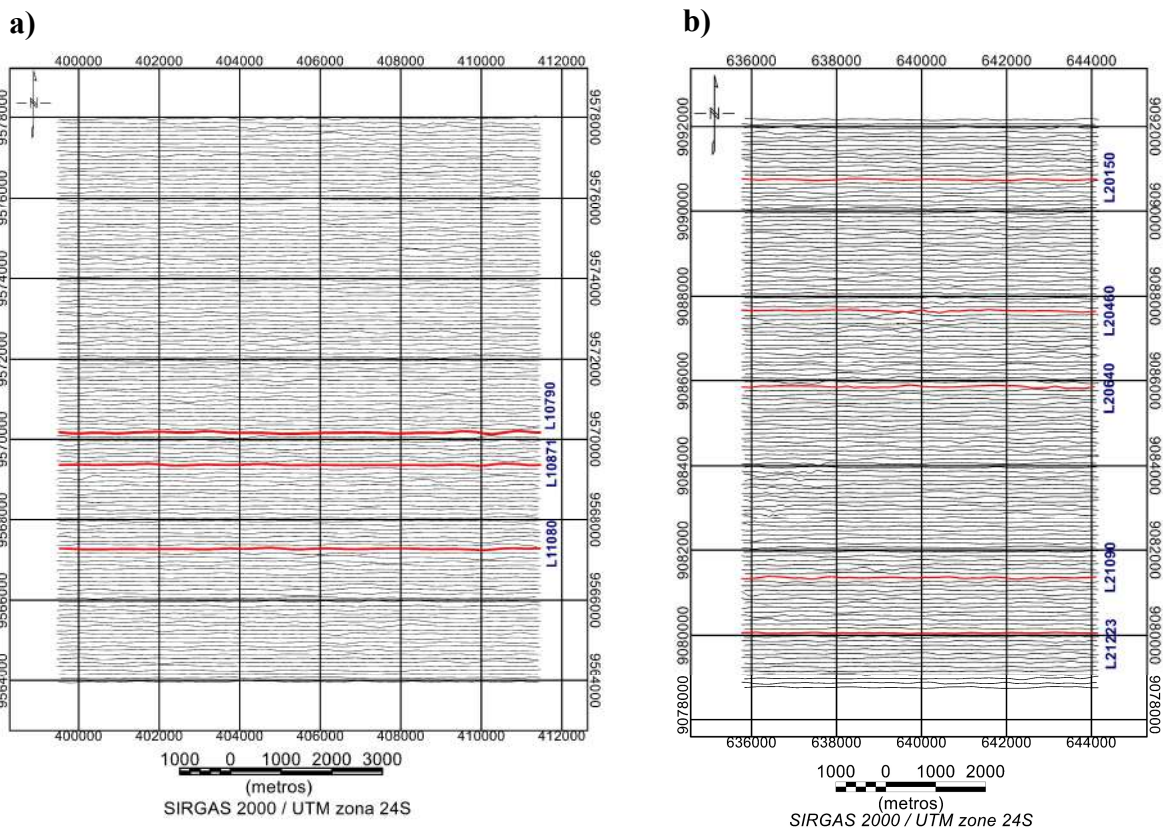


Figura 5.9: Linhas de voo, com destaque para as linhas selecionadas para o imageamento da condutividade. **a)** Bloco - Juá com três linhas selecionadas para imageamento e sobrevoadas no sentido E→W; **b)** Bloco-Samambaia com cinco linhas selecionadas para o imageamento e sobrevoadas no sentido W→E.

Sabe-se que a profundidade de penetração da onda eletromagnética aumenta quando a frequência diminui. A frequência utilizada nos levantamentos AEM pode ser ajustada para um dado alcance de profundidade (Lasa, 2001).



A penetração da onda eletromagnética é complexa e envolve diversos fatores ligados à essa complexidade, como as variações superficiais da condutividade, geometria do condutor e do ruído instrumental, por exemplo (Lasa, 2001).

Para os dados PROASNE, foram criados vetores de frequência e condutividade através do banco de dados para cada ponto de amostragem, em seguida foi implementada a equação da profundidade de penetração da onda eletromagnética, obtida nas soluções de onda, em função de cada valor de condutividade. A equação em questão é aproximada pelo *skin depth*, obtida nas formulações do domínio da frequência (item 1.4.3).

5.3 DADOS MAGNÉTICOS

A fase de aquisição e pré-processamento dos dados magnéticos foram executados pela LASA Engenharia e Prospecções S/A.

A aquisição foi feita por meio do sistema aeromagnetométrico de vapor de Césio, Geometrics G-822A de alta resolução ($0,001 nT$), operando na faixa de 20.000 a $95.000 nT$, com sensor rebocado a uma distância de $30 m$, acoplado ao sensor EM, e realizando 10 leituras do campo magnético total a cada segundo. As leituras do magnetômetro são realizadas a cada $0,1$ segundo a $4 m$ do terreno (Lasa, 2001).

Nas etapas de pré-processamento os dados magnéticos foram corrigidos da variação diurna, nivelados usando as interseções com as linhas de controle, micronivelados e removidos do IGRF para obtenção do campo magnético total residual (Lasa, 2001).

Para esta pesquisa, o modelo do IGRF foi obtido por meio da extensão IGRF do software Oasis Montaj da Geosoft™ (2019, Montaj geophysics v9.6. Tutorial and user guide), tendo como entrada os parâmetros de inclinação e declinação do campo geomagnético. Após a remoção do modelo IGRF do campo total, obteve-se o campo magnético anômalo (CMA, figura 5.1; 5.10a, b).

As figuras 5.10a, b mostram os perfis do campo magnético total, do IGRF utilizado e do campo magnético anômalo, para a linha L11080 da área de Juá e para a linha L20150 da área de Samambaia. Observa-se que após retirado o IGRF da ordem de $26.000 nT$, referente ao ano de 2000, a amplitude dos campos magnéticos para as duas áreas ficou entre os intervalos de $-50 nT$ a $105 nT$.



Em seguida, os dados do campo magnético anômalo foram interpolados em malha regular, com espaçamento celular de 250 m, por meio da krigagem (figura 5.1). As figuras 5.11a, b mostram as imagens do CMA obtidas para as áreas de Juá e Samambaia.

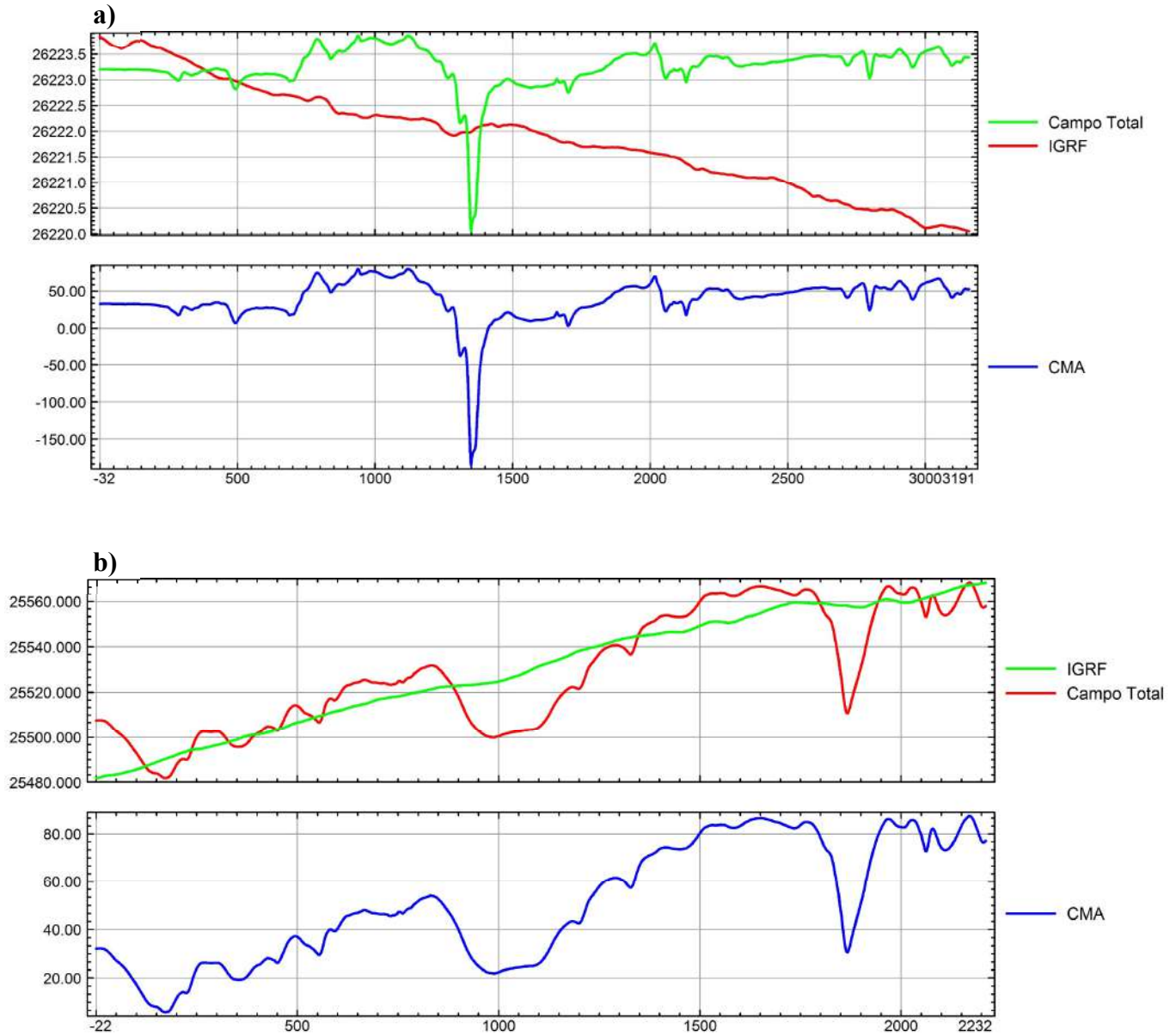


Figura 5.10: Perfis magnéticos do campo total, do IGRF e do campo magnético anômalo (CMA). (a) Bloco-Juá: L11080 (b) Bloco-Samambaia: L20150.

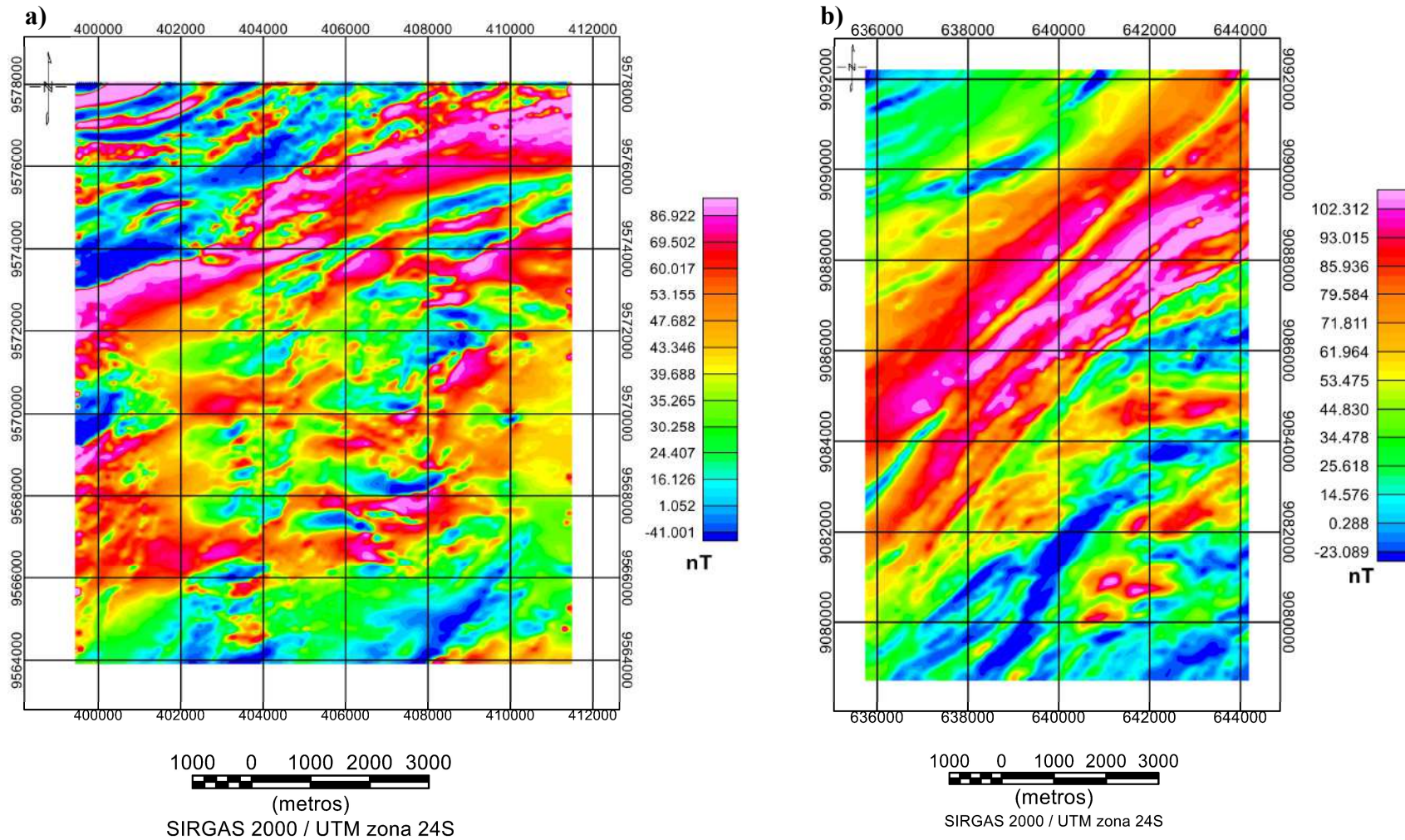


Figura 5.11: Imagem do Campo Magnético Anômalo (CMA) das áreas de estudo. **a)** Juá. **b)** Samambaia.



Após a obtenção do CMA (figura 5.11a, b), foram calculadas as derivadas do campo magnético anômalo e os seguintes produtos: Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e a Fase Local do Sinal Analítico (FLSA). Tais produtos foram filtrados (figura 5.12), e então foram obtidas as imagens finais de cada área (Juá e Samambaia), respectivamente, figuras 5.13a, b e c e figuras 5.14a, b e c.

Na figura 5.12, observa-se um aprimoramento na qualidade do sinal ao aplicar o filtro butterworth, visto que os ruídos de alta frequência foram removidos e a suavização nas regiões de inflexão foi validada.



Figura 5.12: Perfil da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) sem aplicação do filtro butterworth e perfil da Amplitude do Sinal Analítico com a aplicação do filtro butterworth para o corte do comprimento de onda (100) e número de ordem (8). Linha de voo L20150, Bloco-Samambaia.

Para a remoção de ruídos e suavização dessas imagens (figuras 5.13a, b, c e 5.14a, b, c), foi aplicado o filtro passa-baixa do tipo butterworth, com corte de comprimento de onda no valor de 100 e número de ordem no valor de 8, assim como foi feito para o perfil do ASA (figura 5.12). Este procedimento permitiu realçar as assinaturas magnéticas e facilitou a correlação com informações geológicas. Basicamente podemos observar um alto magnético principalmente na área NW de Juá. Em Samambaia o alto magnético concentra-se principalmente a SW.

As profundidades das fontes magnéticas foram calculadas pelo espectro de potência (figura 5.15a, b), e usando o Euler. O Euler será apresentado no próximo capítulo, na interpretação.

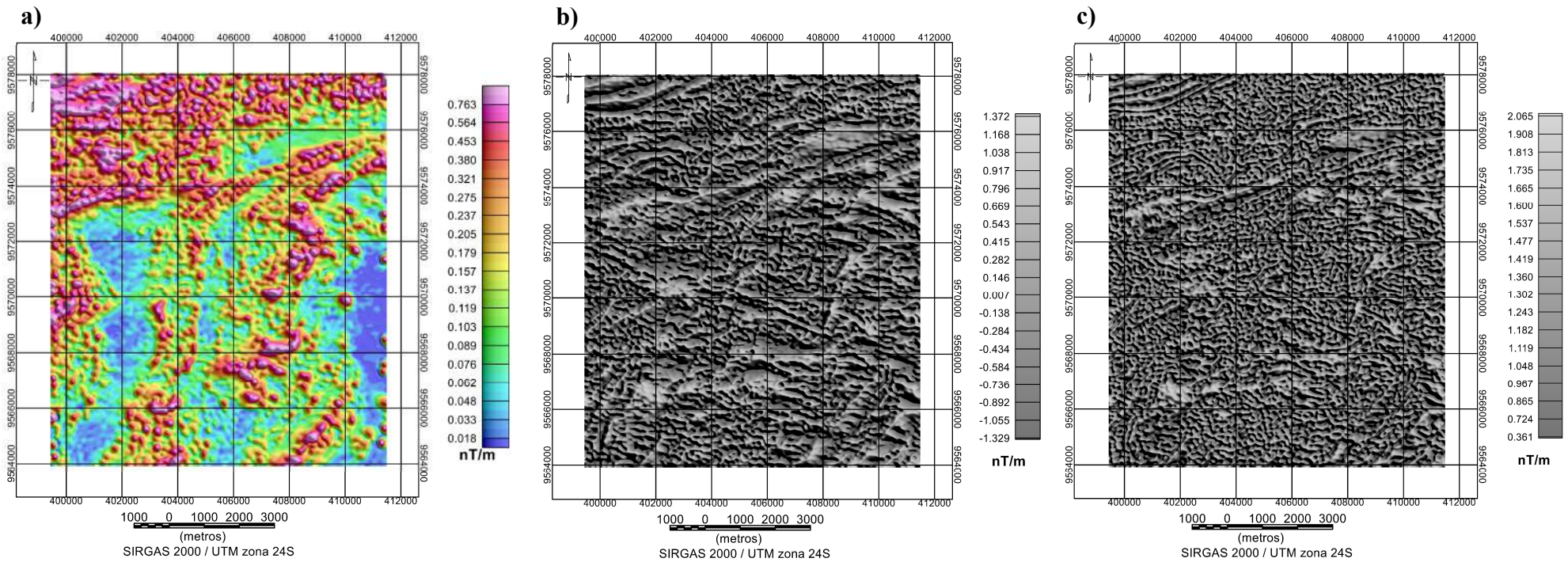


Figura 5.13: Imagens oriundas do campo magnético anômalo da área de Juá (a) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); (b) Inclinação do Sinal Analítico; (c) Fase Local do Sinal Analítico.

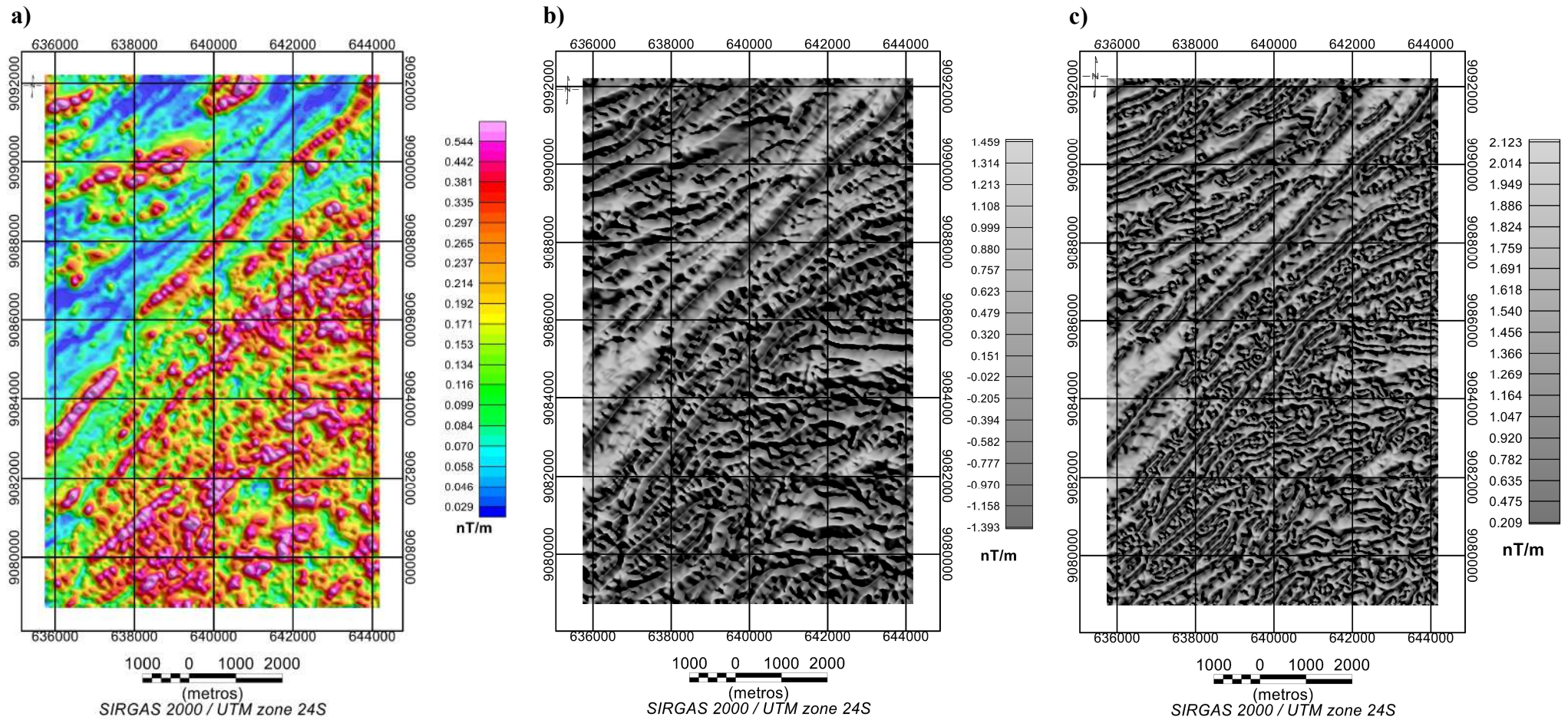


Figura 5.14: Imagens oriundas do campo magnético anômalo da área de Samambaia **(a)** Amplitude do Sinal Analítico (ASA); **(b)** Inclinação do Sinal Analítico (ISA); **(c)** Fase Local do Sinal Analítico (FLSA).

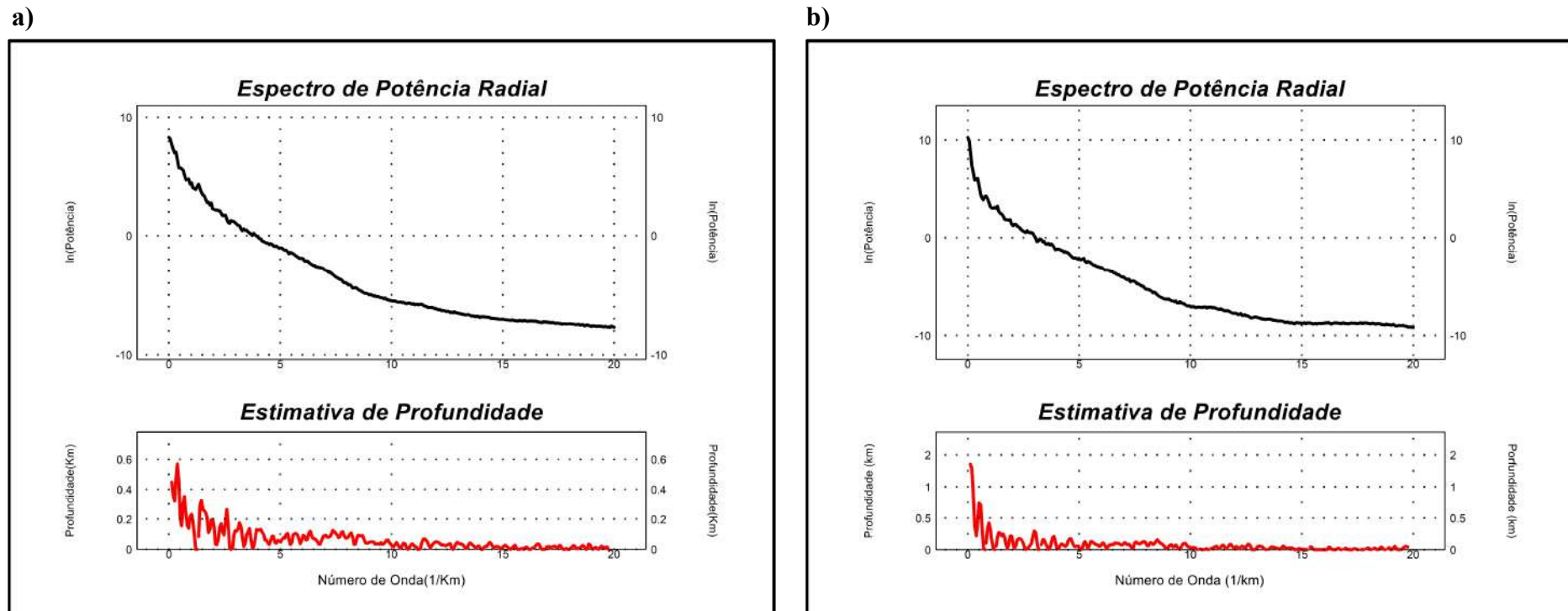


Figura 5.15: Espectro de potência radial das fontes magnéticas nas duas áreas de levantamento **a) Juá.** **b) Samambaia.**



CAPÍTULO VI

INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA E INTEGRAÇÃO A DADOS GEOLÓGICOS: BLOCO-SAMAMBAIA

Este capítulo abordará a interpretação qualitativa e a integração dos produtos gerados pela eletromagnetometria e magnetometria. Na eletromagnetometria foram interpretados lineamentos condutivos rasos e profundos, por meio da análise da condutividade aparente, nas três faixas de frequência empregadas (900, 4.500 e 33.000 Hz). Na magnetometria, as imagens da amplitude do sinal analítico, inclinação do sinal analítico, fase local do sinal analítico e o método de Euler, auxiliaram na interpretação de lineamentos magnéticos. Nesta área, os corpos condutivos e magnéticos e as estruturas geológicas apresentaram direção para NE-SW. Para a análise geofísica em profundidade, foi gerado um modelo geofísico 2D, feito pela integração das CDI's com as fontes magnéticas, obtidas pelo método de Euler, tendo o Modelo Digital de Terreno (MDT) como superfície de referência. A partir desse modelo, foi feita a análise do comportamento geofísico nas regiões onde se posicionam os poços.

