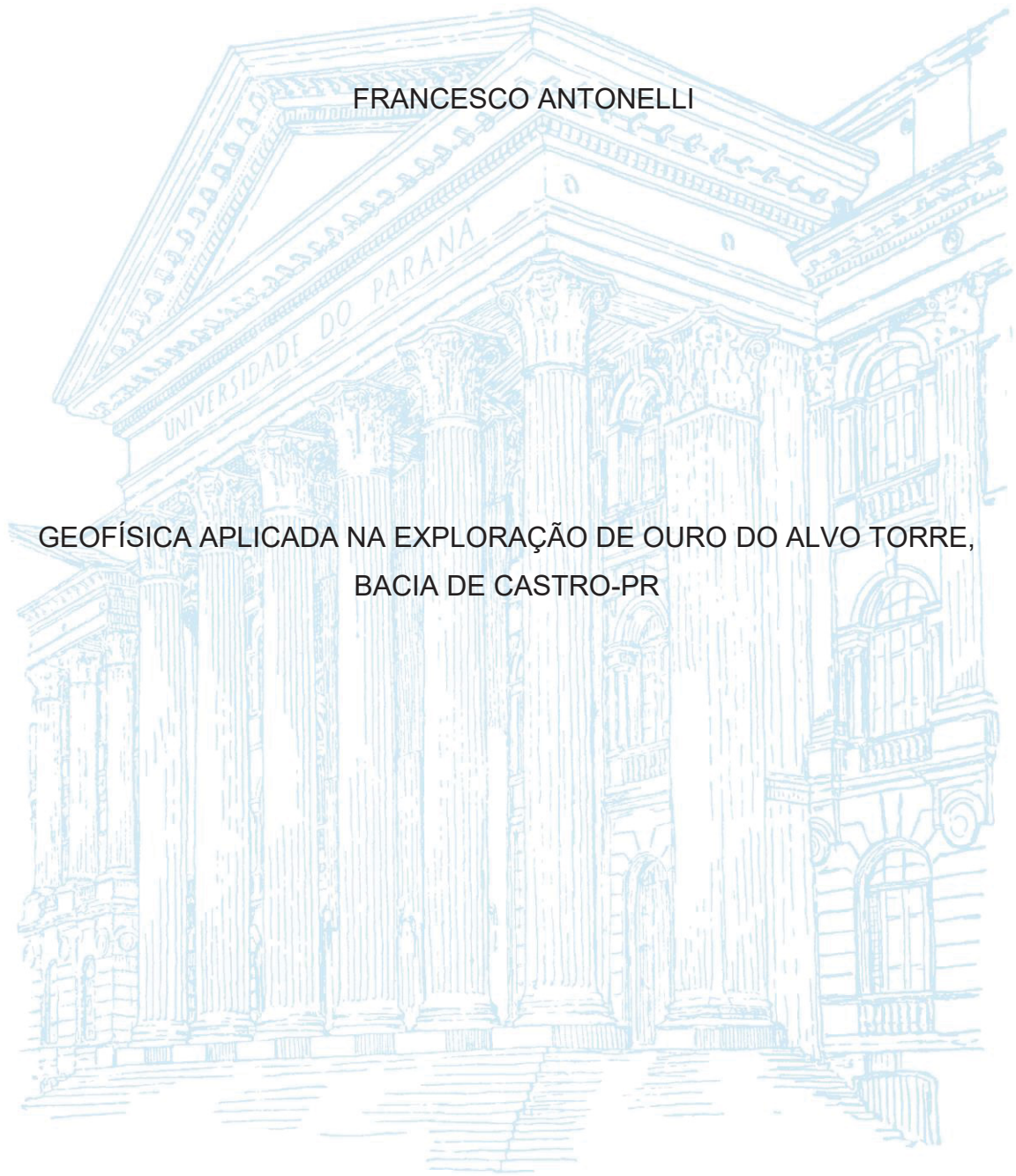


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

FRANCESCO ANTONELLI

GEOFÍSICA APLICADA NA EXPLORAÇÃO DE OURO DO ALVO TORRE,  
BACIA DE CASTRO-PR



CURITIBA

2020

FRANCESCO ANTONELLI

GEOFÍSICA APLICADA NA EXPLORAÇÃO DE OURO DO ALVO TORRE, BACIA DE  
CASTRO-PR

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

Orientador: Prof. Dr. Maximilian Fries

Coorientador: Prof. Dr. Francisco José Fonseca  
Ferreira

CURITIBA

2020

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR  
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

A634g Antonelli, Francesco  
Geofísica aplicada na exploração de ouro do alvo Torre, Bacia de Castro-PR [recurso eletrônico] / Francesco Antonelli. – Curitiba, 2020.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2020.

Orientador: Maximilian Fries.  
Coorientador: Francisco José Fonseca Ferreira.