6.1 INTERPRETAÇÃO QUALITATIVA ELETROMAGNETOMÉTRICA

A figura 6.1 destaca o mapa geológico da área de Samambaia. As figuras 6.2a, b destacam os alinhamentos geológicos, os poços e as linhas de voo selecionadas para o imageamento da condutividade aparente sobre a imagem da condutividade aparente para a alta frequência e arranjo coplanar (figura 6.2a) e os perfis empilhados da condutividade aparente para a alta frequência do sinal EM e arranjo coplanar (figura 6.2b). A imagem da condutividade aparente e os perfis empilhados foram utilizados para traçar os lineamentos condutivos rasos.

Já os lineamentos condutivos profundos foram obtidos com as imagens da condutividade aparente para a frequência de 900 Hz. Estes lineamentos são apresentados na figura 6.3.

A imagem da condutividade elétrica aparente delimitou anomalias condutivas relacionadas a depósitos sedimentares do quartenário, que acompanham linhas de drenagem na



área. Estes depósitos são pertencentes a formação sedimentar (Q2a), caracterizada por sedimentos inconsolidados (figuras 6.1; 6.2a; 6.3a).

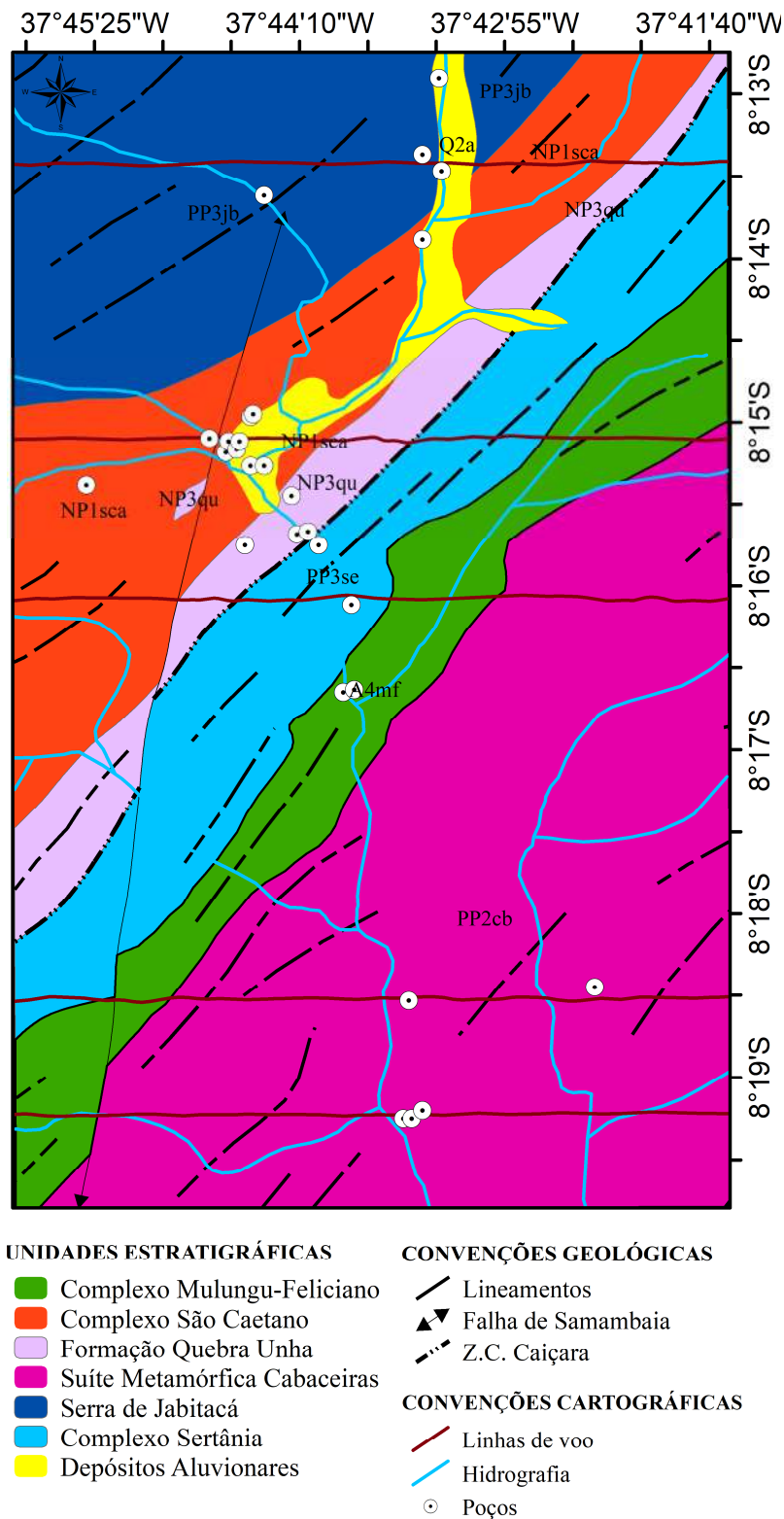


Figura 6.1: Mapa geológico da área de levantamento geofísico: Samambaia.



Uma alta condutividade à NW é presente, onde prevalecem estruturas com direção NE-SW, praticamente em toda área (figura 6.2a). Esta larga área condutiva a NW foi interpretada como cobertura condutiva e é caracterizada pelo Complexo Serra de Jabitacá do período orosiriano no extremo NW, Complexo São Caetano do período toniano e ocorrências de gnaisses da Formação Quebra Unha do período ediacarano. Estas unidades geológicas são atravessadas pelos depósitos sedimentares do quaternário na direção N-S e NE-SW.

Um contato resistivo com esta região de alta condutividade é observado na direção NE-SW (figura 6.2a). Estas regiões mais resistivas são caracterizadas pela Formação Quebra Unha, Complexo Sertânia do período orosiriano, Complexo Mulungu-Feliciano do neoarqueano, e a sudeste, a suíte metamórfica Cabaceiras do período riaciano, onde há regiões condutivas associadas à linhas de drenagem e poços.

Os perfis de condutividade indicam estruturas rasas a sudeste identificadas com a alta frequência do sinal eletromagnético nas direções NW-SE e uma em NE-SW (figura 6.2b).

A imagem de composição ternária foi obtida utilizando as imagens de condutividade aparente para as frequências alta (33.000 Hz), média (4.500 Hz) e baixa (900 Hz), respectivamente CMY.

A coloração escura discrimina corpos condutivos que vão de rasos a profundos, por apresentarem resposta condutiva alta em todas as faixas de frequência. Corpos de coloração ciano são rasos, por apresentarem assinaturas condutivas em faixas de frequências maiores. As linhas de drenagem acompanham principalmente os corpos ciano e os corpos escuros.

Os condutores profundos são bem discriminados na região NW. Os poços que se localizam nestas regiões condutivas profundas, ao norte e ao sudeste da área, são interceptados na direção NE-SW por lineamentos condutivos rasos (na cor rosa) e principalmente os profundos (na cor amarela). Alguns lineamentos condutivos interpretados em região de condutores rasos, na porção leste da imagem (figura 6.3), estão na direção E-W. A presença da zona de cisalhamento Caiçara e a falha de Samambaia, que exercem controle estrutural na região (figura 6.1), pode ter relação com a mudança na direção destes lineamentos de NE-SW para E-W (figura 6.3).

A maioria das estruturas EM não se deslocam em profundidade, indicando estruturas verticais a subverticais. É notório que a Falha de Samambaia, de direção NE-SW, mapeada na maior parte da área, deslocou a anomalia eletromagnética, entre as latitudes 9085000 e 9087000.

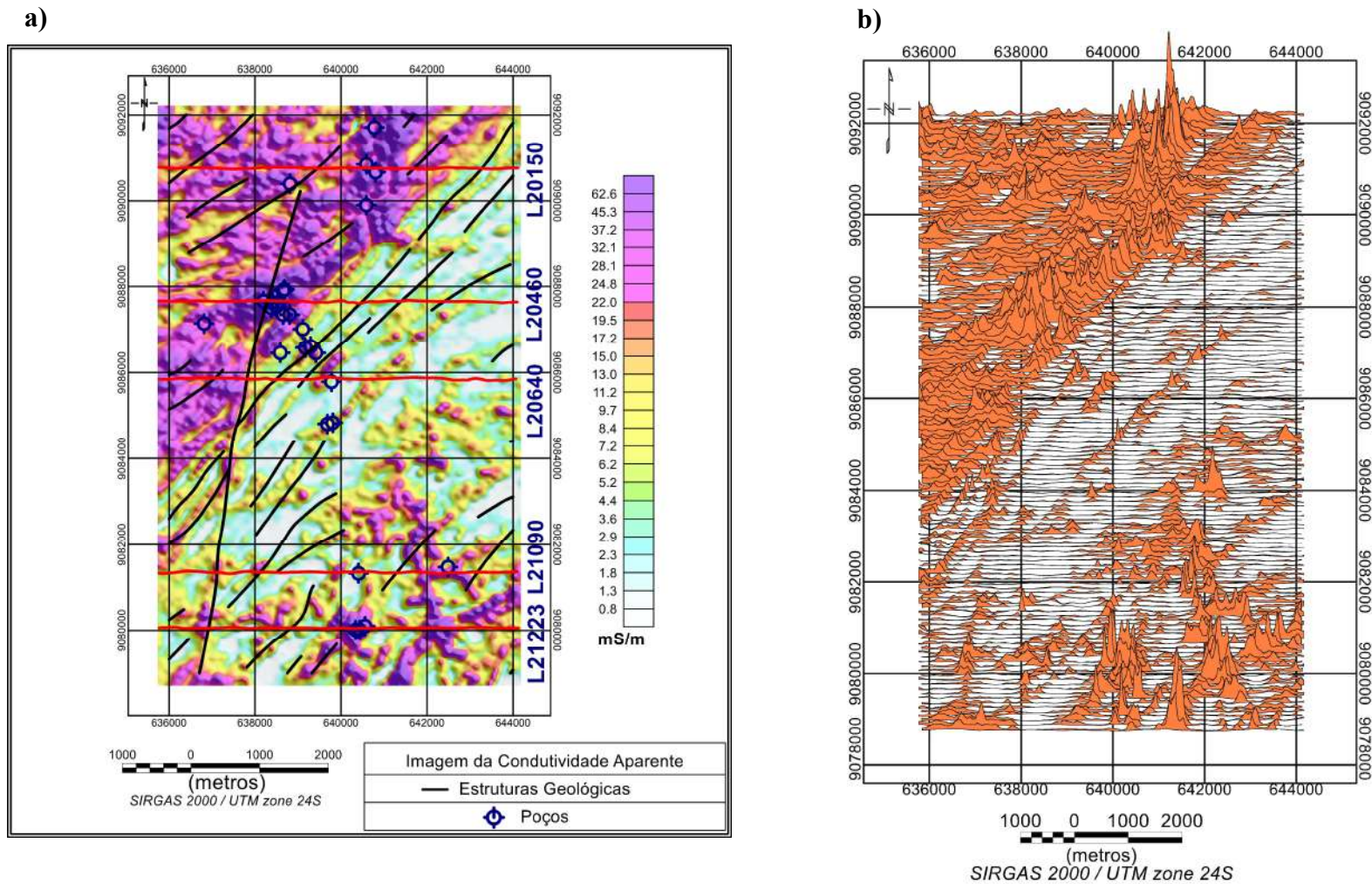


Figura 6.2: Imagens da condutividade aparente da área de Samambaia. **(a)** Condutividade aparente para a alta frequência (33.000 Hz) e arranjo coplanar, com as linhas de imageamento selecionadas (vermelho). **(b)** Perfis empilhados da condutividade para a alta frequência e arranjo coplanar.

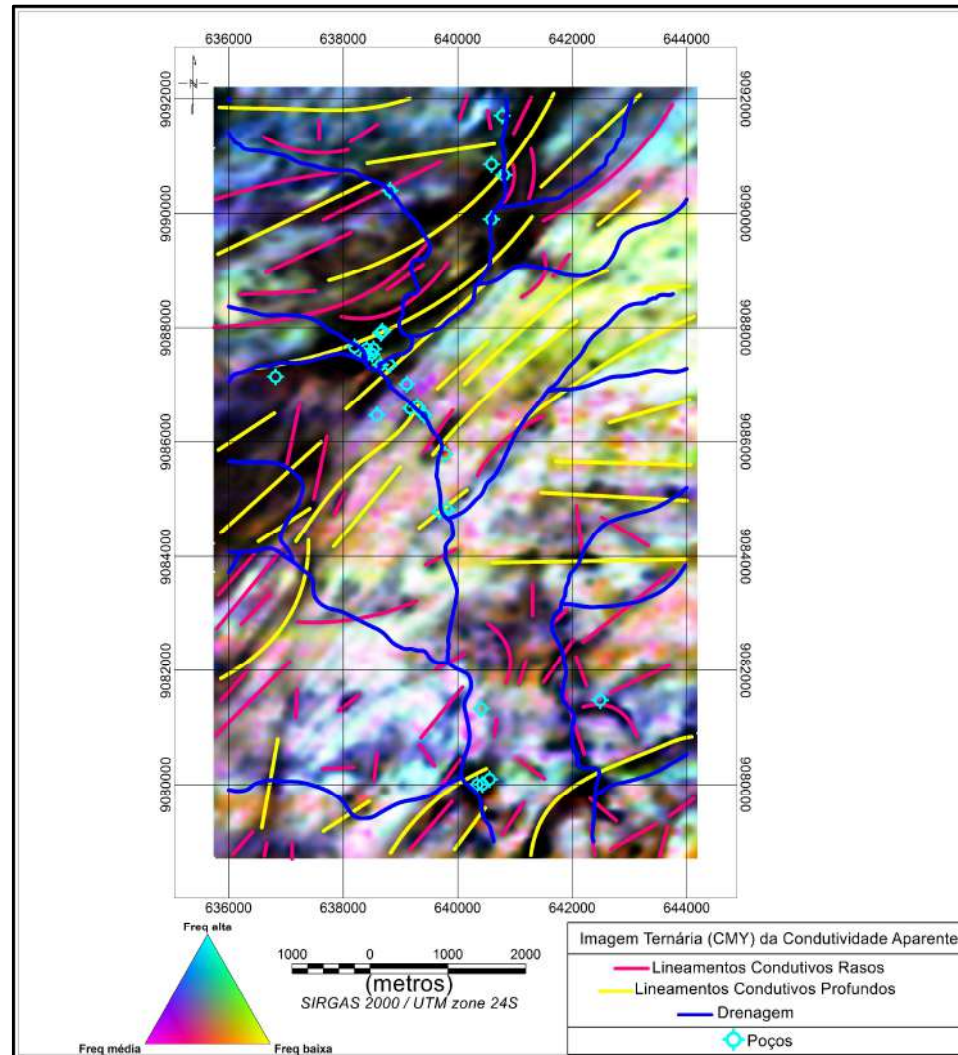


Figura 6.3: Imagem ternária da condutividade aparente para as frequências (900, 4,500 e 33,000 Hz).



6.2 INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA

A imagem da amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo delimitou as bordas dos corpos magnéticos (figuras 6.4a). Nesta imagem observa-se que as anomalias magnéticas dividem a área de levantamento em dois compartimentos, caracterizando alto magnético a sudeste e prevalecendo baixo magnético a noroeste. No geral, as estruturas magnéticas possuem direção preferencial em NE-SW, característica semelhante ao que se observa nas estruturas geológicas. Alguns poços da área são interceptados por lineamentos magnéticos nesta mesma direção entre as latitudes 9084000 e 9087000 (figura 6.4a).

A falha de Samambaia corta quase toda a área na direção NE-SW e desloca a porção centro-oeste das anomalias magnéticas (figura 6.4a).

No geral, os poços ocorrem em maior frequência sobre baixo magnético e em menor frequência, em gradientes magnéticos (figura 6.4a).

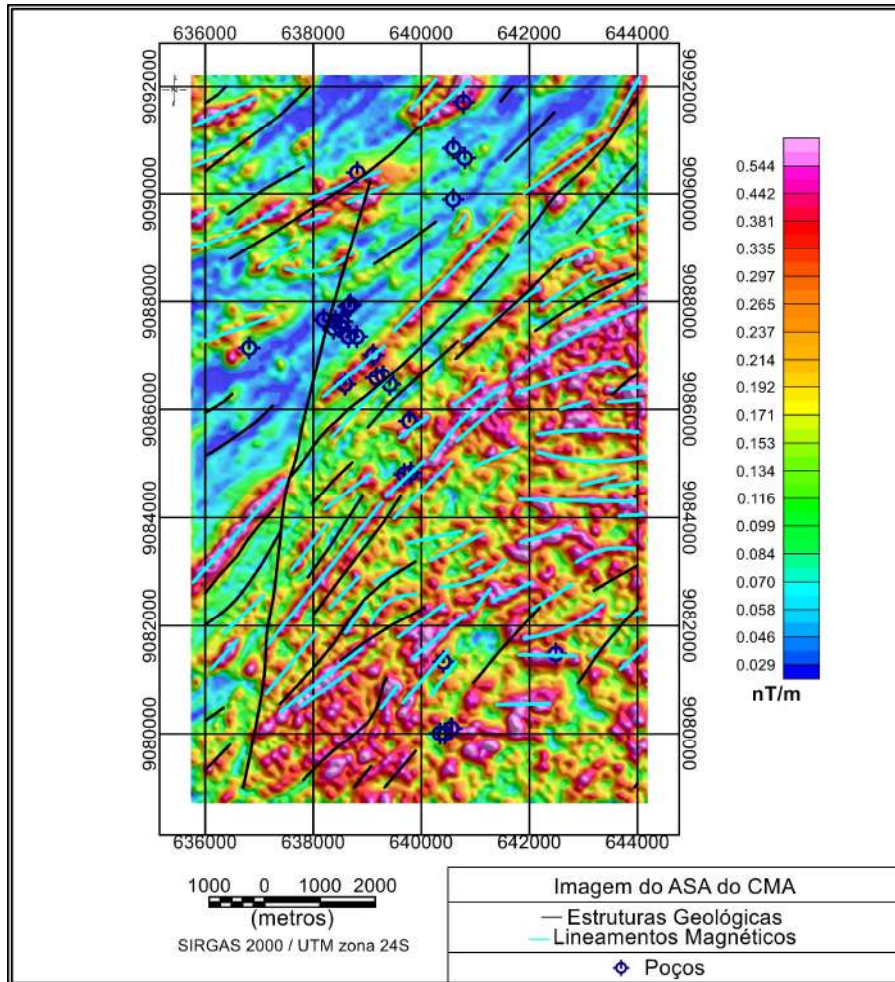
As imagens da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) foram importantes na identificação de contatos magnéticos e auxiliaram na interpretação de lineamentos magnéticos (figuras 6.4a, b).

A figura 6.4b mostra a inclinação do sinal analítico, com o relevo bastante movimentado com direções variadas na parte sudeste (cinza escuro, figura 6.4b e figura 5.14b) e com a sobreposição das soluções de Euler. As esferas que representam as soluções de Euler estão de acordo com a amplitude do sinal analítico. Na região de deslocamento da anomalia magnética causada pela falha de Samambaia, observa-se nas soluções do Euler um baixo magnético (esferas azuis). As profundidades das soluções do Euler ficaram entre 160 e 600 m aproximadamente.

O espectro de potência (figura 5.15 b) mostrou fontes com profundidades entre 100 m e 2 km.



a)



b)

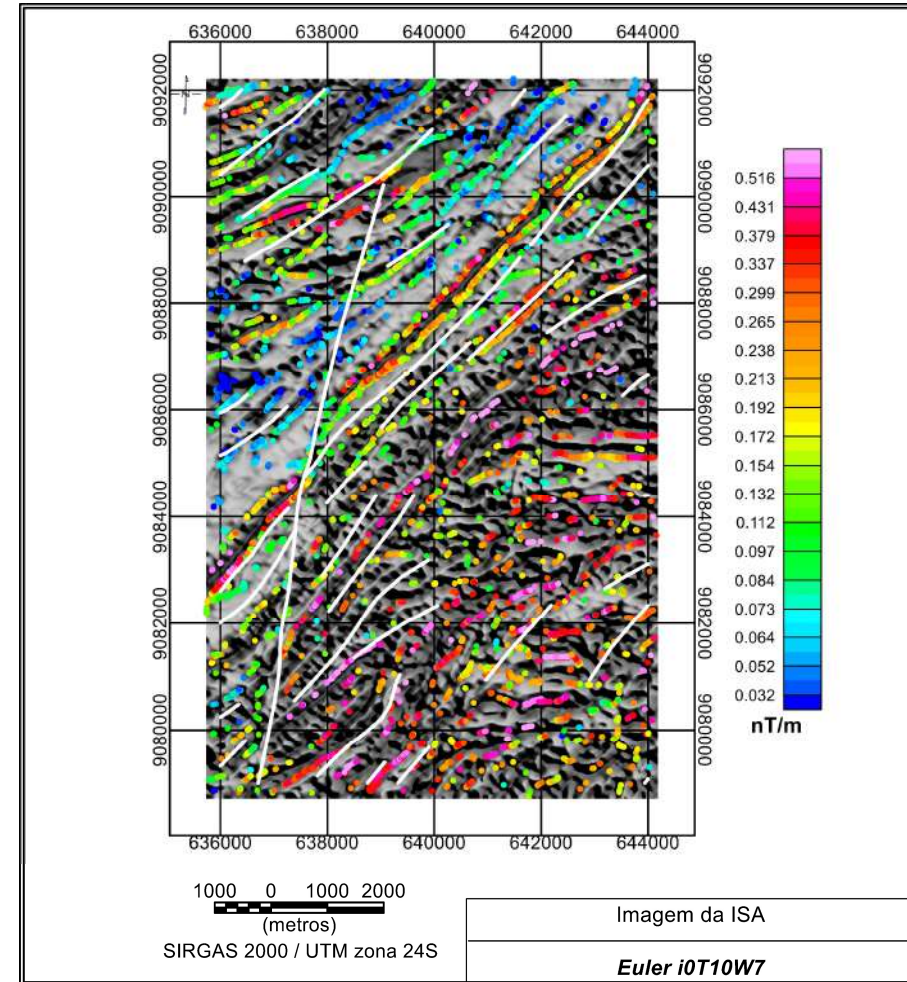


Figura 6.4: Imagens oriundas do campo magnético anômalo (a) Imagem da amplitude do sinal analítico (ASA) com sobreposição das estruturas geológicas e dos lineamentos magnéticos. (b) Imagem da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) em escala de cinza com sobreposição das estruturas geológicas (branco) e dos resultados do Euler indicando a amplitude do sinal analítico.



6.3 INTEGRAÇÃO ELETROMAGNETOMÉTRICA E MAGNETOMÉTRICA

De forma geral, pode-se observar que as imagens da condutividade aparente e da amplitude do sinal analítico (figuras 6.2a e 6.4a) mostram a área dividida pela falha de Samambaia em duas partes: a NW caracterizada por baixo magnético e alto condutivo e a SE caracterizada por alto magnético e baixo condutivo.

A imagem de composição da condutividade aparente e da amplitude do sinal analítico (ASA) do campo magnético anômalo, mostrada na figura 6.5, destaca as regiões que são condutivas e magnéticas. As áreas de cores quentes caracterizam corpos que são magnéticos e condutivos, já as cores frias representam os corpos magnéticos ou exclusivamente condutivos.

A falha de Samambaia apresenta uma estreita faixa magnética e condutiva com dois poços próximos. Ao norte da área, os poços se encontram em corpos condutivos e sobre baixo magnético, já ao sul da área os poços se encontram sobre corpos condutivos e magnéticos.

A figura 6.6 caracteriza a imagem da Fase Local do Sinal Analítico (FLSA) com a sobreposição dos lineamentos condutivos (rasos e profundos), lineamentos magnéticos e os poços. Esses lineamentos geofísicos revelam uma orientação principal em NE-SW. A imagem FLSA também mostra um relevo movimentado a sudeste, região em que prevalece os lineamentos magnéticos e condutivos rasos.