1. Espectrometria de raios gama. 2. Polarização induzida. 3. Geofísica.  
I. Universidade Federal do Paraná. II. Fries, Maximilian. III. Ferreira, Francisco José Fonseca. IV. Título.

CDD: 550.55

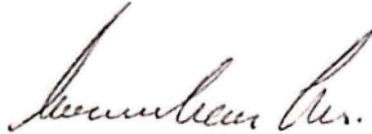
Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de FRANCESCO ANTONELLI intitulada: **GEOFÍSICA APLICADA NA EXPLORAÇÃO DE OURO NO ALVO TORRE, BACIA DE CASTRO-PR**, sob orientação do Prof. Dr. MAXIMILIAN FRIES, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua aprovação no rito de defesa.

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

CURITIBA, 19 de Março de 2020.



MAXIMILIAN FRIES

Presidente da Banca Examinadora (FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA)



WALTER MALAGUTTI FILHO

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE EST. PAULISTA JÚLIO DE MESQUITA FILHO/RIO CLARO)



ODERSON ANTÔNIO DE SOUZA FILHO

Avaliador Externo (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS)

## AGRADECIMENTOS

Aproveito este espaço para expor minha sincera gratidão àqueles que de algum modo contribuíram para o desenvolvimento desta obra, amigos, colegas e professores.

Em primeiro lugar, agradeço aos orientadores Dr. Maximilian Fries e Dr. Francisco José Fonseca Ferreira pelas diretrizes ao longo do percurso, e ao geólogo Rodoilton Stevanato, geólogo e técnico do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA), Departamento de Geologia da UFPR, pelos ensinamentos em campo e em laboratório.

Sou grato à empresa Verdau Mineração Ltda pela parceria no projeto, em especial ao geólogo Vinícius Dias Serrano e ao Prof. Dr. Gustavo Correa Abreu pela confiança e participação, e à geóloga Mariângela Previato e aos auxiliares de campo Jair e Maurício pela ajuda na aquisição geofísica terrestre.

Agradeço ao geofísico Fabrício Rodrigues Castro pela ajuda na coleta de dados geofísicos, ao Prof. Dr. Wander da Cruz, do Departamento de Engenharia Cartográfica e de Agrimensura da UFPR, pelo auxílio no manuseio dos equipamentos topográficos, e ao Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto pelas lições na área de geoestatística e pelo empréstimo do software Geokrige. Também, reconheço as lições recebidas pelo Prof. Dr. Otavio Augusto Boni Licht em estatística e ao Fabio Rigoti, geofísico da empresa Geodecon, pela acessoria em geofísica aplicada.

Um muito obrigado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR) por ceder o espaço físico, equipamentos, softwares e suporte técnico, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de pesquisa fornecida entre o período de 03/2018 a 03/2020.

Cabe ainda uma curta, porém justa nota de agradecimento aos repositórios digitais Sci-Hub e Lib-Gen por tornarem, através da violação dos interesses comerciais de editoras, o meio científico mais democrático, permitindo pesquisadores de todo o mundo a ter acesso a materiais acadêmicos, alguns deles fundamentais para o desenvolvimento da presente pesquisa.

*Beyond a certain point there is no return. This point has to be reached.*

*(Franz Kafka, Aphorisms)*

## RESUMO

A exploração de ouro na Bacia de Castro não é um procedimento simples. Além da complexidade geológica e de estar disseminado em baixos teores, o minério muitas vezes é alojado em veios que raramente afloram devido à alta densidade da cobertura vegetal e espessa camada do solo. De modo a facilitar a determinação de novas jazidas minerais, o presente trabalho sugere a aplicação de métodos geofísicos aéreos e terrestres. Dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos foram utilizados na seleção de possíveis depósitos, uma vez que zonas de alteração hidrotermal e feições estruturais podem ser relacionadas com parâmetros radiométricos e lineamentos magnéticos, respectivamente, e estes, por sua vez, ter associação com o minério. A partir do mapa prospectivo da Bacia de Castro gerado com auxílio da aerogeofísica, uma área potencial foi selecionada para as etapas de aquisição da geofísica terrestre. Métodos elétricos, pelo emprego da eletrorresistividade e polarização induzida, e métodos magnéticos, pela utilização da magnetometria e susceptibilidade magnética, foram desempenhados como ferramentas auxiliares nas pesquisas exploratórias da Verdau Mineração Ltda. Os resultados obtidos com o método de polarização induzida (IP) acusaram uma zona de alta cargabilidade até então desconhecida, que deve ser resposta do veio tabular de composição quartzo-adulária, calcedônia e sericita mineralizado com parcela de sulfetos metálicos disseminados, e da zona de alteração argilítica formada por minerais do grupo illita. As seções de resistividade foram de fundamental importância para mapear falhas de baixo ângulo, caracterizadas nas seções por faixas verticais condutoras, e desta maneira diferenciar os limites da intrusão da rocha hospedeira com a encaixante. A magnetometria revelou uma zona anômala intermediária que pode indicar concentrações de magnetita em meio à matriz de brechas hidráulicas de origem hidrotermal. Respostas magnetométricas usadas em conjunto com o modelo digital de elevação removeram a ambiguidade das anomalias de IP, diferenciando as cargabilidades vinculadas ao depósito das relacionadas ao solo residual e produto dos processos assíncronos de intemperismo dos diques diabásicos. Os resultados obtidos a partir de dados geofísicos 2D e 3D foram confirmados pelas amostras de furos de sondagem. Este trabalho pode ser usado como guia para fases iniciais de campanhas de prospecção aurífera na Bacia de Castro, uma vez que os métodos e técnicas aplicados se mostraram adequados e eficazes.