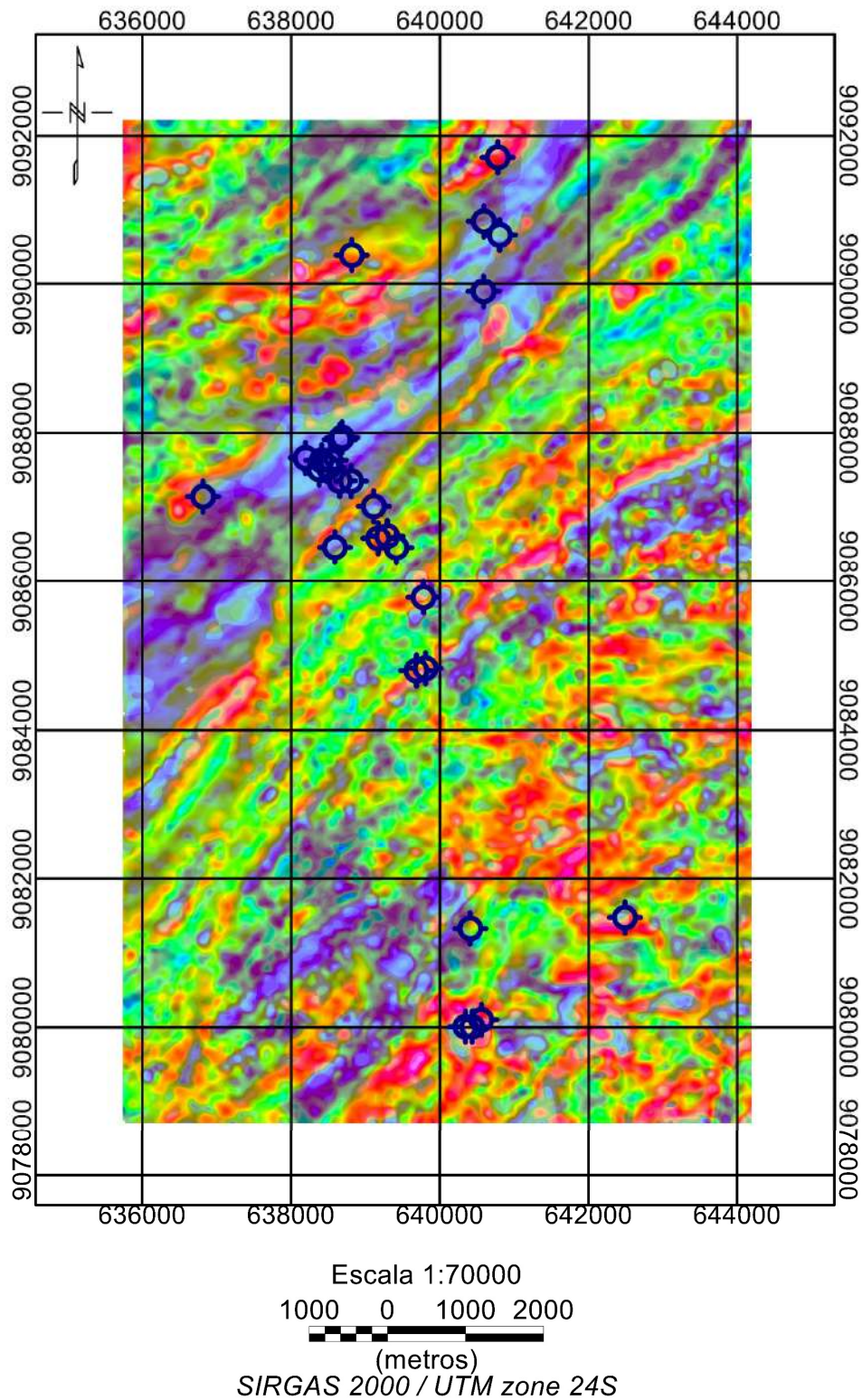


Figura 6.5: Imagem de composição da condutividade aparente e da amplitude do sinal analítico (ASA) do campo magnético anômalo com a sobreposição dos poços. (condutividade para baixa frequência do sinal EM e arranjo coplanar).

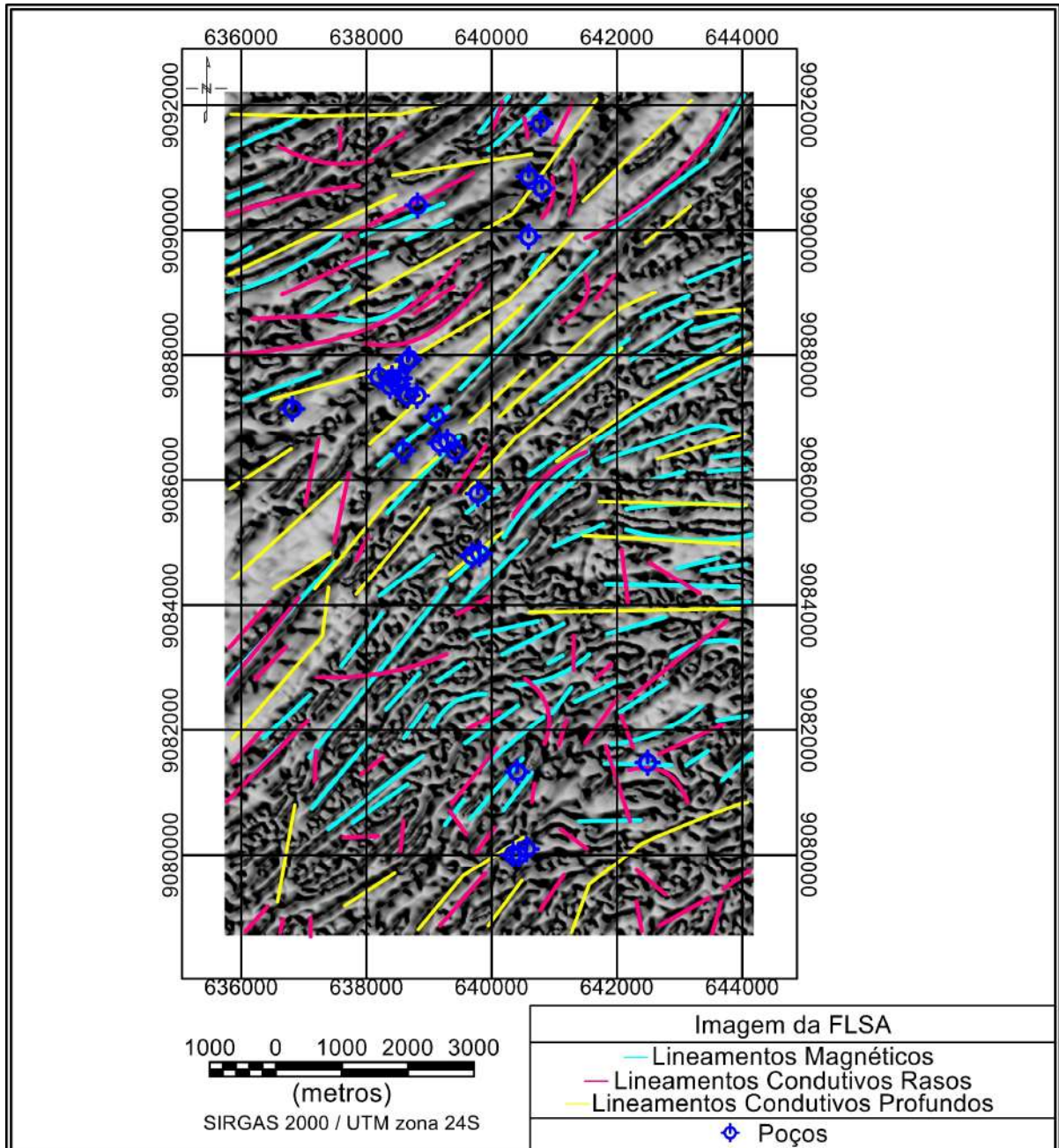


Figura 6.6: Imagem da fase local do sinal analítico com a sobreposição dos lineamentos condutivos rasos (rosa), profundos (amarelo) e magnéticos (azul claro).



A seguir serão apresentadas as CDI's obtidas junto com os limites magnetométricos obtidos com o Euler, para as linhas L20150, L20460, L20640, L21090 e L21223.

CDI: L20150

O poço 1 está a aproximadamente 375 m ao sul desta linha de voo imageada, em região de gradiente condutivo e próximo a estruturas magnéticas (figura 6.7a, b). Situa-se sobre o Complexo Serra de Jabitacá e próximo a uma estrutura geológica de direção NE-SW (figuras 6.1, 6.2a;). É interceptado pela linha de drenagem, um lineamento magnético de direção NE-SW e um lineamento condutivo raso de direção NE-SW (figuras 6.3, 6.4a).

O grupo de poços (2) estão em região de alto condutivo e estruturas magnéticas com baixa resposta da amplitude do sinal analítico (figuras 6.7a). Estes poços estão próximos a depósitos sedimentares. O poço em vermelho, apresentou vazão de 9 m³/h.

O poço 3 está sobre depósitos sedimentares, em região condutiva e baixo magnético (figuras 6.7a, b), interceptado por linha de drenagem e um lineamento condutivo profundo de direção NE-SW (figuras 6.3). Este poço apresentou vazão de 10,5 m³/h.

O grupo de poços (2) e o poço 3 estão em baixo topográfico, como mostra o perfil do MDT, nessa região. A zona condutiva onde se encontram estes poços é identificada nos cinco perfis de condutividade aparente para as três faixas de frequência empregadas (CONDCPHI, CONDCXME, CONDCPME, CONDCXLO, CONDCPLO; figura 6.7a).

CDI: L20460

Os poços desta CDI estão em zona de alta condutividade e em baixo magnético, interceptados pela Falha de Samambaia, lineamentos condutivos profundos e linha de drenagem. Estes poços estão sobre sedimentos depositados em rochas do Complexo São Caetano (figuras 6.8 a, b; 6.4a; 6.3). A maior vazão encontrada em um dos poços foi de 5 m³/h, e este poço está bem próximo à Falha de Samambaia.

A região (638000E – 639000E) desta CDI, mostra um contato entre um corpo condutivo, caracterizado por sedimentos depositados sobre o Complexo São Caetano e um corpo resistivo,



localizado em alto topográfico, este caracterizado por gnaisses da formação Quebra Unha (figura 6.8a).

Na região (643000E – 644000E), estão presentes ortognaisses e migmatitos do Complexo Mulungu-Feliciano de caráter resistivo (figura 6.8a).

CDI: L20640

A falha de Samambaia foi identificada nesta CDI, por uma descontinuidade situada nos limites de uma zona de alta condutividade, delimitada nas longitudes (636000E-637000E), caracterizada por rochas do Complexo São Caetano, e uma zona de condutividade intermediária, com a presença de estruturas magnéticas aproximadamente verticais, e situada em alto topográfico, nas longitudes (638000E-639000E). Nesta região de alto topográfico, encontra-se ortognaisses da Formação Quebra-Unha (figura 6.9a).

O poço desta linha de voo imageada, se encontra próximo a estruturas magnéticas e uma linha de drenagem, o que condiz com o modelo riacho-fenda proposto por Siqueira (1967), onde se observa que as linhas de drenagem são controladas por fraturas, e nesses cursos d'água podem ocorrer o acúmulo subterrâneo (figura 6.9a, b). Lineamentos condutivo e magnético e estruturas geológicas estão próximos a esse poço, na direção NE-SW (figuras 6.3; 6.4a).

CDI: L21090

Os poços desta linha estão sobre a Suíte Metamórfica Cabeceiras, onde predominam ortognaisses graníticos e migmatitos (figura 6.1)

O poço 1 é interceptado por lineamentos magnéticos na direção NE-SW, e o poço 2 é interceptado por um lineamento magnético na direção E-W (figura 6.10a). Os dois poços estão na borda de corpos com condutividade intermediária e próximo a linhas de drenagem (figuras 6.2a; 6.3).

A CDI mostra estruturas magnéticas em profundidade próximas a esses poços, onde o valor da amplitude do sinal analítico é mais acentuado no poço 1 (figura 6.10a, b)

Os perfis de condutividade demonstram uma elevação da condutividade nas três faixas de frequência próximos a estes dois poços (figura 6.10a).

**CDI: L21223**

Os poços desta CDI estão sobre a Suíte Metamórfica Cabeceiras, em um corpo condutivo delimitado tanto na imagem da condutividade aparente quanto na linha de voo imageada (figuras 6.2a; 6.11a). A imagem de composição ternária de frequências da condutividade mostra que esses poços se encontram sobre condutores profundos, representados pela coloração escura, próximos a linha de drenagem e próximos a lineamentos condutivos (figura 6.3).

A zona condutiva onde estão posicionados os poços, está limitada a leste e a oeste por corpos resistivos, possivelmente relacionados ao caráter preservado das rochas (figura 6.11a).

Na imagem da amplitude do sinal analítico, estes poços se posicionam na borda de corpos magnéticos (figura 6.4a).

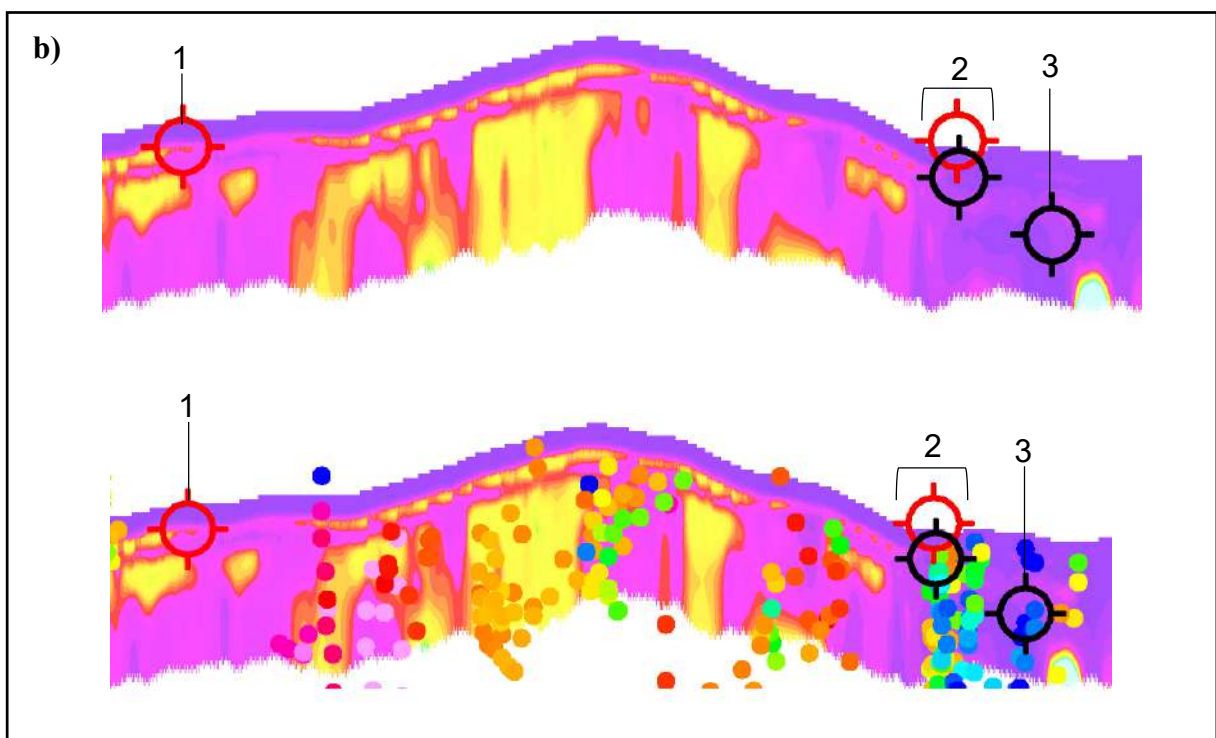
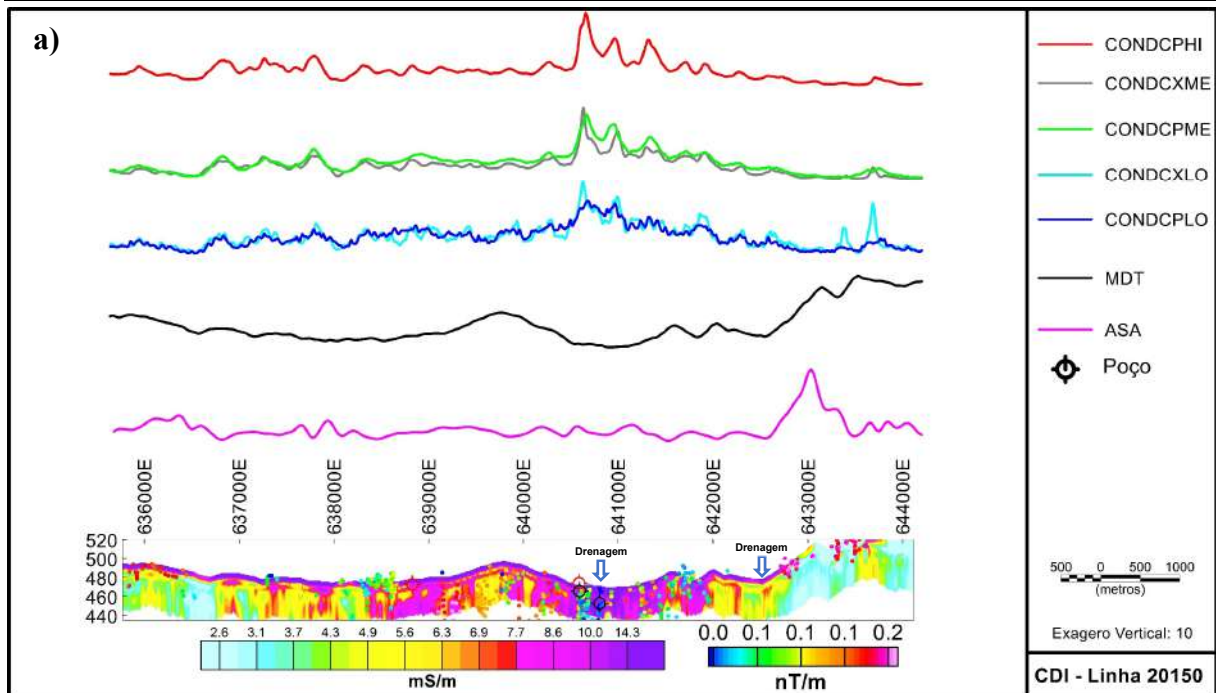


Figura 6.7: (a) CDI da linha de voo L20150 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). (b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).

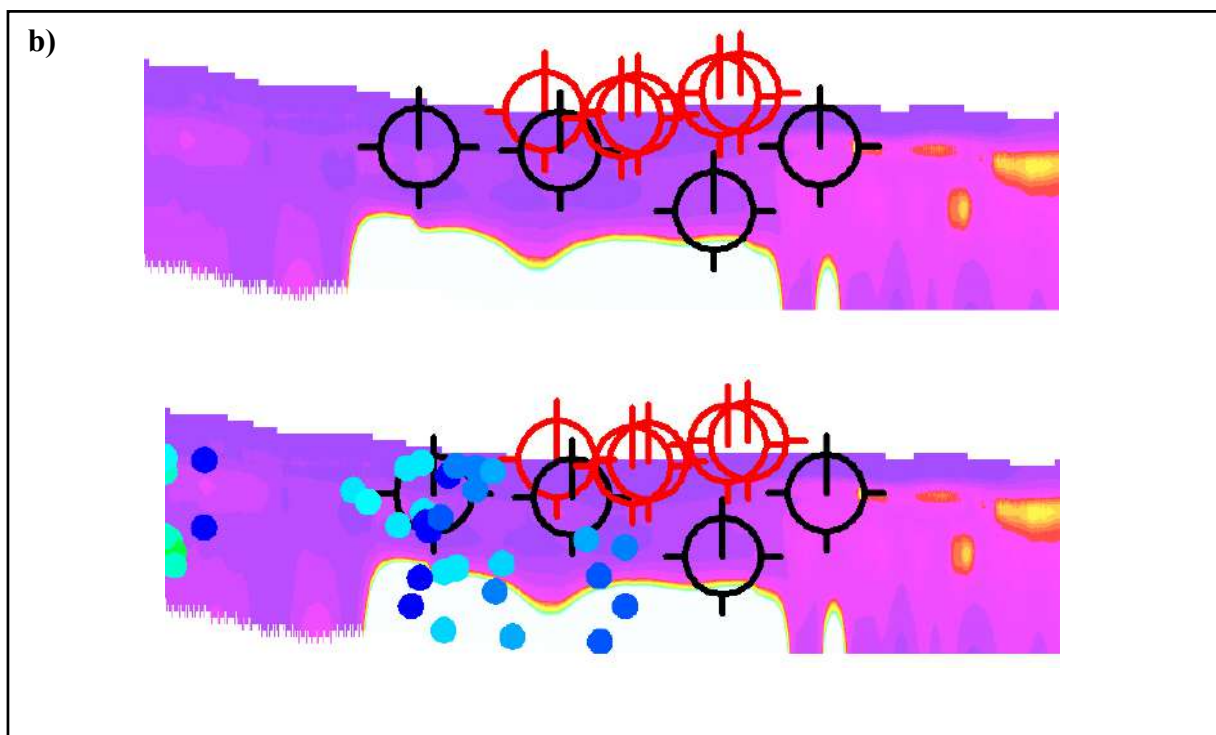
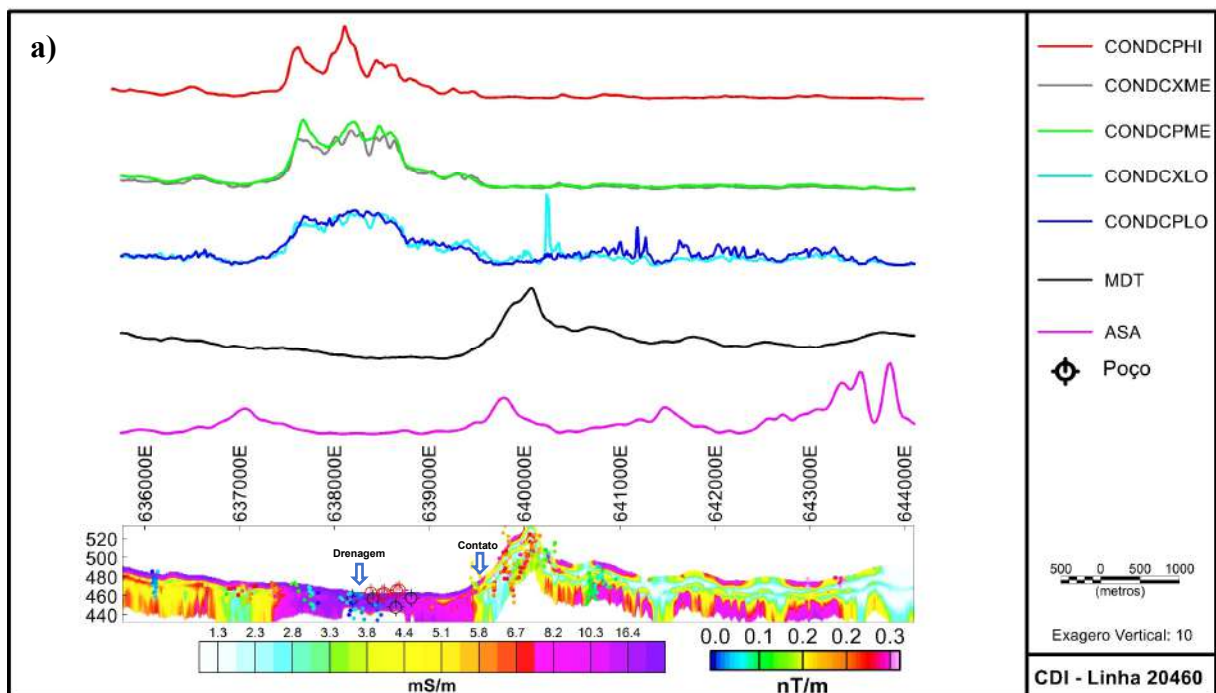


Figura 6.8: (a) CDI da linha de voo L20460 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). (b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).

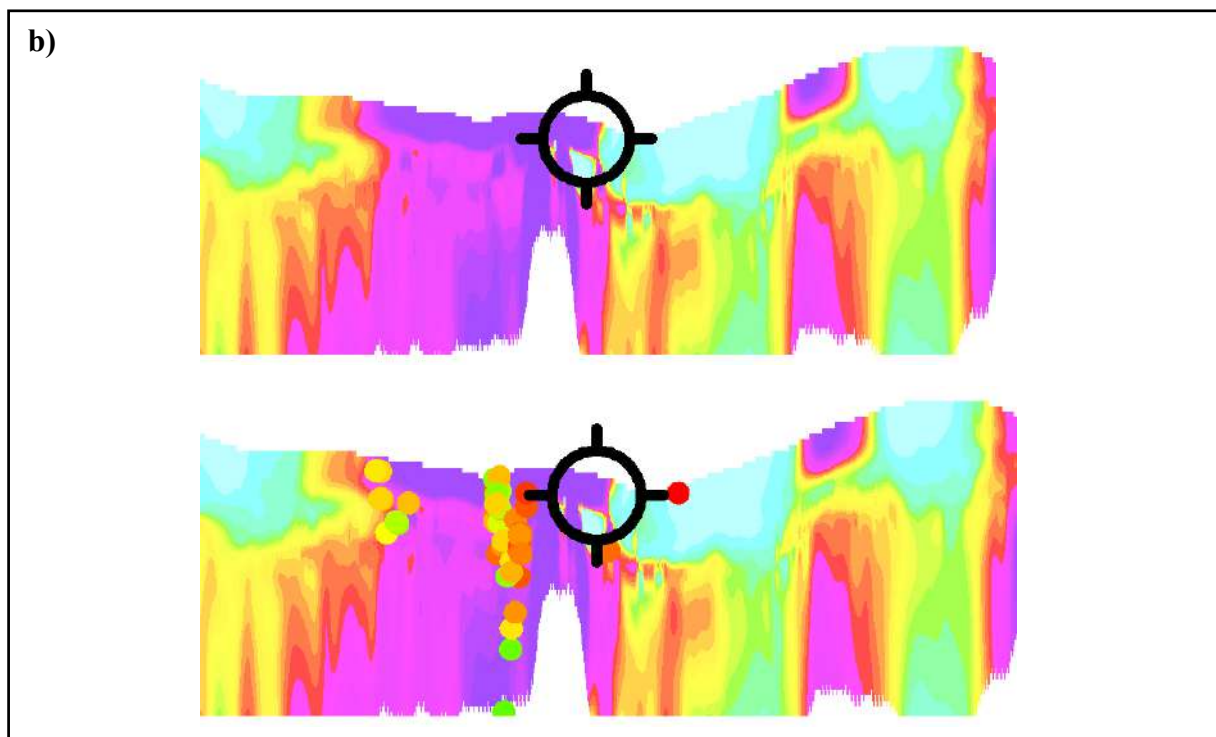
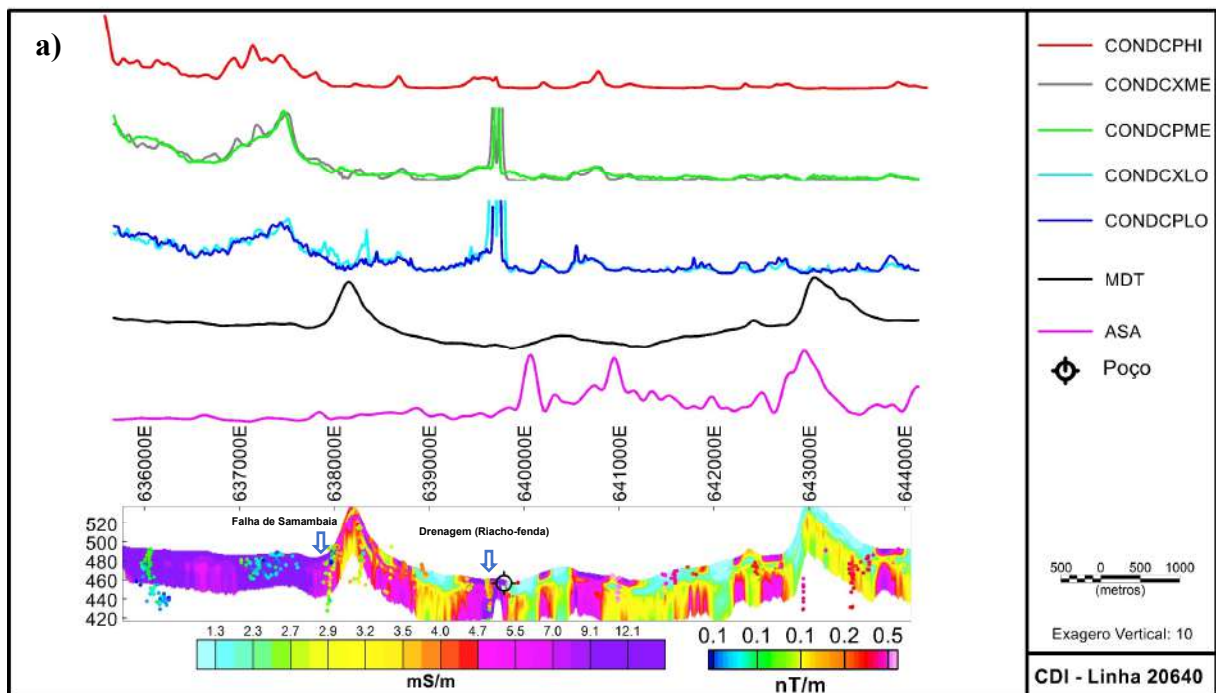


Figura 6.9: (a) CDI da linha de voo L20640 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). (b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).

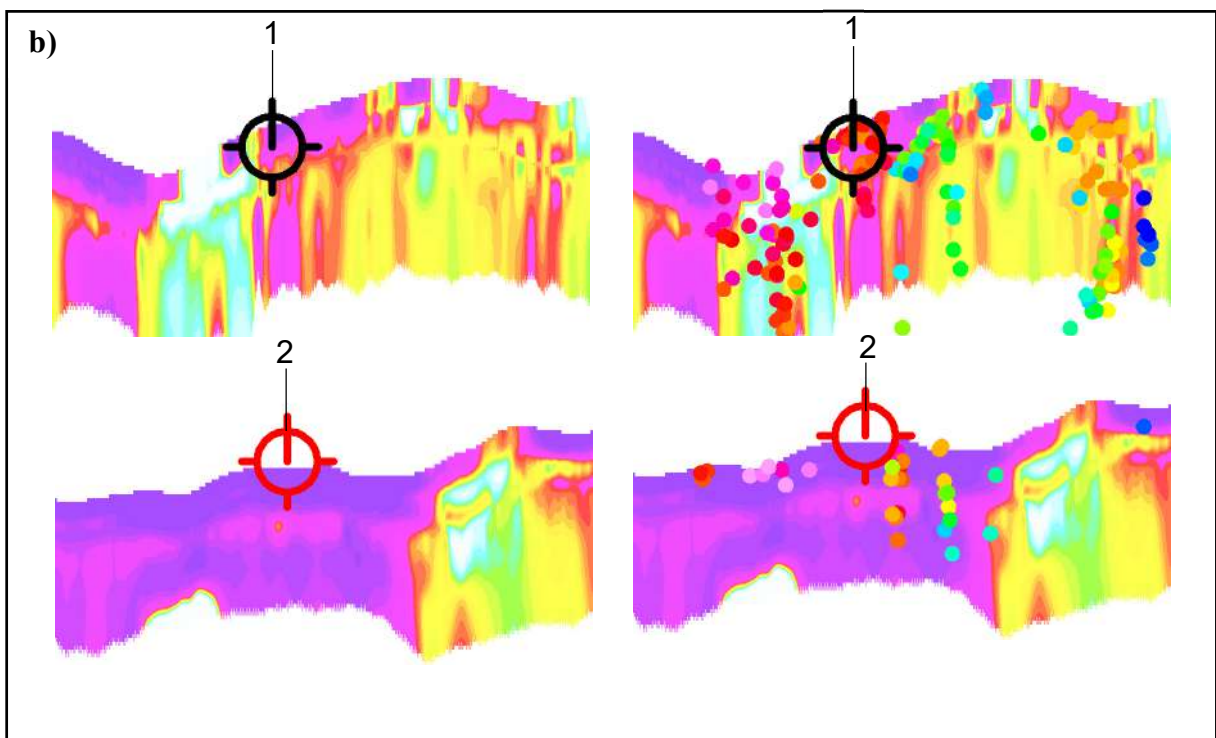
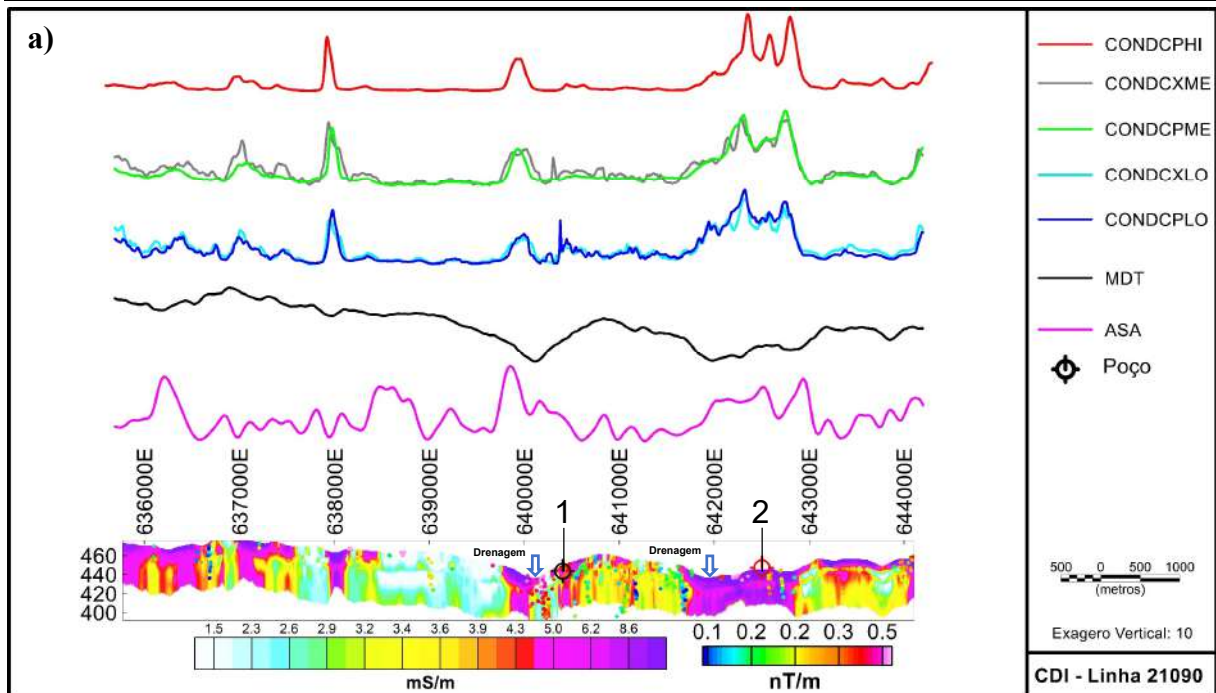


Figura 6.10: (a) CDI da linha de voo L21090 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). (b) Região da CDI onde se encontram os poços (esquerda: somente o imageamento da condutividade; direita: a CDI com as soluções de Euler).

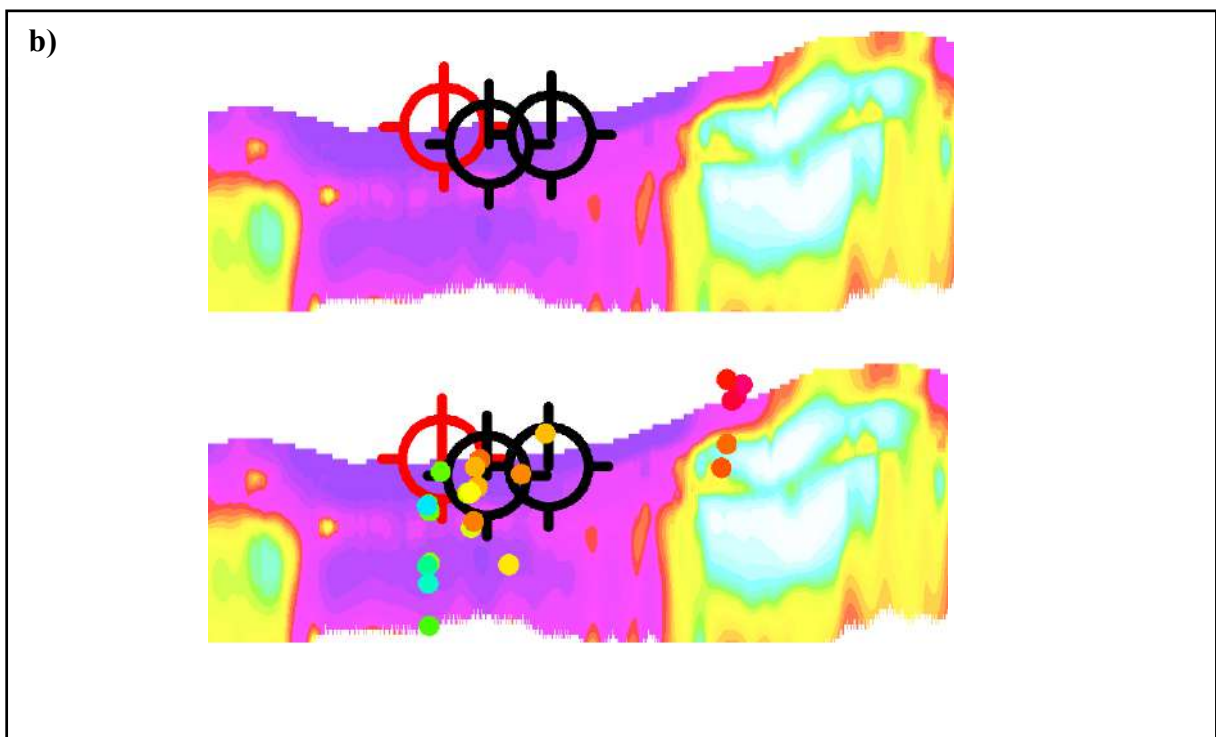
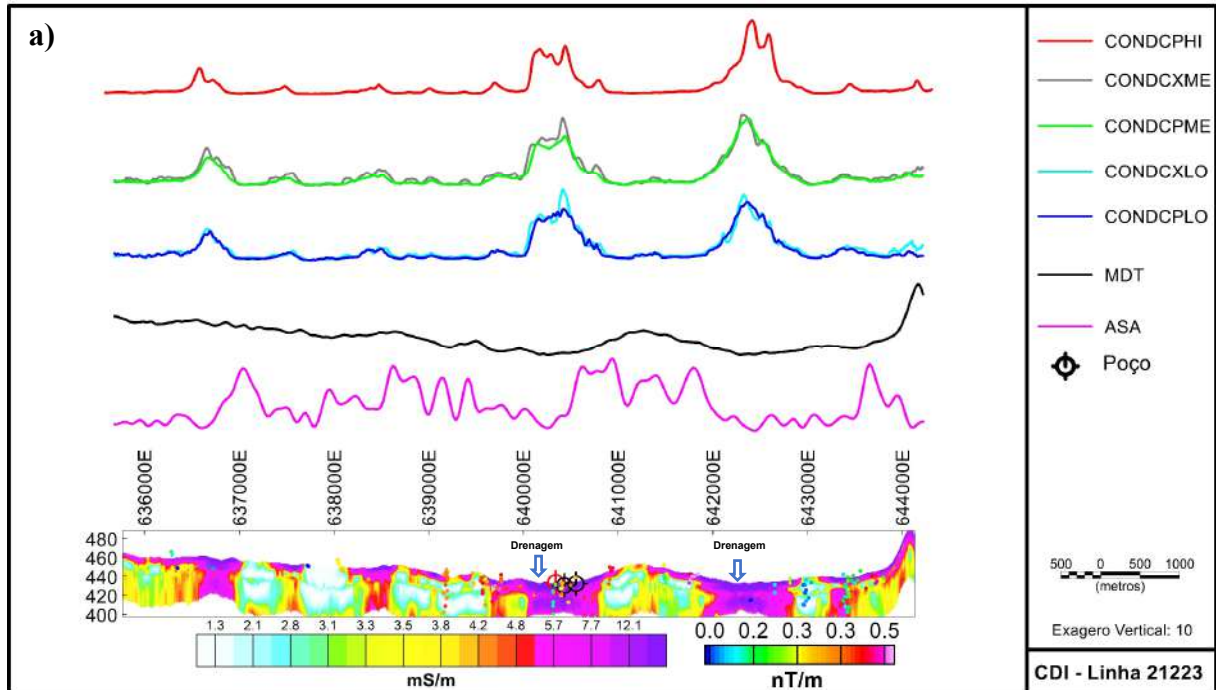


Figura 6.11: (a) CDI da linha de voo L21223 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (acima: somente o imageamento da condutividade; abaixo: a CDI com as soluções de Euler).



CAPÍTULO VII

**MODELAGEM GEOFÍSICA: UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A HIDROGEOFÍSICA
APLICADA EM AMBIENTE CRISTALINO FRATURADO EM JUÁ, NE DO BRASIL.**

**GEOPHYSICAL MODELING: A CONTRIBUTION TO HYDROGEOPHYSICS
APPLIED IN FRACTURED CRYSTALLINE ENVIRONMENT IN JUÁ, NE OF
BRAZIL.**

(Artigo produzido para submissão na Revista Brasileira de Águas Subterrâneas, sendo que os resultados preliminares foram apresentados no 50º Congresso Brasileiro de Geologia, organizado pela Sociedade Brasileira de Geologia, resumo, Queiroz *et al.*, 2021).



Resumo: A região Nordeste do Brasil apresenta embasamento cristalino composto por rochas de natureza granito-gnaiss-migmatítica, em torno de 60% do seu território. Neste tipo de terreno a percolação e o acúmulo de água são controlados essencialmente por fraturas. Com o auxílio dos perfis e imagens da condutividade aparente foi possível interpretar lineamentos condutivos com direções preferenciais NNW e NNE. As imagens da condutividade aparente discriminaram condutores rasos e profundos. Os lineamentos magnéticos apresentaram direções preferenciais N70E e E-W. As estruturas geológicas apresentaram direções primárias NNE. Utilizando o *skin depth*, obtido nas formulações do domínio da frequência foi possível determinar a condutividade pela profundidade por meio da CDI (Conductivity Depth Image), nas diferentes faixas de frequências empregadas. A profundidade de investigação atingida na eletromagnetometria foi de 50 m. O espectro de potência do sinal magnético mostrou que as fontes anômalas mais profundas atingiram profundidades abaixo de 600 m, e as fontes rasas atingiram 200 m. Na deconvolução de Euler, a profundidade máxima das fontes magnéticas foi estimada 280 m. As soluções obtidas na deconvolução Euler foram integradas às *CDI's* e aos dados geológicos. Na modelagem geofísica, os poços tubulares estão associados a estruturas magnéticas e a anomalias condutivas intermediárias.

Palavras-chave: Hidrogeofísica, Eletromagnetometria, Magnetometria, Domínio Cristalino.



Abstract: The Northeast region of Brazil exhibits crystalline basement composed of granite-gneiss-migmatitic rocks. In this type of terrain, percolation and water accumulation are essentially controlled by fractures. With the help of the apparent conductivity profiles and images it was possible to interpret conductive lineaments with preferential directions NNW and NNE. The apparent conductivity images discriminated shallow and deep conductors. The magnetic lineaments showed preferential directions N70E and E-W. The geological structures showed primary NNE directions. Using the *skin depth*, obtained from the frequency domain formulations, it was possible to determine the conductivity by depth using CDI (Conductivity Depth Image), in the different frequency ranges employed. The investigation depth reached in electromagnetometry was 50 m. The power spectrum of the magnetic signal showed that the deeper anomalous sources reached depth values below 600 m, and the shallow sources reached 200 m. In the Euler deconvolution, the depth maximum depth of the magnetic sources was estimated to be 280 m. The solutions obtained in the Euler deconvolution were integrated with the CDI's and the geological data. In geophysical modeling, tubular wells are associated with magnetic structures and intermediate conductive anomalies.

Keywords: Hydrogeophysics, Electromagnetometry, Magnetometry, Crystalline Domain.



7.1 INTRODUÇÃO

Na região nordeste do Brasil o clima dominante é semiárido e caracterizado por taxas de pluviosidade baixas e irregulares, além de elevadas taxas de insolação e evaporação, o que desfavorece a retenção de água em reservatórios superficiais (Nascimento da Silva, 2004).

Segundo dados do Serviço Geológico do Brasil, o semiárido brasileiro é um dos mais populosos do planeta, com aproximadamente 45 milhões de habitantes numa situação desfavorável ao abastecimento de água. No estado do Ceará, por exemplo, a ocupação territorial é difusa, onde lugarejos estão separados por dezenas de quilômetros (Souza Filho, 2008).

Esses fatores estão interligados à conjuntura socioeconômica da região, dificultando o fornecimento de água pelo poder público de modo tradicional, ou seja, pelo sistema reservatório-adutora. A solução encontrada provém de perfuração de poços, do armazenamento de água da chuva, de carros-pipa e, mais recentemente, da construção de barragens submersas em aluviões de drenagens intermitentes (Souza Filho, 2008).

As técnicas de locação mais utilizadas baseiam-se na interpretação de estruturas rúpteis e de morfologia (Coriolano, 2002; Nascimento da Silva, 2004; Neves, 2005) e estudos de geofísica aérea e terrestre (Pinéo, 2005; Souza Filho 2008).

Do ponto de vista hidrogeológico, as rochas cristalinas, dada sua alta compacidade, apresentam-se como rochas não favoráveis a confinarem água subterrânea. Contudo, quando essas rochas são submetidas à esforços, causados por exemplo, por movimentos de acomodação da crosta, inicia-se o processo de percolação e armazenamento de água ao longo de discontinuidades (Marques, 1995).

O modelo de fluxo e armazenamento de água subterrânea proposto na literatura e aplicado na locação de poços tubulares profundos em terrenos cristalinos da região nordeste do Brasil é o modelo riacho-fenda, proposto inicialmente por Siqueira (1963, apud Siqueira, 1967) e está fundamentado no controle de drenagens retilíneas por zonas de falha e fraturas.

Três sistemas hidrogeológicos podem ser individualizados nessa área, de acordo com Feitosa (1999) e Souza Filho (2008): i) Sistema Aluvionar com favorabilidade hídrica relativamente alta, representando coberturas aluvionares com espessuras entre 1 m e 2 m, sobrepostas à rochas cristalinas intensamente fraturadas; ii) Sistema Colúvio-Cristalino com favorabilidade média e baixa, definido por coberturas colúvio-eluvionares com 0,5 m de espessura, sobrepostas às rochas cristalinas fraturadas ou não; iii) Sistema Cristalino mais



abrangente e com favorabilidade relativamente baixa, correspondendo a regiões sem coberturas, cujo substrato pode estar fraturado.

Dentre as ferramentas disponibilizadas pelo Projeto Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (PROASNE), foi executado pela LASA Engenharia e Prospecções S/A um levantamento geofísico aerotransportado na região de Irauçuba, que inclui medidas do campo eletromagnético secundário no domínio da frequência e medidas do campo magnético.

Os diversos dados coletados em campo foram submetidos a etapas de pré-processamento, as quais tinham como objetivo principal remover a influência das principais anomalias culturais existentes (LASA, 2001).

Informações de poços tubulares cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) foram integrados às imagens geofísicas geradas por estes dados.

Levantamentos Eletromagnéticos Aerotransportados (AEM) foram introduzidos no final da década de 1940 (Fountain, 1998) e foram inicialmente desenvolvidos para a exploração mineral (Fraser, 1978). Em campanhas de exploração hidrogeológica, os primeiros programas AEM foram aplicados no mapeamento da interface água doce-salina subterrânea em uma Ilha do Mar do Norte (Sengpiel & Meiser, 1981) e no Paquistão (Sengpiel & Fluche, 1992). Sistemas AEM avançados mostraram ser eficientes no mapeamento de águas subterrâneas e na distribuição de salinidade (Sattel & Kgotlhang, 2004; e.g., Auken *et al.*, 2008; Chongo *et al.*, 2015; Siemon *et al.*, 2015; King *et al.*, 2018). Outras técnicas EM foram aplicadas recentemente na identificação de descarga de águas subterrâneas em zona litorânea, na parte ocidental da Bélgica (Paepen *et al.*, 2020).

O processamento e a interpretação destes dados identificaram áreas de média a alta condutividade associadas a estruturas magnéticas aproximadamente verticais, onde estão posicionados os poços tubulares. Este comportamento geofísico, tanto na eletromagnetometria quanto na magnetometria, pode ter relação com o acúmulo de água subterrânea.



7.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

7.2.1 Província Borborema

A Província Estrutural Borborema cobre uma área de aproximadamente 900 km de comprimento e 600 km de largura, possui várias falhas ativas e é dividida por um complexo sistema de zonas de cisalhamento, que limitam diferentes domínios litosféricos (Bezerra *et al.*, 2011).

Essa entidade geotectônica está limitada pela Bacia do Parnaíba, ao sul pelo cráton São Francisco, a leste pela Província da Margem Continental Leste e Equatorial ao norte (Almeida *et al.*, 1977).

O último evento de formação dúctil foi o Ciclo Orogênico Brasileiro (neoproterozóico-eopaleozóico). Com o soerguimento regional a exumação do terreno, no cambro-ordoviciano, estruturas frágeis tardi-brasilianas foram desenvolvidas e hoje são expostas (Almeida & Hasui, 1984; Santos *et al.*, 2000; Fianco *et al.*, 2019).

Ao final do ciclo, houve uma reorganização estrutural com a instalação de zonas de cisalhamento, representadas por grandes traços estruturais. Estas zonas de cisalhamento caracterizam a predominância de um regime tectônico compressional, com movimento de massa, preferencialmente de norte para o sul (Souza Filho, 1998).

Nas rochas pré-cambrianas de alto grau metamórfico, predomina um domínio estrutural muito complexo com intensa regularidade e rarefação dos traços de foliação. Nas rochas supracrustais observa-se um padrão linear com amplos dobramentos. Nas rochas plutônicas o padrão é de caráter rúptil, enfatizando três conjuntos principais de fraturas: E-W, N-S e NE-SW/NW-SE, formando pares conjugados (Souza Filho, 1998).

De acordo Costa & Silva (1997), fraturas com alto ângulo ou mesmo subverticais são de ocorrência dominante na Província Borborema, o que é decorrente da cinemática transcorrente ao final do pré-cambriano e no rifteamento cretáceo. Estes episódios atingiram magnitudes expressivas e o seu entendimento foi fundamental na perfuração de poços inclinados, já que estes forneceriam maiores vazões do que comparado com poços verticais usuais.



7.2.2 Localização e Geologia

Situado na porção norte do Ceará, o Distrito de Juá, município de Irauçuba, está a 160 km a oeste da capital Fortaleza.

A área estudada (figura 7.1) constitui uma pequena porção da Província Estrutural da Borborema no nordeste brasileiro (Almeida *et al.*, 1977). Em Souza Filho (1998), as formações geológicas são descritas em quatro sequências supracrustais do Complexo Ceará de idade mesoproterozóica (Arthaud *et al.*, 1998); terrenos ortognaissicos, migmatíticos e granitóides que são correlacionáveis ao arco magmático neoproterozóico do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003), e coberturas cenozóicas representadas por depósitos aluvionares.

7.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados geofísicos do campo eletromagnético induzido no domínio da frequência e do campo magnético foram obtidos por levantamento de helicóptero em alta resolução (Lasa, 2001), e executado como parte do Projeto Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (PROASNE). As linhas de voo foram executadas com espaçamento de 100 m e direcionadas em E-W. As linhas de controle espaçadas em 500 m foram sobrevoadas na direção N-S.

Para a medição do campo magnético foi utilizado o magnetômetro Geometrics G-8222, de vapor de césio, com 0,001 nT de sensibilidade, e foram realizadas 10 leituras do campo magnético total a cada segundo. Os dados eletromagnéticos foram obtidos através do sistema Aerodat-DSP-99 para três faixas de frequência com valores nominais de (900 Hz, 4500 Hz e 33.000Hz) e arranjo de bobinas (coaxial e coplanar), sendo produzidas 10 leituras por segundo das componentes fase e quadratura do campo eletromagnético secundário (Lasa, 2001). As figuras 7.2a, b esquematizam o levantamento geofísico realizado na região.

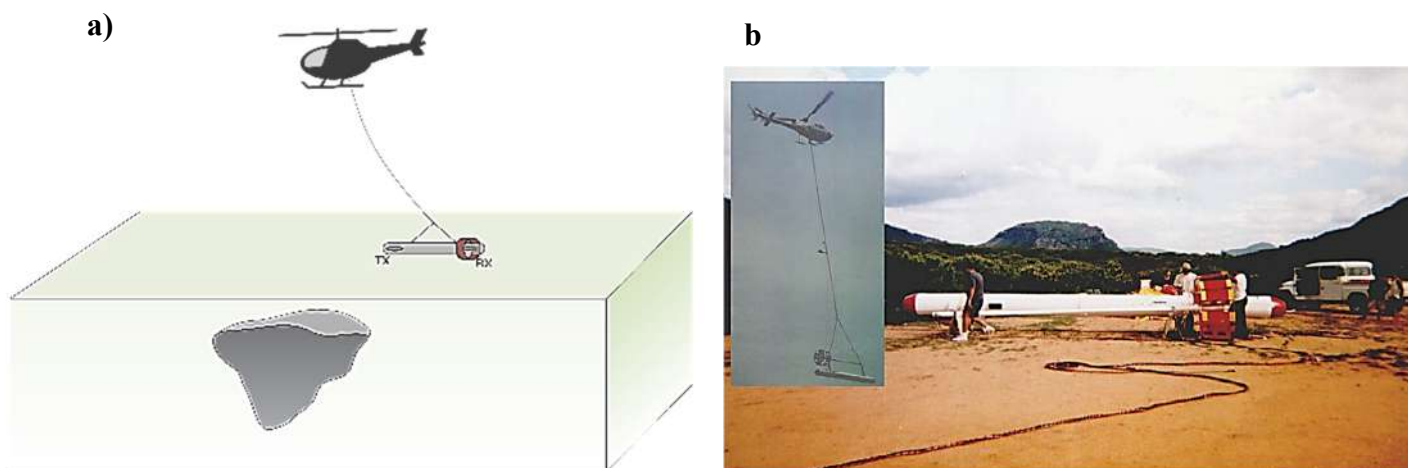


Figura 7.2: **a)** Modelo esquemático de levantamento aeroeletromagnético. (fonte: <https://em.geosci.xyz>); **b)** Equipamentos utilizados no levantamento aerogeofísico em Juá-CE (fonte: Lasa, 2001).



7.4 PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

7.4.1 Dados eletromagnetométricos

A condutividade aparente foi calculada para cada canal de frequência a partir das componentes fase e quadratura do campo eletromagnético secundário, usando um modelo de camadas justapostas com semiespaço infinito (Fraser 1978; Lasa 2001).

Foram obtidas as imagens da condutividade aparente, para cada frequência e arranjo, por meio da interpolação dos dados de condutividade em malha regular, com espaçamento celular de 25 m. Utilizou-se a krigagem, como técnica estatística para a interpolação destes dados.

As malhas obtidas passaram por processos de filtragem para melhor visualização e interpretação das anomalias condutivas. Em função da qualidade dos dados, utilizou-se o filtro cosseno-direcional que permite a remoção de ruídos direcionais provocados pelas linhas de voo e por linhas de alta tensão, e o filtro de deconvolução do tipo *hanning* de janela 3x3 até 2 pontos, este foi aplicado para suavização das anomalias condutivas.

Lineamentos condutivos foram interpretados e discriminados em rasos e profundos, através das imagens da condutividade aparente, dos perfis de condutividade empilhados e da imagem de composição ternária (CMY) da condutividade para as três faixas de frequências (33.000, 4500 e 900Hz).

O imageamento da condutividade tem por objetivo transformar a resposta obtida através do método AEM para uma imagem da condutividade pela profundidade (*conductivity-depth-image* – CDI). Essa profundidade é função da frequência e da condutividade do meio, e a equação aplicada (Eq.1) é denominada *skin depth* (Telford *et al.*, 1984; McNeill, 1991).

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{1/2} = k \left(\frac{1}{f \sigma} \right)^{1/2} \quad \text{Eq.7.1}$$

δ : profundidade de penetração (m); μ : permeabilidade magnética (weber/Am); σ : condutividade elétrica (Siemens/m); ω : Frequência angular (rad/s); f : Frequência do sinal EM primário (Hz); k : é uma constante que depende da geometria e do tipo de plataforma de operação do sistema.

Assim, de acordo com a frequência utilizada pelo sistema e da condutividade do meio em estudo, tem-se uma ideia da profundidade que se está investigando (Ward & Hohmann, 1988). Finalmente foram obtidas algumas CDI's com o intuito de realizar a modelagem 2D.



7.4.2 Dados magnetométricos

Os dados magnéticos foram corrigidos da variação diurna, nivelamento e micronivelamento (Lasa, 2001). A remoção *IGRF* (*International Geomagnetic Reference Field*) resultou em uma malha do Campo Magnético Anômalo (CMA).

Foram aplicadas técnicas de realce a partir do CMA para a geração de imagens da amplitude do sinal analítico, inclinação do sinal analítico e fase local do sinal analítico. Em todas as imagens foi aplicado o filtro passa baixa do tipo *butterworth*.

Utilizando o método conhecido como Deconvolução de Euler, desenvolvido por Thompson (1982), procurou-se representar as anomalias do campo magnético através de fontes pontuais equivalentes. Após análise das imagens de índices 0,1,2 e 3, o índice estrutural 1 foi o escolhido e a tolerância aplicada foi de 10%. Esses parâmetros foram os que melhor representaram a qualidade dos dados.

Com base na análise do espectro de potência radial para individualização de limites físicos de blocos crustais foram calculadas as profundidades das fontes magnéticas que teve o seu máximo estimado em 600 metros.

Lineamentos magnéticos foram interpretados a partir das imagens derivadas do CMA e das soluções obtidas na deconvolução de Euler.

7.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.5.1 Interpretação Qualitativa

Os mapas de condutividade aparente permitem caracterizar áreas onde ocorrem unidades condutivas sub-horizontais, como zonas de alteração, lentes sub-horizontais e cobertura condutiva.

A análise das imagens da condutividade aparente em mapas, para cada frequência, mostra que a maioria das estruturas eletromagnéticas não se deslocam em profundidade, o que indica um comportamento aproximadamente vertical. As regiões condutivas acompanham as linhas de drenagem, este comportamento pode estar associado à deposição de sedimentos.

Foi escolhido o mapa de condutividade aparente para a frequência de 900 Hz em arranjo coplanar (figura 7.3a), para a análise pormenorizada. Partindo da área sul em direção ao norte, tanto as estruturas geológicas de pequena extensão como o eixo dos condutores apresentam



mudança de direção de N-S para NE-SW, aproximadamente. Este comportamento ocorre pela presença de uma zona de cisalhamento compressional dextral de grande extensão NE-SW, mapeada pelo Serviço Geológico do Brasil, e que exerce controle estrutural na região. A maioria dos poços encontram-se posicionados em áreas de média a alta condutividade e nos alinhamentos N-S das estruturas geológicas.

A figura 7.3b mostra a imagem dos perfis de condutividade aparente para arranjo coplanar e frequência de 900 Hz. Estes perfis auxiliaram na interpretação dos lineamentos condutivos profundos. Sobre os perfis estão o açude São Gabriel, posicionado totalmente em região condutiva, e o açude do Cairu, condutivo apenas na região noroeste. Para a alta frequência do sinal EM, foi observado que o comportamento condutivo é o mesmo nas regiões dos dois açudes.

Com relação à interpretação magnética, observa-se um alto magnético na porção norte do mapa da amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo e lineamentos magnéticos de direção E-W (figura 7.4a). É possível caracterizar uma estrutura central em sigmoide, extensa em todo o alinhamento norte-sul, com tendência de deslocamento para nordeste, ao norte da imagem (figura 7.4a). Os poços produtores de água se posicionam tanto em baixos magnéticos quanto na borda de corpos magnetizados e são interceptados em sua maioria por lineamentos magnéticos (figura 7.4a).

Na imagem de composição ternária (figura 7.4b), a coloração escura discrimina corpos condutivos que vão de rasos a profundos, por apresentarem resposta condutiva alta em todas as faixas de frequência. Corpos de coloração azulada são rasos, por apresentarem assinaturas condutivas em faixas de frequências maiores. As linhas de drenagem acompanham principalmente os corpos azulados e os corpos escuros. Alguns poços estão próximos a lineamentos condutivos.

A figura 7.5a, caracteriza uma composição de imagens da condutividade aparente para a frequência de 900 Hz e da Amplitude do Sinal Analítico (ASA). Esta caracterização destaca áreas que são condutivas e magnéticas. As cores quentes estão representando respostas altas, tanto magnética quanto condutiva. Cores frias representam corpos exclusivamente magnéticos ou condutivos. A figura 7.5b, representa todos os lineamentos geofísicos (condutivos rasos em rosa, condutivos profundos em amarelo e magnéticos em azul claro) interpretados na área, sobrepostos à imagem da Fase Local do Sinal Analítico (FLSA) do campo magnético anômalo.

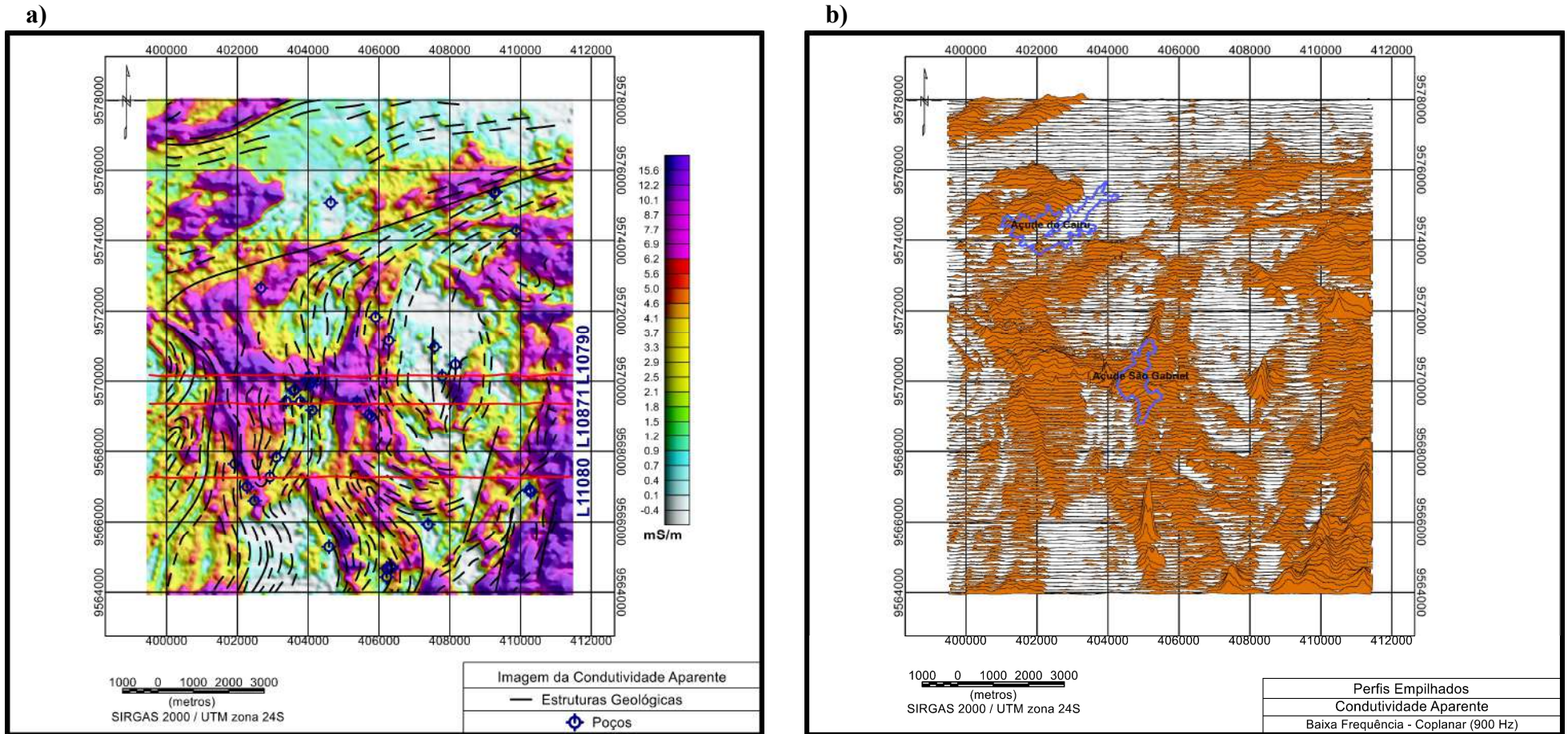


Figura 7.3: **a)** Imagem da condutividade aparente para baixa frequência (900 Hz). Nela estão localizadas as linhas de voo em vermelho, selecionadas para o imageamento da condutividade pela profundidade; estruturas geológicas (preto) e os poços. O voo foi operado no sentido E-W, em todas as 3 linhas. **b)** Perfis da condutividade aparente para a frequência de 900 Hz em configuração coplanar e a localização dos açudes São Gabriel e Cairu.

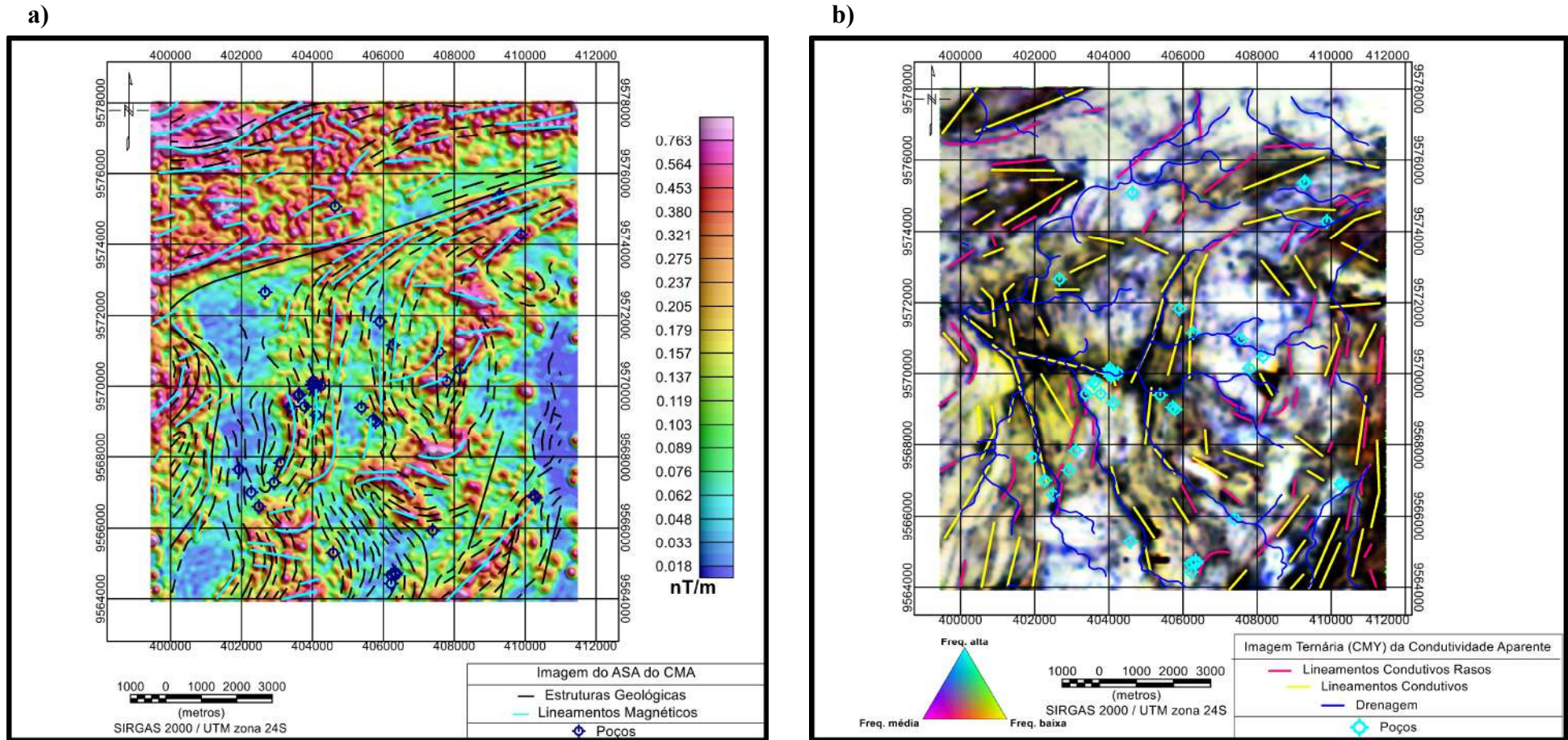


Figura 7.4: a) Amplitude do Sinal Analítico e os lineamentos magnéticos interpretados (azul claro), lineamentos geológicos (preto) e os poços b) Imagem de composição ternária da condutividade aparente calculadas para as frequências 900, 4.500 e 33.00 Hz, em configuração coplanar; lineamentos condutivos rasos (rosa) e profundos (amarelos). Informações de poços tubulares cadastrados no SIAGAS/CPRM (Sistema de Informação de Águas Subterrâneas).

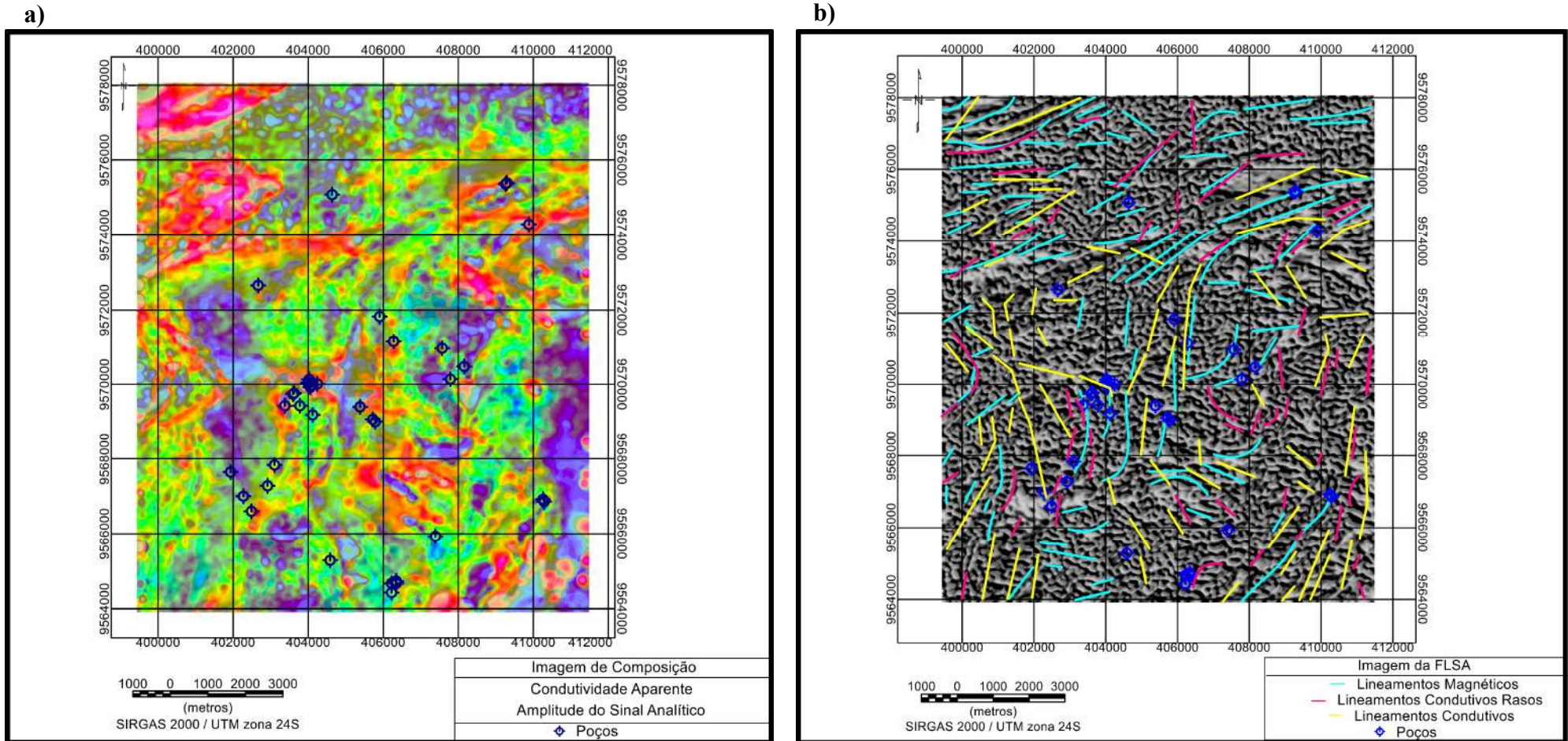


Figura 7.5: **a)** Composição de imagens da amplitude do sinal analítico do CMA e da condutividade aparente para baixa frequência (900 Hz). **b)** imagem da Fase Local do Sinal Analítico (FLSA) e lineamentos geofísicos interpretados: rasos (rosa) e profundos (amarelo). Informações de localização dos poços tubulares encontrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS/CPRM).



7.5.2 Análise das Feições Lineares

Para a análise dos lineamentos geofísicos mais representativos da região e lineamentos geológicos mapeados foram produzidas rosetas que indicaram direções preferenciais e secundárias. Essas feições foram mapeadas na escala 1:70.000. O comportamento destas estruturas se mostrou semelhante tanto nas rosetas de comprimento quanto nas rosetas de frequência acumulada.

Para as feições magnéticas foram interpretados 130 lineamentos. Os diagramas de comprimento e frequência demonstram direções preferenciais em N70E e E-W e direções secundárias em N60E e N80E (Figura 7.6a, b).

Para os lineamentos condutivos foram interpretados e discriminados 65 lineamentos condutivos rasos (figura 7.6c, d) e 78 lineamentos condutivos profundos (figura 7.6e, f).

As direções preferenciais dos lineamentos rasos tiveram forte assinatura em N-S e N10E. No diagrama de comprimento algumas estruturas de maior extensão indicaram direções em N10E e N60E (figura 7.6d).

Os lineamentos condutivos profundos indicaram direções preferenciais em N20W, N40W e N10-20E e direções secundárias em N10W (figuras 7.6e, f).

A visualização das estruturas geológicas em diagramas de roseta de comprimento e frequência acumulada com 738 traços, demonstram uma distribuição homogênea, porém é possível determinar uma tendência de orientação principal no alinhamento N-S (figura 7.6g). No diagrama de comprimento observa-se uma direção preferencial em N80E (figura 7.6h) que pode ter relação com a presença de uma zona de cisalhamento compressional dextral de grande extensão mapeada na área (figura 7.1c) e com forte assinatura geofísica, tanto na eletromagnetometria quanto na magnetometria.

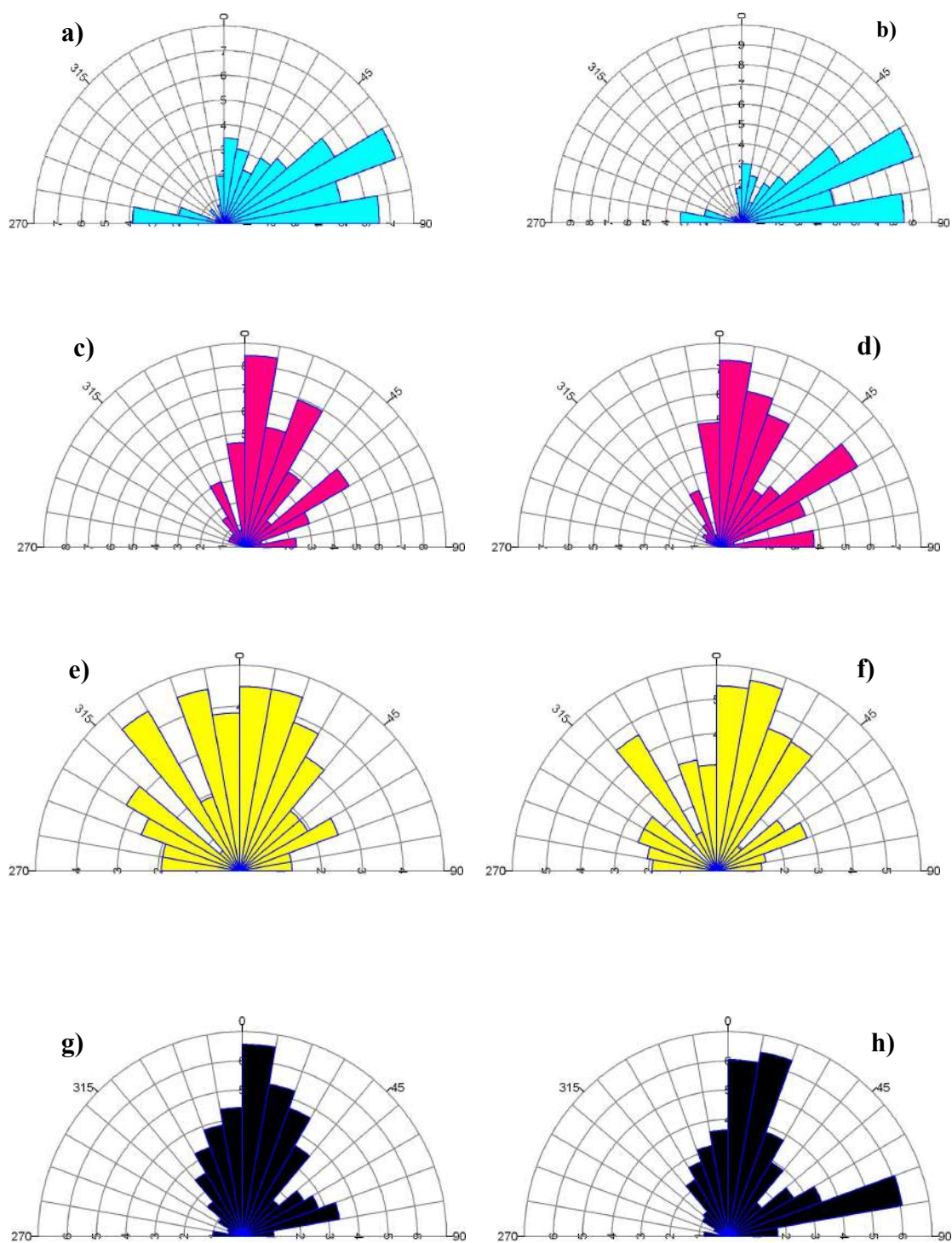


Figura 7.6: Diagrama de rosetas de frequência acumulada para os lineamentos magnéticos. **b)** Diagrama de rosetas de comprimento para os lineamentos magnéticos. **c)** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para os lineamentos condutivos rasos. **d)** Diagrama de rosetas de comprimento para os lineamentos condutivos rasos. **e)** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para os lineamentos condutivos profundos. **f)** Diagrama de rosetas de comprimento para os lineamentos condutivos profundos. **g)** Diagrama de rosetas de frequência acumulada para as estruturas geológicas. **h)** Diagrama de rosetas de comprimento para as estruturas geológicas.



7.5.3 Imageamento da Condutividade

O imageamento da condutividade foi feito a partir da seleção de 3 linhas de voo (figura 7.3a), onde foram encontrados poços produtores de água com maiores vazões. As soluções obtidas na Deconvolução de Euler de índice estrutural 1, tolerância 5 e janela 10 (i1t5w10) atingiram a profundidade máxima de 280 m e são apresentadas em conjunto com as CDI's.

As figuras 7.7a, b; 7.8a, b e 7.9a, b, caracterizam o imageamento da condutividade nas três linhas de voo do levantamento geofísico. Poços que se encontram em coloração vermelha não tiveram informações de nível estático, nível dinâmico ou vazão amostrados. Linhas de drenagem, estruturas geológicas e uma região de bacia foram identificadas nestas linhas.

CDI: L10790

A (figura 7.7a, b) mostra a CDI da linha L10790 no sentido E-W. O poço de número 1 foi projetado sobre a linha, mas está a aproximadamente 330m ao norte, o poço 2 encontra-se sobre a linha de voo (figura 7.3a). Estes dois poços encontram-se em gradiente condutivo (figura 7.7a, b), próximos a anomalia magnética e são interceptados por lineamentos magnéticos na direção NE-SW (figura 7.4a). Os poços do grupo 3 estão em região de alto condutivo e magnético (figura 7.5a), estando o poço mais distante desta linha L10790 a aproximadamente 230 metros ao sul (figura 7.3a; 7.7a, b). Estes poços são interceptados por lineamentos condutivos profundos E-W e magnéticos N-S (figura 7.5b)

O poço 2 está na extremidade leste de um corpo magnético, no qual suas bordas são definidas pelo perfil e imagem da amplitude do sinal analítico (figura 7.7a, b; figura 7.4a.). Se encontra também em gradiente condutivo, delimitado por estruturas magnéticas subverticais em profundidade (figura 7.7a, b), e interceptados por um lineamento magnético de direção NE-SW (figura 7.4a).

Ambos os poços 1 e 2 desta linha se localizam sobre os metatexitos neoproterozóicos do Complexo Tamboril – Santa Quitéria. Segundo Marques (1995), este complexo é alongado na direção NNE-SSW. O aspecto de composição petrográfica deste complexo varia de granítica a granodiorítica (Shobenhaus *et al.*, 1984)

Os poços do grupo 3 se encontram em região de alto condutivo (figura 7.3a) e de gradiente condutivo em profundidade (figura 7.7a, b), definido no intervalo (10 mS/m – 22 mS/m). Estes poços estão posicionados em baixo topográfico, sobre depósitos sedimentares aluvionares do quaternário e próximos a corpos lenticulares de rochas calcissilicáticas e



anfíbolíticas do complexo Tamboril-Santa Quitéria, que interceptam a linha de voo imageada, na direção N-S, nesta região. Este grupo de poços também se encontram próximos ao açude São Gabriel, no qual foi delimitado nas altas e baixas frequências como um corpo condutivo (figura 7.3a). Este açude se encontra em região de alto condutivo na CDI, entre as longitudes (406000E-404000E). Os poços de maiores vazões da área de levantamento se encontram sobre este grupo e suas vazões variam no intervalo (0,72 – 6 m³/h). Na (figura 7.4a, b) estes poços estão próximos a estruturas magnéticas.

Entre as longitudes (402000E – 400000E), é observado um contato de um corpo condutivo com um corpo resistivo, de leste para oeste (figura 1.7a). Este contato na CDI, caracteriza um contato litológico entre os diatexitos neoproterozóicos (resistivos) e metatexitos próximos à depósitos sedimentares (condutivos), ambos do complexo Tamboril – Santa Quitéria.

Na região (400000E), os diatexitos e anfíbolitos estão sobre anomalia condutiva intermediária, abaixo de uma cobertura condutiva que podem estar relacionadas à um manto de alteração na rocha. Este processo de intemperismo pode estar associado à presença de estruturas magnéticas. Observa-se nesta região uma elevação no perfil da amplitude do sinal analítico e uma elevação nos cinco canais de condutividade (figura 7.7a).

CDI: L10871

Na *CDI* da linha L10871 (figura 7.8a, b), os poços do grupo 1 estão a uma distância máxima de aproximadamente 360 metros ao sul da linha de voo imageada (figura 7.3a), e encontram-se em região condutiva e de baixo magnético, sobre metatexitos do Complexo Tamboril – Santa Quitéria, próximos a falhas geológicas de direção N-S e interceptados por um lineamento magnético e condutivo de direção N-S (figura 7.4.a, b; 7.5b) . O poço 2 está posicionado em região condutiva e de gradiente magnético, em baixo topográfico, na borda sudeste do açude São Gabriel e sobre a linha de voo imageada (figuras 7.3a; 7.4a; 7.5a, b; 7.8a, b).

O grupo de poços 3 (figura 7.8a, b), vai de um alto a um baixo topográfico no sentido E-W. Observa-se nesse grupo de poços a presença de corpos resistivos em profundidade (404000E - 403000E). O poço situado no alto topográfico está sobre metatexitos, distante 180 metros ao sul da linha de voo imageada (figura 7.3a), na presença de cobertura condutiva e de estruturas magnéticas (figura 7.8a, b). Os poços situados em baixo topográfico estão sobre os anfíbolitos do complexo Tamboril – Santa Quitéria, em região que apresenta comportamento



resistivo em profundidade e anomalias magnéticas. O poço mais próximo da primeira linha de drenagem interpretada nesta CDI, de leste para oeste, está sobre o corpo magnético causador destas anomalias, e as suas bordas coincidem com a largura da anomalia no perfil da amplitude do sinal analítico (figura 7.8a, b). O poço que se encontra em maior profundidade está a aproximadamente 360 metros ao norte da linha de voo imageada (figura 7.3a). Os 2 poços que se encontram mais a oeste, estão sobre a linha de voo imageada (figura 7.3a), interceptados por lineamentos magnéticos de direção N-S e lineamentos condutivos rasos (figura 7.4a, b).

Os metatexitos do Complexo Tamboril – Santa Quitéria, foram discriminados na imagem de composição ternária de frequências da condutividade, em região onde ocorre condutores rasos, notável pela coloração clara, estando a sudoeste do açude São Gabriel, próximos aos poços do grupo 3 e ao sul de depósitos sedimentares de direção E-W, estes caracterizados por condutores profundos (figura 7.4b).

As linhas de drenagem identificadas se encontram em zona condutiva e em baixo topográfico (figura 7.8a)

CDI: L11080

Na linha de voo imageada L11080 (figura 7.9a, b), os poços do grupo 1 se encontram na distância máxima aproximada de 390 metros ao sul (figura 7.3a), sobre metatexitos, em região de gradiente condutivo (figuras 7.9a, b). Estes poços estão próximos a estruturas geológicas e magnéticas de direção NE-SW, que deslocam os corpos condutivos nesta mesma direção, os separando em blocos (figura 7.3a).

Na (figura 7.4b), a sudeste, observa-se que estes corpos condutores separados em blocos vão de raso ao profundo, por apresentarem resposta condutiva nas altas e baixas frequências. Na imagem da amplitude do sinal analítico, há um gradiente magnético nesta região em contato com um alto magnético.

Essa dinâmica de deslocamento de blocos condutivos e contatos magnéticos pode ter relação com estas três estruturas geológicas, localizadas próximas aos limites do metatexitos do complexo Tamboril – Santa Quitéria, com os quartzitos e micaxistos do Complexo Independência (figura 7.1c; 7.3a; 7.4a).

O poço 2 está sobre a linha de voo imageada (figura 7.3a), em região de gradiente condutivo e próximo uma estrutura magnética vertical bem acentuada, sobre metatexitos, a leste de rochas calcissilicáticas e a oeste de anfibolitos, ambos do complexo Tamboril-Santa Quitéria.



O poço 3 está a aproximadamente 260 metros ao sul desta linha (figura 7.3a.), em região de alto condutivo sobre metatexitos. Os poços 2 e 3 estão próximos a lineamentos condutivos rasos e profundos.

Nesta CDI foram identificadas linhas de drenagem, uma região de bacia em alto condutivo e baixo topográfico e uma zona de cisalhamento na borda de um corpo resistivo (figura 7.9a).

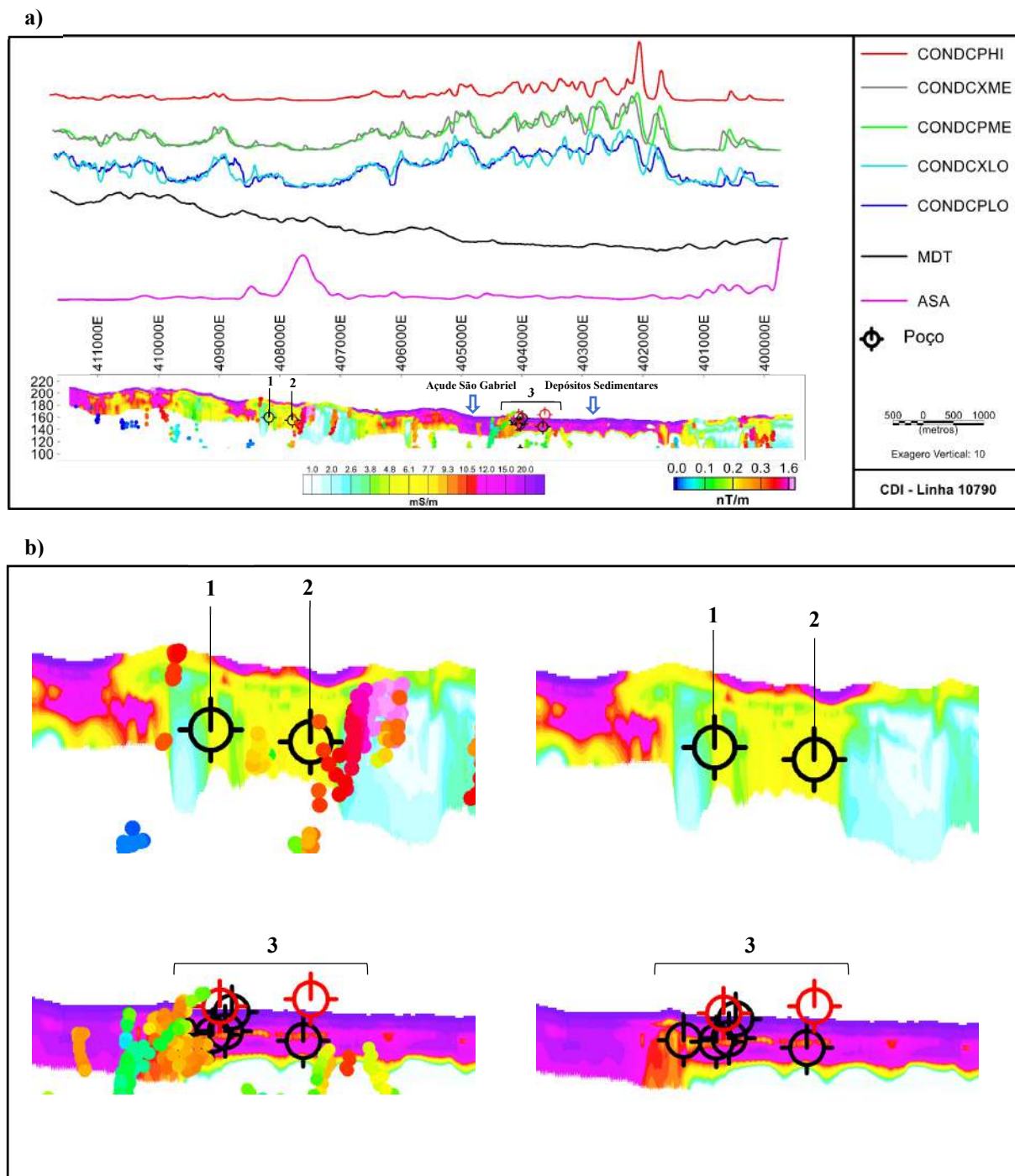


Figura 7.7: a) CDI integrada ao Euler da linha de voo L10790 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). b) Região da CDI onde se encontram os poços (lado esquerdo com as soluções de Euler e lado direito somente o imageamento da condutividade).

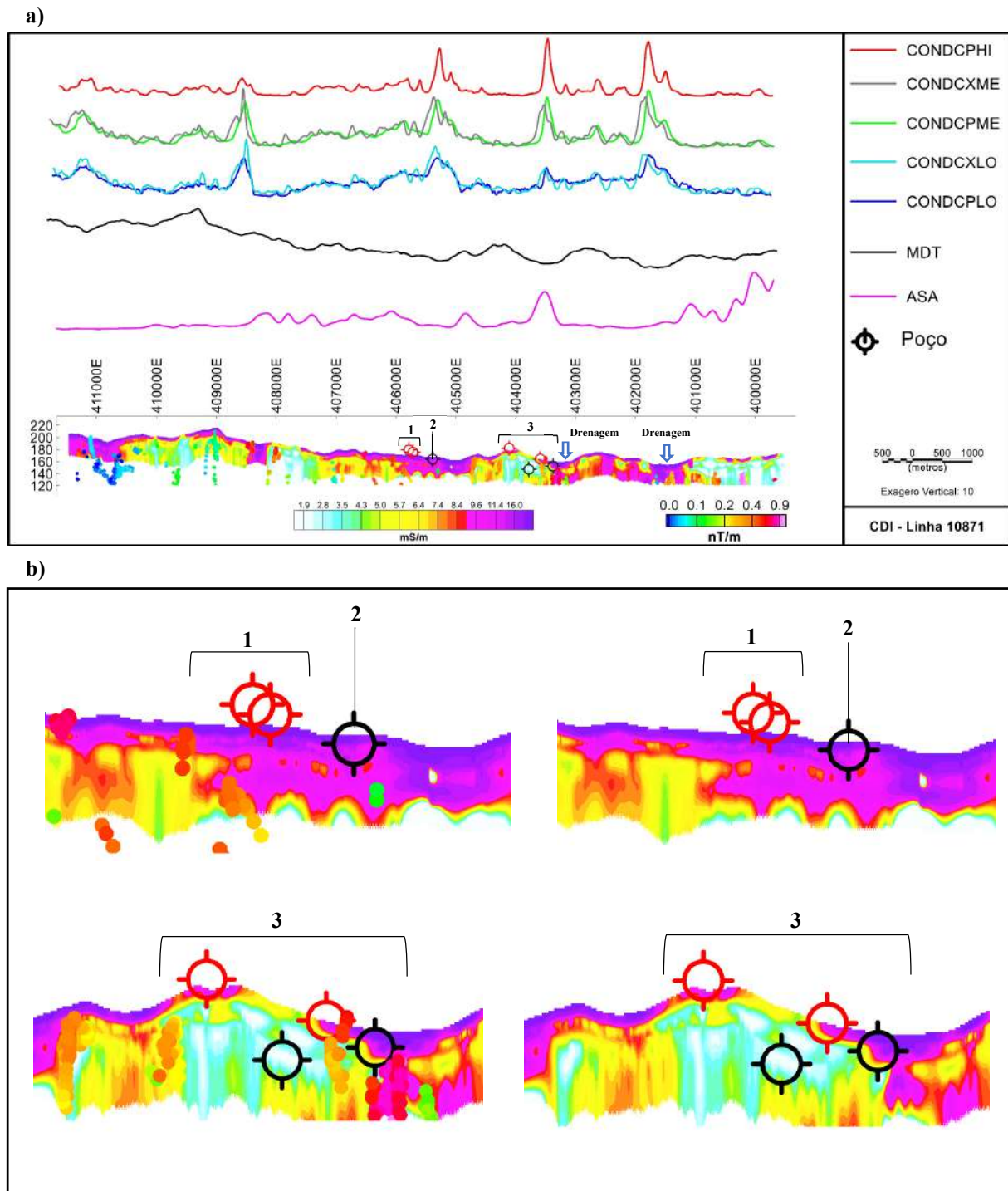


Figura 7.8: (a) CDI integrada ao Euler da linha de voo L10871 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). (b) Região da CDI onde se encontram os poços (lado esquerdo com as soluções de Euler e lado direito somente o imageamento da condutividade).

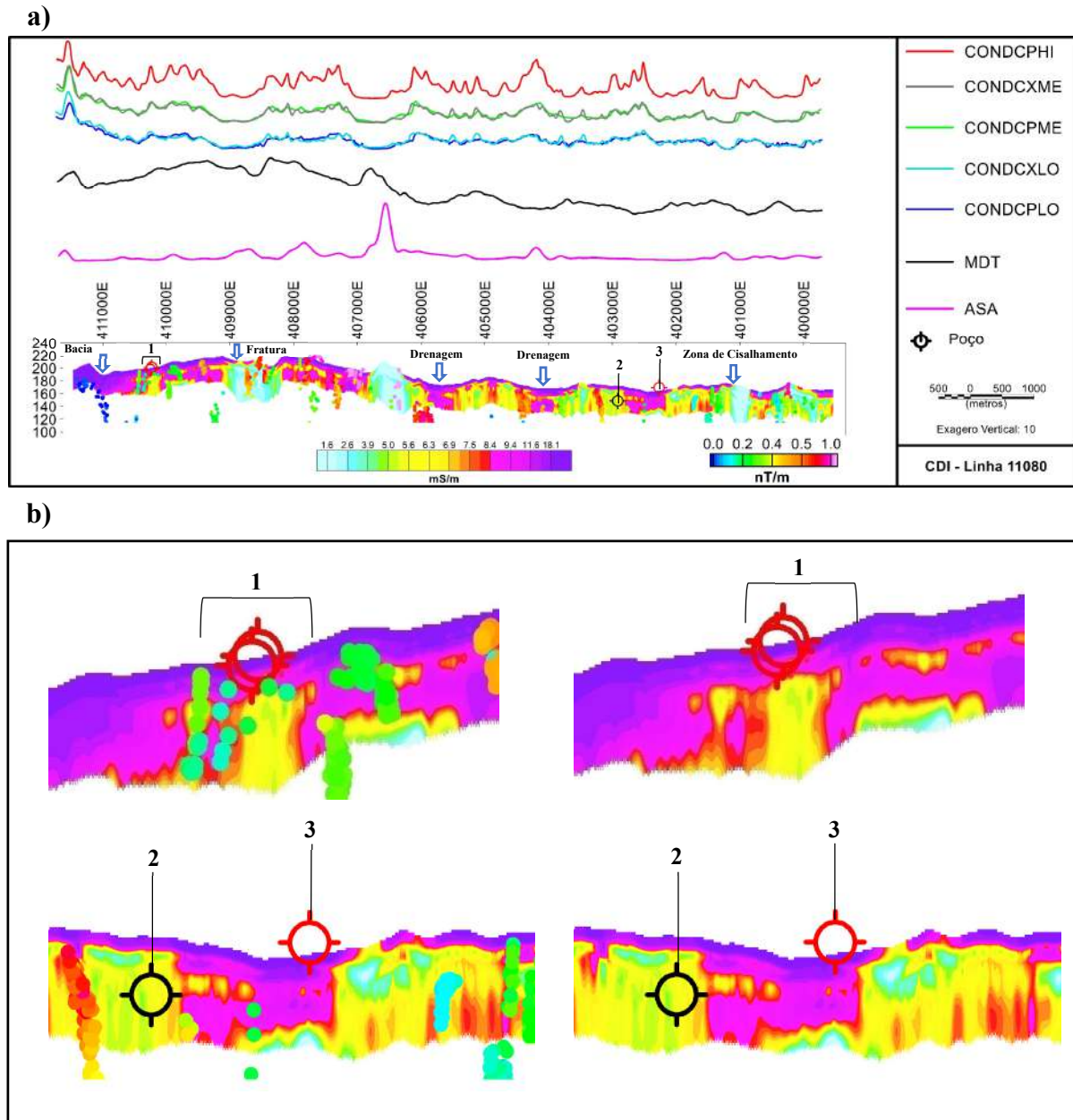


Figura 7.9: (a) CDI da linha de voo L11080 (CONDCPHI: condutividade coplanar de alta frequência; CONDCXME: condutividade coaxial de frequência média; CONDCPME: condutividade coplanar de média frequência; CONDCXLO: condutividade coaxial de baixa frequência; CONDCPLO: condutividade coplanar de baixa frequência; MDT: modelo digital de elevação; ASA: amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo). (b) Região da CDI onde se encontram os poços (lado esquerdo com as soluções de Euler e lado direito somente o imageamento da condutividade).



7.5.4 Modelagem Geofísica

Foi proposto para a área um modelo geofísico para a linha de voo L10790 (figura 7.10), onde foram discriminadas algumas zonas condutivas e resistivas e estruturas/contatos magnéticos. Foi produzido também, para esta mesma linha de voo, um perfil geológico (figura 7.11), onde são caracterizadas as formações geológicas que compõe a área.

No modelo geofísico (figura 7.10), o imageamento da condutividade pela profundidade permitiu identificar regiões de cobertura condutiva próximas aos poços de água subterrânea, provavelmente relacionadas à deposição de sedimentos inconsolidados sobre o domínio cristalino da região. Essas coberturas sedimentares podem favorecer a recarga do meio aquífero em períodos chuvosos ao longo das discontinuidades em subsuperfície. As zonas resistivas foram interpretadas como rocha preservada, com a presença de estruturas e contatos magnéticos, estes por sua vez, identificados pela técnica de Euler, porém não foram identificados poços de água subterrânea nestas zonas.

No perfil geológico (figura 7.11), o mergulho das rochas apresenta comportamento aproximadamente vertical, com predominância dos migmatitos da formação (NP3tsm). Foi identificado no mesmo perfil a zona de cisalhamento compressional dextral sobre os limites de Rochas Anfibolíticas da formação (NP3tsmaf) e Granitóides da formação (NP3tsd), este por último possivelmente relacionado à zona resistiva encontrada no extremo oeste dessa linha. O perfil geológico desta linha (L10790) mostra um sinforme invertido, identificado na região sobre a formação (NP3tsm).

O modelo geofísico caracteriza regiões intensamente fraturadas próximas à poços de alta vazão, estes por sua vez, identificados próximos à esta linha de voo. Regiões de múltiplas fraturas e sua interconexão são mais importantes para a exploração hídrica quando comparadas com as regiões que apresentam estruturas geológicas isoladas.

Nesse sentido, por meio do modelo geofísico é possível identificar condicionantes para o armazenamento e fluxo de água subterrânea em regiões onde há um grande número de estruturas e contatos magnéticos interconectados próximos a coberturas condutivas.

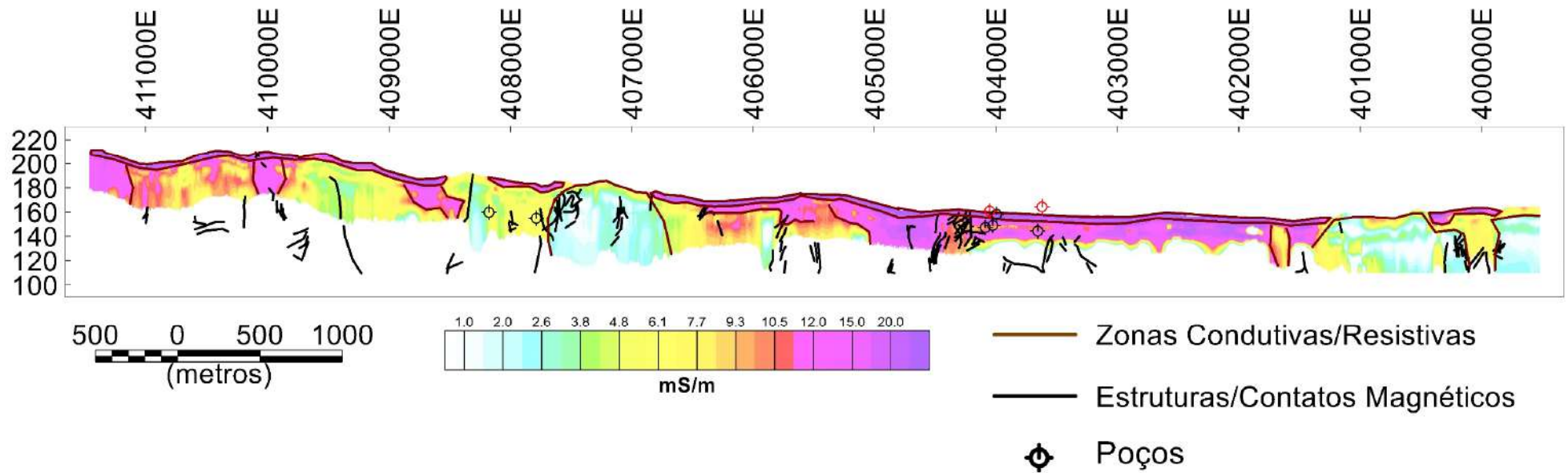
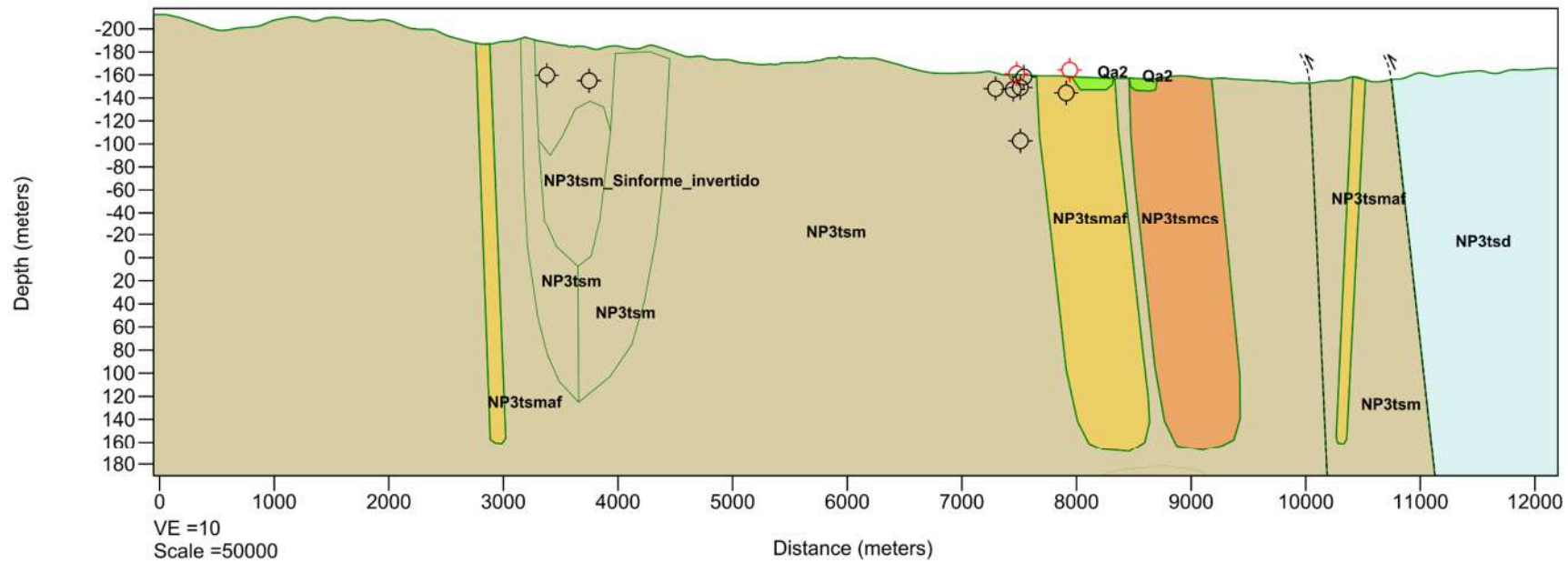


Figura 7.10: Modelo Geofísico da linha de voo L10790 com a interpretação das zonas condutivas e resistivas sobre a CDI, estruturas e contatos magnéticos interpretados pela técnica de Euler e poços.









Legenda	
 NP3tsm	Migamatitos de estruturas bandada e bandada dobrada, localmente diatexiticos, tonalidades cinzentas, apresentando mosossomas de protólitos igneos e sedimentares e leucossomas quartzo-feldspáticos de coloração esbranquiçada.
 NP3tsmaf	Corpos lenticulares de rochas anfibolíticas.
 NP3tsmcs	Corpos lenticulares de rochas calcissilicáticas.
 NP3tsd	Granitoides e migamatitos diatexiticos de tonalidades cinzentas e rosadas, equigranulares e porfiríticos, de composição graníticas a granodioríticas, subordinamente tonalíticas e sieníticas.
 Qa2	Depósitos Aluvionares: constituídos de areias quartzozas e feldspáticas, conglomeráticas, cascalho e argilas.
	Zona de cisalhamento compressional.

Figura 7.11: Perfil geológico da linha de voo L10790 e poços.



CONCLUSÕES

As técnicas de interpretação de dados de eletromagnetometria e magnetometria tiveram seus alcances máximos de investigação estimados em torno 50 m a 600 metros, respectivamente. A eletromagnetometria chegou a 50 m, mostrando uma cobertura condutiva com espessura aproximada de 5 m. A magnetometria, com a técnica do Euler, atingiu aproximadamente 300 m de profundidade, mostrando contatos verticais a subverticais, principalmente na presença de poços.

As imagens e perfis da condutividade permitiram identificar lineamentos que tiveram suas direções preferenciais em N-S e NNE. Os lineamentos magnéticos foram interpretados a partir das imagens do Campo Magnético Anômalo (CMA), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Fase Local do Sinal Analítico (FLSA), e por meio das profundidades magnéticas obtidas pela deconvolução de Euler, e tiveram suas direções preferenciais determinadas em N70E e E-W.

A interpretação qualitativa conjunta das imagens geofísicas e a interpretação das direções primárias dos lineamentos geofísicos indicaram um comportamento N-S ao sul da área do levantamento aerogeofísico. Na porção norte da área de estudo há uma clara mudança nas direções dessas estruturas com tendência para E-W. Tanto a geologia quanto as anomalias condutivas e magnéticas mostraram essas características de mudança na direção.

A extensa zona de cisalhamento de direção NE mapeada e identificada na área pode estar exercendo controle estrutural na região e ter se desenvolvido após uma reorganização estrutural advinda do último evento de formação dúctil do ciclo orogênico brasileiro no neoproterozóico, como é visto em trabalhos de (Almeida & Hasui, 1984; Santos *et al.*, 2000; Fianco *et al.*, 2019).

A técnica de imageamento permitiu caracterizar de maneira semiquantitativa a condutividade pela profundidade, já a deconvolução de Euler identificou estruturas magnéticas.

A integração das soluções de Euler com as CDI's, indicaram que os poços se posicionam em áreas condutivas ou anomalias condutivas intermediárias ou nas bordas de corpos condutivos, próximos a contatos magnéticos lineares subverticais, variando da média a alta anomalia magnética. Este comportamento geofísico, tanto da eletromagnetometria quanto da magnetometria, onde se posicionam os poços, pode ser levado em consideração para a pesquisa hídrica.

Os depósitos sedimentares foram caracterizados na eletromagnetometria como condutores rasos e profundos, por apresentarem resposta nas altas e baixas frequências do sinal



EM. Os poços que apresentaram maior vazão se encontram sobre estes depósitos. As imagens da condutividade mostraram que as linhas de drenagem acompanham estes depósitos. Nas CDI's, as coberturas condutivas foram interpretadas como coberturas sedimentares, estas são capazes de evitar a evaporação da água conduzida para a subsuperfície, criando condições favoráveis ao acúmulo de água subterrânea em ambiente fissural.

A simples sobreposição dos perfis geológicos e geofísicos mostra que a geofísica detalha a subsuperfície e permite identificar estruturas geofísicas, seus mergulhos e profundidades, mesmo que limitadas.



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Neves, B. B. de B.; Fuck, R. A., 1977, Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Boletim. v. 6, p. 363-391.
- Almeida, F.F.M. & Hasui, Y., eds (1984) O Pré-Cambriano do Brasil, Edgar Blucher Ltda.: 378p.
- Arthaud, M. H.; Vasconcelos, A. M.; Oliveira, F. V. C. de., 1998, As Seqüências Metassedimentares do Ceará Central. XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte. Anais, p.16.
- Auken, E., Christiansen, A. V., Jacobsen, L. H., & Sørensen, K. I., 2008. A resolution study of buried valleys using laterally constrained inversion of TEM data. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 65(1), 10–20.
- Bezerra, F.R.H., *et al*, 2011. Review of active faults in the Borborema Province, intraplate South America – Integration of Seismological and paleoseismological data. In: *Tectonophysics*, v. 510, n.3, p. 269-290.
- Chongo, M., Christiansen, A. V., Tembo, A., Banda, K. E., Nyambe, I. A., Larsen, F., et al., 2015. Airborne and ground-based transient electromagnetic mapping of groundwater salinity in the Machile-Zambezi Basin, southwestern Zambia. *Near Surface Geophysics*, Vol. 13(2089), 383–395.
- Coriolano, A. C. F., 2002. Reavaliação de Critérios Estruturais na Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos, com Ênfase na Neotectônica e Sensoriamento Remoto. Tese de Doutorado, número 02 / PPGG. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Costa, W.D. & Silva, A.B., 1997. Hidrogeologia dos meios anisotrópicos, in Feitosa, F.A.C. & Manoel Filho, J., eds., *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. CPRM, LABHID-UFPE: 133-174.
- Feitosa, F. A. C., 1999, Carta Hidrogeológica – Folha Irauçuba-SA.24-Y-D-V In: Souza Filho, O. A. de, 1999, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Irauçuba, Folha SA.24-Y-D-V, Escala 1: 100.000. Estado do Ceará. Organizado por Oderson Antônio de Souza Filho. Brasília. CPRM, 1 CD-Rom.
- Fetter, A. H.; Santos, T. J. S. dos; Van Schmus, W. R.; Hackspacker, P. C.; Neves, B. B. de B.; Arthaud, M. H.; Nogueira Neto, J. A.; Wernick, E. 2003, Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria 145 Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, v. 6, no. 2, p. 265-273.
- Fianco, C.B., França, G.S., Albuquerque, D.F., Vilar, C.S., Argollo, R.M., 2019. Using the receiver function for studying earth deep structure in the Southern Borborema Province. In: *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102221p.



- Fountain, D. 1998. Airborne electromagnetic system – 50 years of development, *Exploration Geophysics*, 29: 1-11.
- Fraser, D.C., 1978. Resistivity Mapping with an airborne multicoil electromagnetic system, *Geophysics*, 43 (1), 144-172.
- King, J., Essink, G.O., Karaolis, M., Siemon, B., Bierkens, M.F.P., 2018. Quantifying Geophysical Inversion Uncertainty Using Airborne Frequency Domain Electromagnetic Data – Applied at the Province of Zeeland, The Netherlands. *Water Resources Research*, Vol. 54 (10), p. 8420-8441.
- LASA (Engenharia e Prospecções S.A.). 2001. Projeto Aerogeofísico Água Subterrânea no Nordeste do Brasil – Blocos Juá (CE), Samambaia (PE) e Serrinha (RN) – Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Eletromagnetométricos e Seleção das Anomalias Eletromagnéticas. Texto Técnico, Relatório Final, V. 1, 82 p, Rio de Janeiro.
- Marques, R.M., 1995. Utilização do VLF (Very Low Frequency) na prospecção de água subterrânea em zonas de rochas cristalinas. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo.
- McNeill, J. D. 1991. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. *In: Geotechnical and Environmental Geophysics*, Ed. Ward, S. H. Society of Exploration Geophysicists. Series Investigations in Geophysics no. 5 v.1 Review and tutorial. p. 191-218.
- Nascimento da Silva, C.C., 2004. Caracterização geológica-geofísica do meio aquífero fissural: uma contribuição aos modelos de fluxo e armazenamento de água subterrânea. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Neves, M. A, 2005. Análise Integrada Aplicada à Exploração de Água Subterrânea na Bacia do Rio Jundiá. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 200 p. e apêndices.
- Paepen, M., Hanssens, D., De Smedt, P., Walraevens, K., Hermans, T., 2020. Combining resistivity and frequency domain electromagnetic methods to investigate submarine groundwater discharge in the littoral zone. *In: Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 24 (7), p.3539-3555.
- Paterson, N. R., Reford, W.W., 1986, Inversion of airborne electromagnetic data for overburden mapping and groundwater exploration. *In: Palacky, G. J., ed., Airborne resistivity mapping: Geological Survey of Canada Paper*, p. 39-48.
- Pinéo, T. R. G., 2005. Integração de Dados Geofísicos, Geológicos e de Sensores Remotos Aplicados à Prospecção de Água Subterrânea em Meio Fissural (Distrito de Juá, Irauçuba/CE). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, Brasil. 126 p. il.
- Santos E. J., Brito Neves B. B., Van Schmus W.R., Oliveira R. G. & Medeiros V. C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil.



- In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, *Tectonic Evolution of South American Platform*, 9-5, 1cd-rom.
- Sattel, D. & Kgotlhang, L. 2004. Groundwater exploration with AEM in the Boteti area, Botswana. *Exploration Geophysics*, 35(2), 147-156.
- Sengpiel, K., & Fluche, B., 1992. Application of airborne electromagnetics to groundwater exploration in Pakistan. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft Band*, 143, 254-261.
- Sengpiel, K. P., & Meiser, P., 1981. Locating the freshwater/salt water interface on the island of Spiekeroog by airborne EM resistivity/depth mapping. *Geologisches Jahrbuch*, C29, 255-271.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., 1984. *Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Brasília, DNPM, 501p. ilustr.
- Siemon, B., Costabel, S., Voß, W., Meyer, U., Deus, N., Elbracht, J., et al., 2015. Airborne and ground geophysical mapping of coastal clays in eastern Friesland, Germany. *Geophysics*, Vol. 80(3), WB21-WB34.
- Siqueira, L., 1967. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. *Rev. Água Subterrânea, Recife*, 2(9): 1-29. In: Siqueira, L. 1963. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. SUDENE, relatório interno, Recife-PE. 51p.
- Souza Filho, O. A. 1998, “Geologia e Mapa de Previsão de Ocorrência de Água Subterrânea. Folha SA.24-Y-D-V Irauçuba, Ceará”. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brasil. 99 p. il. e mapas.
- Souza Filho, O. A. de; Ribeiro, J. A.; Veríssimo, L. S.; Oliveira, R. G. de; Gomes, F. E. M.; Brandão, R. de L.; Frizzo, S. J.; Oliveira, J. F. de, 2003, Projeto Otimização de Metodologias para Prospecção de Águas Subterrâneas em Rochas Cristalinas. Relatório Integrado De Atividades 1999 – 2002 - Bases para avaliação do projeto. CPRM/REFO. Fortaleza. 160 p. il. Anexos.
- Souza Filho, O.A., 2008. Dados aerogeofísicos e geológicos aplicados à seleção de áreas favoráveis para água subterrânea no domínio cristalino do Ceará, Brasil. Tese de Doutorado, N. 400, Universidade de Campinas, São Paulo.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R.E., and Keys, D.A., 1984, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press. New York, U. S. Chapters 7 and 8, p. 500-700.
- Thompson D.T., 1982. Eulph: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, (47): 31-37.
- Ward, S.H. & Hohmann, G.W., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. In: Nabighian, M.N. ed. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, v.1, Theory, Investigations in Geophysics, SEG, 203-252.



CONCLUSÕES

As técnicas de interpretação de dados de eletromagnetometria tiveram seus alcances máximos estimados em 50 m em Juá, e 45 m em Samambaia, pela técnica de imageamento da condutividade pela profundidade.

Na magnetometria, a técnica da deconvolução de Euler mostrou que as fontes magnéticas foram até 600 m de profundidade em Samambaia e 300 m em Juá, mostrando contatos verticais a subverticais, principalmente próximos à poços de água subterrânea. O espectro de potência mostrou que a profundidade das fontes magnéticas atingiu 600 m em Juá e 2 km em Samambaia.

As imagens e perfis da condutividade permitiram identificar lineamentos que tiveram suas direções preferenciais em N-S e NNE em Juá, e NE-SW em Samambaia. Os lineamentos magnéticos foram interpretados a partir das imagens do Campo Magnético Anômalo (CMA), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Fase Local do Sinal Analítico (FLSA), e por meio das profundidades magnéticas obtidas pela deconvolução de Euler, e tiveram suas direções preferenciais determinadas em N70E e E-W em Juá, e NE-SW em Samambaia.

Em Juá, a interpretação qualitativa conjunta das imagens geofísicas e a interpretação das direções primárias dos lineamentos geofísicos indicaram um comportamento N-S ao sul da área do levantamento aerogeofísico. Na porção norte da área de estudo há uma clara mudança nas direções dessas estruturas com tendência para E-W. Esta mudança de direção dos lineamentos geofísicos pode estar sendo provocada pela presença de uma zona de cisalhamento dextral. Tanto a geologia quanto as anomalias condutivas e magnéticas mostraram essas características de mudança na direção. Nesta área, um alto magnético prevalece ao norte e fontes condutivas dominam a região sudeste. O Açude São Gabriel foi discriminado pela imagem da condutividade nas três faixas de frequência do sinal EM.

Em Samambaia, a Falha de Samambaia e a Zona de Cisalhamento Caiçara exercem controle estrutural na região e deslocam as anomalias condutivas e magnéticas. Os lineamentos condutivos, magnéticos e estruturas geológicas mostraram direções preferenciais em NE-SW. Nesta área, a anomalia magnética prevalece na área sudeste. As fontes magnéticas em sua maior parte são rasas, no geral abaixo 500 m, como mostra o espectro de potência. Já as fontes condutivas estão presentes principalmente na área noroeste e indicam fontes mais rasas que as magnéticas. Os corpos magnéticos e condutores dominam concomitantemente a região sudeste.



A técnica de imageamento permitiu caracterizar de maneira semiquantitativa a condutividade pela profundidade, já a deconvolução de Euler identificou estruturas magnéticas.

A integração das soluções de Euler com as CDI's, indicaram que os poços das duas áreas se posicionam em áreas condutivas ou anomalias condutivas intermediárias ou nas bordas de corpos condutivos, próximos a contatos magnéticos lineares subverticais, variando de média a alta anomalia magnética. Este comportamento geofísico, tanto da eletromagnetometria quanto da magnetometria, onde se posicionam os poços, pode ser levado em consideração para a pesquisa hídrica.

Os depósitos sedimentares foram caracterizados na eletromagnetometria como condutores rasos e profundos, por apresentarem resposta nas altas e baixas frequências do sinal EM. Os poços que apresentaram maior vazão se encontram sobre estes depósitos. As imagens da condutividade mostraram que as linhas de drenagem acompanham estes depósitos. Nas CDI's, as coberturas condutivas foram interpretadas como coberturas sedimentares, estas são capazes de evitar a evaporação da água conduzida para a subsuperfície, criando condições favoráveis ao acúmulo de água subterrânea em ambiente fissural.

Para trabalhos futuros sugere-se obter as CDI's de todas as linhas de voo e conseqüentemente obter uma imagem 3D para as áreas estudadas; realizar a inversão magnetométrica 2D e 3D e a inversão dos dados eletromagnetométricos para cada linha de voo e finalmente propor perfis litológicos de acordo com a geofísica e a geologia da região.



REFÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. & Hasui, Y., eds (1984) O Pré-Cambriano do Brasil, Edgar Blucher Ltda.: 378p.
- Almeida, F.F.M; Hasui, Y; Brito Neves, B.B; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 363-391.
- Amaral, C.A. 2001. Contexto morfoestrutural e hidrogeologia da região de Caiçara- Samambaia (Custódia-PE). IV Simpósio de Hidrogeologia do Nordeste. P. 205-203.
- Angelim, L.A.A; Amaral, C.A; Galvão, M.J.T.G. 2002. Geologia da área piloto Caiçara-Samambaia. Projeto Água Subterrânea no Nordeste do Brasil. CPRM, Recife. 8p.
- Arthaud, M. H; Vasconcelos, A. M; Oliveira, F. V. C. 1998. As Sequências Metassedimentares do Ceará Central. XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte. Anais, p.16.
- Aydin, A. 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. Marine and petroleum geol. V.17, p. 797 – 814.
- Banks, D; Odling, N; Skarphagen, H; Rohr-Torp, E. 1996. Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova*, 8: 223-235.
- Barbosa, V.F.C & Silva, J.B.C. 2005. Deconvolução de Euler: Passado, Presente e Futuro – Um tutorial. *Rev. Bras. De Geof*, 23(3): 243 – 250.
- Barton, C.A; Moss, D.E; Zoback, M.D. 1997. In-situ stress measurements can help define local variations in fracture hydraulic conductivity at shallow depth. *The Leading Edge*. Nov: 1653-1656.
- Bedrosian, P. A., Schamper, C., & Auken, E. (2016). A comparison of helicopter-borne electromagnetic systems for hydrogeologic studies. *Geophysical Prospecting*, 64(1), 192–215. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12262>.
- Bezerra, F.R.H., *et al*, 2011. Review of active faults in the Borborema Province, intraplate South America – Integration of Seismological and paleoseismological data. In: *Tectonophysics*, v. 510, n.3, p. 269-290.
- Bhattacharyya, B.K. 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body: *Geophysics*, v. 31, p. 97-121.
- Binley, A., Hubbard, S., Huisman, J., Revil, A., Robinson, D., Singha, K., Slater, L. 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour. Res.* 51, 1–30 (30 pp.).
- Blakely, R.J. & Simpson, R.W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51:1494-1498.



- Blakely, R.J. 1996. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 441p.
- Blum, M.L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Instituto de geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de doutoramento, 229p. In: Spector, A. & Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293-302.
- Boaga, J. 2017. The Use of FDEM in hydrogeophysics. *Journal of Applied Geophysics*. 139(2017), 36-46.
- Bourguet, L; Camelo, J; Fahy, J.C; Vailloux, Y. 1980. Méthodologie de la recherche hydrogéologique em zone de socle cristallin. *Bull. B.R.G.M.* 2, (4): 273 – 288.
- Bracewell, R.N. 1990. *The Fourier Transform and its applications*. 2nd. ed. McGraw-Hill Book Company.
- Brandão, R. L.2003. Zoneamento Geoambiental da Região de Irauçuba – CE. Texto explicativo. Carta Geoambiental. Fortaleza: CPRM, 2003. 67 p. il.
- Caby, R.A & Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of the Northeast Brazil. Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3-4), 235-246.
- Carlsson, A & Olsson, T. 1980-1981. Caractéristiques de fracture et propriétés hydrauliques d'une région nau sous-sol cristallin em Suède (i). *Bull. B.R.G.M.* 2, III, 215-233.
- Chongo, M., Christiansen, A. V., Tembo, A., Banda, K. E., Nyambe, I. A., Larsen, F. 2015. Airborne and ground-based transient electromagnetic mapping of groundwater salinity in the Machile-Zambezi Basin, southwestern Zambia. *Near Surface Geophysics*, Vol. 13(2015), 383–395.
- Collet, L.S. 1986. Development of the airborne electromagnetic technique. In: Palacky, G.J. ed. *Airborne resistivity mapping*. Geol. Survey Can Paper 86-22, 9-18.
- Avelino Da Silva, J. 2000. Estruturas de acumulação de água em rochas cristalinas: Estudo geofísico e geológico de casos no estado do Rio Grande do Norte. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 92 p.
- Coriolano, A. C. F. 2002. Reavaliação de Critérios Estruturais na Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos, com Ênfase na Neotectônica e Sensoriamento Remoto. Tese de Doutorado, número 02 / PPGG. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. In: Siqueira, L. 1963. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. SUDENE, relatório interno, Recife-PE. 51p.
- Coriolano, A.C.F; Jardim de Sá, E.F; Nascimento da Silva, C.C. 2000. Structural and neotectonic criteria for location of water wells in semi-arid crystalline terrains: a



- preliminar approach in the eastern domain of Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30(2): 350 – 352.
- Costa, S. S. 2005. Delimitação do arcabouço tectônico do Cinturão Guiana Central, estado de Roraima, com base na análise integrada dos dados geofísicos, geológicos, isotópicos e imagens de satélite. Instituto de Geociências, Universidade estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutorado, 198 p.
- Costa, W.D & Silva, A.B. 1997. Hidrogeologia dos meios anisotrópicos. In: Feitosa, F.A.C & Manoel Filho, J. Hidrogeologia: Conceitos e aplicações. CPRM, Labhid, UFPE, 133 – 174.
- Costa, W.D. & Braz da Silva, A.B. 1997. Hidrogeologia dos meios anisotrópicos, in Feitosa, F.A.C & Manoel Filho, J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. CPRM, LABHID – UFPE: 133 – 174.
- CPRM. 2003. Atlas de Geologia e Recursos Minerais do Ceará: Sistema de Informações Geográficas SIG e Mapas na escala 1: 500.000 / CPRM Serviço Geológico do Ceará; Secretaria de Recursos Hídricos do Estado do Ceará. Coord. Téc. José Carvalho Cavalcante, Antônio Maurílio Vasconcelos e Francisco Edson Mendonça Gomes. Fortaleza. 1 CD-Rom.
- Davis, J.C. 1986. Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, 2. ed., U.S.A., 646p.
- Davison, I. Linked fault systems: extensional, strike-slip and contractional. In: Hancock, P.L. (ed). Continental deformation. Tarrytown, N.Y. Pergamon Press, 1994. P. 121 – 142.
- Debeglia, N. & Corgel, J. 1997. Automatic 3-D Interpretation of Potential Field Data Using Analytic Signal Derivatives. *Geophysics*, 62(1):87-96.
- Delgado, I. M; Souza, J. D; Silva, L. C; Silveira Filho, N. C; Santos, R. A; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T; Angelim, L. A. A; Vasconcelos, A. M; Gomes, I. P; Lacerda Filho, J. V; Valente, C. R; Perrota, M. M; Heineck, C. A. 2003. Geotectônia do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A; Schobbenhaus, C; Vidotti, R. M; Gonçalves, J. H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília -DF, CPRM – Serviço geológico do Brasil.
- Dentith, M & Mudge, S.T. Geophysics for the mineral Exploration Geoscientist. 2014. Victoria: Cambridge University Press, V. 50, p. 85-349.
- Doolittle, J., Brevick, E. 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma* 223–225 (2014), 33–45.
- Doolittle, J., Zhu, Q., Zhang, J., Guo, L., Lin, H. 2012. Geophysical investigations of soil landscape architecture and its impacts on subsurface flow. In: Lin, H. (Ed.), *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology*. Academic Press, Elsevier, pp. 413–447.



- Eaton, P.A. & Hohmann, G.W. 1989. A rapid inversion technique for transient electromagnetic soundings. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 53: 384 – 404.
- Ebert, H & Claro, R. 1970 The Precambrian geology of the Borborema – Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil) and the origin of it's mineral provinces. In: *Geologische Rundschau*, 59(3), 1292 – 1326.
- Feitosa, F. A. C. 1999. Carta Hidrogeológica – Folha Irauçuba-SA.24-Y-D-V. In: Souza Filho, O. A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Irauçuba, Folha SA.24-Y-D-V, Escala 1: 100.000. Estado do Ceará. Organizado por Oderson Antônio de Souza Filho. Brasília. CPRM, 1 CD-Rom.
- Ferreira, J.M. *et al.* 1998. Superposition of local regional stresses in the Northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys.Jour. Int.* v. 134, p. 341-355.
- Ferreira, J.M; Bezerra, F.R.H; Sousa, M.O; Nascimento, A.F; Jardim De Sá, J.M & França, G.S. 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics*, 456 (3), p. 111-126.
- Fianco, C.B; França, G.S; Albuquerque, D.F.; Vilar, C.S; Argollo, R.M. 2019. Using the receiver function for studying earth deep structure in the Southern Borborema Province. In: *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102221p.
- Filterman, D.V. 1990. Developments and applications of modern airborne electromagnetic surveys: U.S. geol. Surv. Bull. 125, 2016.
- Finkbeiner, T; Barton, C.A; Zoback, M.D. 1997. Relationships among in-situ stress, fractures and faults, and fluid flow: Monterey Formation, Santa Maria Basin, California. *Amer. Assoc. Petrol. Geol*, 81 (12): 1975-1999.
- Fountain, D. 1998. Airborne eletromagnetic system – 50 years of development, *Exploration Geophysics*, 29: 1-11. Fountain, D. 1998. Airborne eletromagnetic system – 50 years of development, *Exploration Geophysics*, 29: 1-11.
- Fountain, D. 1998 Airborne eletromagnetic systems - 50 years of development. *Exploration Geophysics*, 29, 1-11.
- Fraser, D. 1972. A new multicoil aerial electromagnetic prospecting system. *Geophysics*, 37(3): 518-537.
- Fraser, D. 1978. Resistivity Mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. *Geophysics*, 43(1), 144-172.
- Fullagar, P.K & Oldenburg, D.W. 1984. Inversion of horizontal electromagnetic frequency soundings. *Geophysics*, 49: 150-164.



- Fullagar, P.K. 1989. Generation of conductivity -depth pseudosections from coincident loop and in-loop TEM data. *Expl. Geophys*, 20: 43-53.
- Geosoft 2019. *Geosoft MAGMAP 2-D frequency domain processing*. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- Geoterrex – Dighem. 1999. Airborne & Ground Geophysics. <http://www.cgg.com>.
- Grant, F.S & West, G.F. 1965. Interpretation theory in applied geophysics. New York, McGraw Hill Co.
- Heffer, K & Lean, J.C. 1993. Earth stress orientation: a control on, and a guide to, flooding directionality in a majority of reservoirs. In: *Reservoirs Characterization*, Pen Well Books.
- Hsu, H.P. 1984. Applied Fourier Analysis (College outline series). Harcourt Brace College Publishers, San Diego. 1984. 223 p.
- Hsu, S.K.; Sibuet, J.C. & Shyu, C.T. 1996. High-resolution detection of geological boundaries from potential-field anomalies: an enhanced analytical signal technique. *Geophysics*, 61(2):373-386.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Inst de Geoc, Brasília, UnB. N. 03, 804 p.
- Jardim de Sá, E.F; Nascimento da Silva, C.C; Coriolano, A.C.F; Medeiros, W.E. 2008. Conceitos de Análise Estrutural Aplicados à Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos. In: Feitosa, Fernando A.C. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações/organização e coordenação científica/Fernando A.C. Feitosa *et al* – 3. ed. rev. e ampl – Rio de Janeiro: CPRM: LABHID, 2008, 812 p.
- King, J., Essink, G.O., Karaolis, M., Siemon, B., Bierkens, M.F.P. 2018. Quantifying Geophysical Inversion Uncertainty Using Airborne Frequency Domain Electromagnetic Data – Applied at the Province of Zeeland, The Netherlands. *Water Resources Research*, Vol. 54 (10), p. 8420-8441.
- Kravchenko, A.N., Bollero, G.A., Omonode, R.A., Bullock, D.G. 2002. Quantitative mapping of soil drainage classes using topographical data and soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 235–243.
- Lasa (Engenharia e Prospecções S.A.). 2001. Projeto Aerogeofísico Água Subterrânea no Nordeste do Brasil – Blocos Juá (CE), Samambaia (PE) e Serrinha (RN) – Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Eletromagnetométricos e Seleção das Anomalias Eletromagnéticas. Texto Técnico, Relatório Final, V. 1, 82 p, Rio de Janeiro.



- Lima Neto, H.C. *et al.* 2013. Upper crustal earthquake swarms in São Caetano: reactivation of the Pernambuco shear zone and trending branches in intraplate Brazil. In *Tectonophysics*. V. 608, p. 804 – 811, 2013.
- Lopes, A.E.V. *et al.* 2010. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). *Geophysical Journal International*, v.180,n.3, p. 1303-1312.
- Luiz J.G. & Silva, L.M.C. 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém, UFPa, Cejup, 311p.
- Macleod, I.N.; Vieira, S. & Chaves, A.N. 1993. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. In: Congr. Int. Soc. Bras. Geof., 3, Rio de Janeiro, 1993. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGf, v.2, p. 830-835.
- Macnae, J.C. & Lamontagne, Y. 1987. Imaging quase-layered conductive structures by simple processing of transiente electromagnetic data. *Geophysics*, 52: 545-554.
- Marques, R.M. 1995. Utilização do VLF (Very Low Frequency) na prospecção de água subterrânea em zonas de rochas cristalinas. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo.
- McNeill, J. D. 1991. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In: *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Ed. Ward, S. H. Society of Exploration Geophysicists. Series Investigations in Geophysics no. 5 v.1 Review and tutorial. p. 191-218.
- Morais, F. 1999. Estudo hidrogeológico sucinto para a locação de poços nas localidades de São José e Maravilha de Cima – Custódia/PE. Recife. CPRM, 16 p. il.
- Morozov, I.B. Electromagnetic methods (EM) – Key points. University of Saskatchewan. Visitado em: http://seisweb.usask.ca/classes/GEOL384_334.
- Murthy, I.V.R. 1985. Magnetic interpretation of dike anomalies using derivatives. *Pageoph*, 123:232-238.
- Nabighian, M.N. & Macnae, C.J. 1987. Electromagnetic Theory for a geophysical applications. In Nabighian, M.N. Ed, *Electromagnetic methods in applied geophysics. V. 1, Theory, Investigations in geophysics, SEG*, 203-252.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37:507-517.
- Nabighian, M.N. 1974. Aditonal coments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal crossection. *Geophysics*, 39:85-92.
- Nabighian, M.N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms—Fundamental relations: *Geophysics*, 49, 780–786.



- Nascimento da Silva, C.C & Jardim de Sá, E.F. 2000. Fracture chronology and neotectonic control in the location of water wells in crystalline terrains: an example from the Equador region, northeastern most Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v. 30, n.2, p. 346 – 349.
- Nascimento da Silva, C.C. 2004. Caracterização geológica-geofísica do meio aquífero fissural: uma contribuição aos modelos de fluxo e armazenamento de água subterrânea. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Nascimento da Silva, C.C; Coriolano, A.C.F; Jardim de Sá, E.F; Medeiros, W.E; Amaro, V.E. 2001. Integração de dados estruturais, de sensores remotos e de geofísica na prospecção hidrogeológica em terrenos cristalinos: estudo de caso no estado do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. In: Simp. Hidrogeol. Nordeste, 4 encontro Nac. perf. Poços, Olinda – PE. Anais, 12: 445- 454.
- Nekut, A.G. 1987. Direct inversion of time-domain electromagnetic data. *Geophysics*, 52: 1432-1435.
- Neves, B.B.D. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.
- Neves, M. A. 2005. Análise Integrada Aplicada à Exploração de Água Subterrânea na Bacia do Rio Jundiá. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 200 p. e apêndices.
- Nicol, A. *et al.* 1996. The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Jour. Structural Geol.* v.18, p. 235-248.
- Olofsson, B. 1994. Flow of groundwater from soil to crystalline rock. *Applied Hydrogeology*, 3: 71 – 83.
- Paepen, M., Hanssens, D., De Smedt, P., Walraevens, K., Hermans, T. 2020. Combining resistivity and frequency domain electromagnetic methods to investigate submarine groundwater discharge in the littoral zone. In: *Hidrology and Earth System Sciences*, Vol. 24 (7), p.3539-3555.
- Palacky, G.J. & West, G.F. 1991. Airborne Electromagnetic Methods. In: Nabighian, M.N. ed. *Electromagnetic methods in applied geophysics – applications Part A and B*. SEG – Soc. of Expl. Geophys., *Inv in Geophys.* 3: 811-879.
- Palacky, G.J. 1981. The Airborne electromagnetic method as tool of geological mapping. AEM measurements. *Geophysics*, 43 (3): 576-587.
- Paterson, N. R, Reford, W.W. 1986, Inversion of airborne electromagnetic data for overburden mapping and groundwater exploration. In: Palacky, G. J., ed., *Airborne resistivity mapping: Geological Survey of Canada Paper*, p. 39-48.
- Pinéo, T. R. G. 2005. Integração de Dados Geofísicos, Geológicos e de Sensores Remotos Aplicados à Prospecção de Água Subterrânea em Meio Fissural (Distrito de Juá,



- Irauçuba/CE). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, Brasil. 126 p. il.
- Poikanen, A., Sulkanen, K., Oksama, M & Suppala, I. 1998. Novel dual frequency fixed-wing airborne EM system of Geological Survey of Finland (GTK). In: *Exploration Geophysics. The bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, 29: 46, 51.
- Rao, D.A.; Babu, H.V. & Narayan, P.V. 1981. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradiente method. *Geophysics*, 46:1572-1578.
- Reid, A.B; Allsop, J.M; Granser, H; Millet, A.J & Somerton, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80–91.
- Reynolds, J. M. 1997. An Introduction to Aplied and Enviromental Geophysics. Chichester, John Wiley & Sons. 796p.
- Rhén, I. T. 2007. Development of a hydrogeological model description of intrusive rock at different investigation scales: an example from south-eastern Sweden. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 47-69.
- Roest, W.R.; Verhoef, J. & Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal. *Geophysics*, 57(1):116-125.
- Santos de Menezes, E.A. 2017. Estudo da Atividade Sísmica em Irauçuba-CE entre setembro de 2015 e março de 2016. Dissertação de mestrado, número 197/PPGG. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Santos E. J; Brito Neves B. B; Van Schmus W.R; Oliveira R. G. & Medeiros V. C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, *Tectonic Evolution of South American Platform*, 9-5, 1cd-rom.
- Santos, E.J; Morais, F; Galvão, M.J.T.G. 1999. Mapa Geológico do Alto Vale do Rio Moxotó. CPRM.
- Sattel, D. & Kgotlhang, L. 2004. Groundwater exploration with AEM in the Boteti area, Botswana. *Exploration Geophysics*, 35(2), 147-156.
- Sengpiel, K. P. & Fluche, B. 1992. Application of airborne electromagnetics to groundwater exploration in Pakistan. . -Z dt. geol. Ges, Hannover. 143: 254-261.
- Sengpiel, K.P. 1986. Groundwater prospecting by multifrequency airborne electromagnetic techniques. In: Palacky, G.J. ed. *Airborne resistivity mapping*: Geological Survey Canadá. Paper 86-22: 131-138.
- Siemon, B., Costabel, S., Voß, W., Meyer, U., Deus, N., Elbracht, J. 2015. Airborne and ground geophysical mapping of coastal clays in eastern Friesland, Germany. *Geophysics*, Vol. 80(3), WB21–WB34.



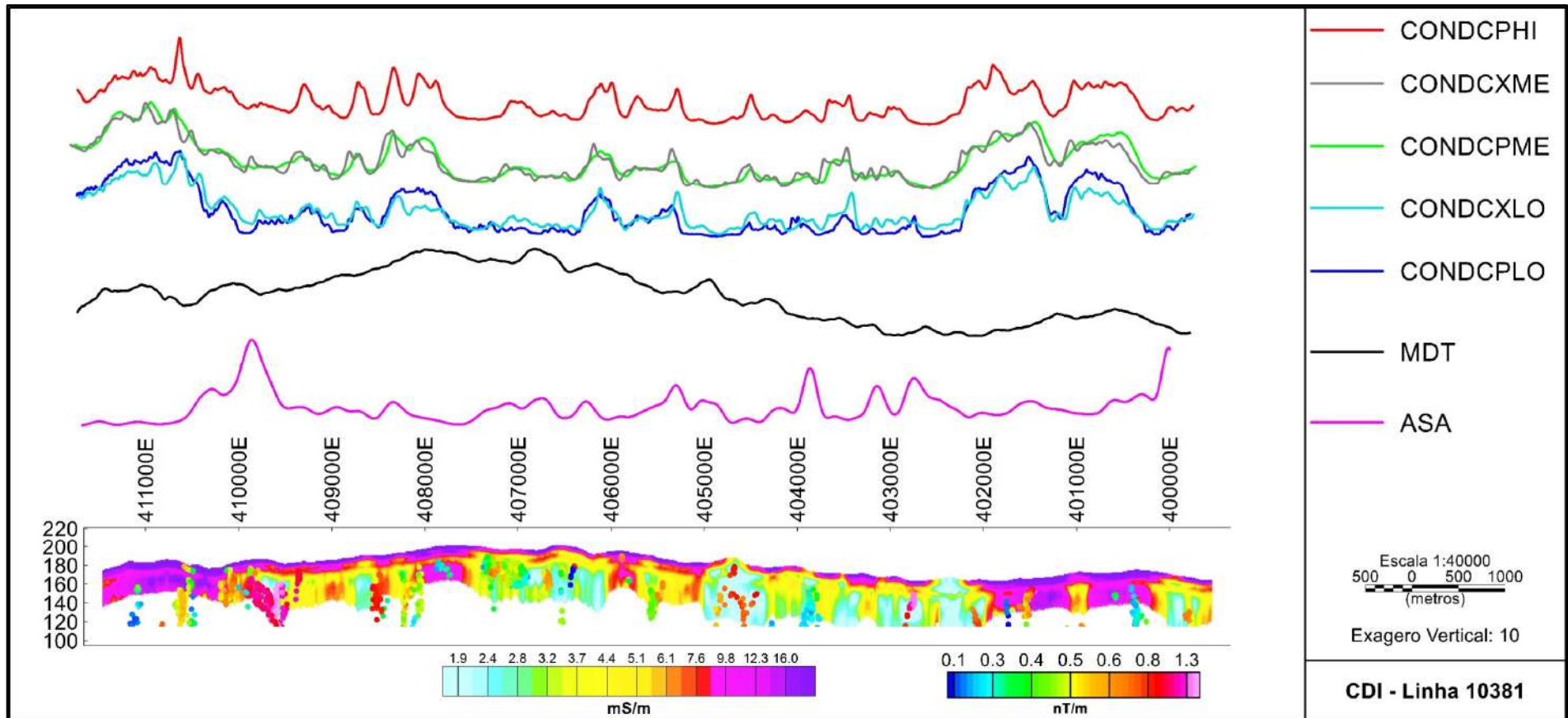
- Siqueira, L., 1967. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. Rev. Água Subterrânea, Recife, 2(9): 1-29. In: Siqueira, L. 1963. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. SUDENE, relatório interno, Recife-PE. 51p.
- Smith, R.S., Wood, G.R., Powell, B. 2010. Detection of alteration at the Millennium uranium deposit in the Athabasca Basin: a comparison of data from two airborne electromagnetic systems with ground resistivity data. *Geophysical Prospecting*.58 (2010): 1147-1158.
- Souza Filho, O. A. 1998, “Geologia e Mapa de Previsão de Ocorrência de Água Subterrânea. Folha SA.24-Y-D-V Irauçuba, Ceará”. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brasil. 99 p. il. e mapas.
- Souza Filho, O. A. de; McCafferty, A. E; Silva, A. M; Perrotta, M. M. 2007a. Groundwater Potential: A Predictive Model from Airborne Geophysical, Radiometric and Remote Sensing Data, Ceará, Brazil. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 13., Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE, 2007a, p. 3593-3595. CD-ROM. ISBN 978-85-17-00031-7.
- Souza Filho, O. A. de; Oliveira, R. G.; Ribeiro, J. A.; Veríssimo, L. S.; Sá, J. U. 2006a. Interpretação e Modelagens de Dados de Eletroresistividade para Locações de Poços Tubulares no Aquífero Fissural da Área-Piloto Juá, Irauçuba-Ceará. In: Revista de Geologia, v. 19, n. 1, DEGEO/UFC, p. 7-21.
- Souza Filho, O. A. de; Remacre, A. Z.; Silva, A. M.; Sancevero, S. S.; McCafferty, A. E.; Perrotta, M. M. 2006b. Airborne Electromagnetic Data as External Variable to Predict Groundwater Electrical Conductivity in the Crystalline Domain of Irauçuba Region – Ceará, Brazil. 2006b Hydrogeophysics Symposium, Vancouver. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, abstracts.
- Souza Filho, O. A. de; Veríssimo, L. S; Feitosa, F. A. C. 2002. Dados lito estruturais e hidrogeológicos da área de detalhe de Juá - Município de Irauçuba - Estado do Ceará, Brasil. In: Xii Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2002, Florianópolis. Aquíferos Transfronteiriços. Santo Amaro: Novo. Disc, Brasil Indústria Fonográfica.
- Souza Filho, O. A., Silva, A. M., Remacre, A. Z., Sancevero, S. S., McCafferty, A. E. & Perrotta, M. M. 2010. Using helicopter electromagnetic data to predict groundwater quality in fractured crystalline bedrock in a semi-arid region, Northeast Brazil. *Hydrogeology journal*, 18(4), 905-916
- Souza Filho, O. A.; Silva, A. M; Mccafferty, A. E; Perrotta, M. M; Deszczpan, M; Fitterman, D. 2007b. Geophysical properties associated to Juá District geology, Ceará, Brazil. 10 Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, SBGf, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.CD-Rom.
- Souza Filho, O.A. 2008. Dados aerogeofísicos e geológicos aplicados à seleção de áreas favoráveis para água subterrânea no domínio cristalino do Ceará, Brasil. Tese de Doutorado, N. 400, Universidade de Campinas, São Paulo. In: Pine, J. G.; Minty, B. R. S., 2005, Airborne Hydrogeophysics. In: Hydrogeophysics, Edited by Rubin Y. and Hubbard, S. S. Ed. Springer. The Netherlands. p. 333-360.



- Stratton, J.A. 1941. *Electromagnetic Theory*. McGraw Hill Book Co. Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R.E., and Keys, D.A., 1984, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press. New York, U. S. Chapters 7 and 8, p. 500-700.
- Telford W. M., G. L. (1990). *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge University Press, 770 p.
- Thompson, D.T. 1982. Eulph: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47:31-37.
- Thurston, J.B. & Smith, R.S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method. *Geophysics*, 62(3):807-813.
- Van Der Pluijm, B.A & Marshak, S. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. S.I: McGraw-Hill, 1997, 495p.
- Veríssimo, L. S.; Feitosa, F. A. C., (2002), “As Águas Subterrâneas no Nordeste do Brasil. Região de Irauçuba - Estado do Ceará, Brasil”. In: XXXII Congresso da Associação Internacional de Hidrogeologia e VI Congresso da Associação Latino-Americana de Hidrologia Subterrânea. Mar Del Plata, Argentina. CD-Rom, p. 889-896.
- Von Huelsen, M. G. 2007. Interpretação de dados de Eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema Geotem (Domínio do Tempo). Universidade de Brasília - UnB, Distrito Federal, Brasília.: Tese de Doutorado. In: Palacky, G.J. & West, G.F.1991. *Airborne Electromagnetic Methods*. In: Nabighian, M.N. ed. *Electromagnetic methods in applied geophysics – applications Part A and B*. SEG – Soc. of Expl. Geophys., Inv in Geophys. 3: 811-879.
- Von Huelsen, M. G. 2007. Interpretação de dados de Eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema Geotem (Domínio do Tempo). Universidade de Brasília - UnB, Distrito Federal, Brasília.: Tese de Doutorado. In: Nabighian, M.N. & Macnae, C.J. 1987. *Electromagnetic Theory for a geophysical applications*. In Nabighian, M.N. Ed, *Electromagnetic methods in applied geophysics. V. 1, Theory, Investigations in geophysics*, SEG, 203-252.
- Von Huelsen, M. G. 2007. Interpretação de dados de Eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema Geotem (Domínio do Tempo). Universidade de Brasília - UnB, Distrito Federal, Brasília.: Tese de Doutorado. In: Ward, S.H. & Hohmann, G.W., 1988. *Electromagnetic theory for geophysical applications*. In: Nabighian, M.N. ed. *Electromagnetic methods in applied geophysics, v.1, Theory, Investigations in Geophysics*, SEG, 203-252.
- Wait, J. 1951. A conducting sphere in a time varying magnetic field. *Geophysics*, 16, 666-672.
- Won, I. J.; Huang H., 2004, *Magnetometers and electro-magnetometers*. The Leading Edge, 2004. Geophex Tutorial available in <http://www.geophex.com/Publications/mag%20emag.pdf>.



ANEXO I



CDI e a profundidade das fontes magnéticas obtidas pela deconvolução de Euler para a linha de voo L10381 do Bloco – Juá.