Palavras-chave: modelagem geofísica, prospecção de ouro epitermal, magnetometria, gamaespectrometria, polarização induzida e resistividade elétrica

## ABSTRACT

The exploration of gold in the Castro Basin is a challenging task. Besides the geology complex and low content, the ore sometimes is hosted in subsurface veins of quartz-adularia with almost none outcrops, by reason of dense vegetation and thick soil cap. Due to these facts, the present work suggests to apply geophysical methods to help to unveil mineralization zones. Airborne gamma-ray and magnetic data were used to select potential deposits since they can indicate hydrothermal alteration zones and geologic structures related to gold, specifically through radiometric parameters and magnetic lineaments, respectively. From the generated prospectivity map of the Castro Basin it was selected an area to employ geophysics on ground, and the chosen area was the Torre Target. Electrical methods, applied by electrical resistivity and induced polarization, and magnetic methods, by use of magnetometry and magnetic susceptibility, were used to aid the exploration research of Verdaú Mineração Ltda through the detection of favorable locals of gold mineralization in the target. The induced polarization method accused an anomalous and unknown zone that must be related with an argillitic alteration zone but also the quartz-adularia, chalcedony and sericite vein, rock where the ore presents higher concentrations of gold and where are parcels of disseminated metallic sulfides. Resistivity sections were fundamental for map vertical faults, features that could be linked with the vein intrusion. Magnetic signals revealed an intermediate zone that must be associated to the concentration of magnetite amid the matrix of breccias, which in turn are associated with the same hydrothermal events. Besides have helped to understand the structural framework of the area, magnetometric responses used together with the digital elevation model removed ambiguities of the induced polarization results, separating the chargeabilities of the deposit from the chargeabilities of the residual soil cap, product of the diabase dykes weathering processes and with no connection. Results obtained from 2D and 3D geophysical data were compared with drilling holes samples and showed good correlation. This work can be used as a guide for exploration research in the Castro Basin since the methods and techniques applied exhibited to be adequate.

Keywords: Geophysical modelling, prospection of epithermal gold, magnetometry, gamma-ray spectrometry, induced polarization and electrical resistivity

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA DE CASTRO .....	12
FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DE CASTRO E DE LOCALIZAÇÃO DO ALVO TORRE. FONTE: MINEROPAR (2006). .....	14
FIGURA 3 - SEÇÃO DE CORTE SENTIDO SW-NE DO AFLORAMENTO DO VEIO DE QUARTZO-CALCEDÔNIA NAS PROXIMIDADES DO ALVO TORRE. O VEIO POSSUI TEOR DE OURO DE CERCA DE 1.2G/T. A LINHA EM BRANCO E HACHURADA REPRESENTA O LIMITE DAS MINERALIZAÇÕES EM STOCKWORK E A LINHA VERMELHA INDICA UMA FALHA NORMAL E SUBVERTICAL SEM TEOR DE MINÉRIO. FOTO GENTILMENTE CEDIDA PELO PROF. DR. GUSTAVO ABREU. ....	16
FIGURA 4 - COMPLEXO VULCÂNICO-PLUTÔNICO COM ÊNFASE NO SISTEMA EPITERMAL DE BAIXA SULFETAÇÃO (BS). MODIFICADO DE BUCHANAN (1981). .....	19
FIGURA 5 - OS CONDICIONANTES DE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EPITERMAIS DA BACIA DE CASTRO-PR E SUAS RESPOSTAS GEOFÍSICAS ESPERADAS. ....	23
FIGURA 6 - ESPECTRO RADIOATIVO TÍPICO DE 40K, 214BI E 208TL RELACIONADOS AO K, U E TH. FONTE: WILFORD ET AL. (1997). ....	26
FIGURA 7 - REPRESENTAÇÃO DAS LINHAS DE CORRENTE E DE POTENCIAL EM UMA SEÇÃO PLANA EM UM ARRANJO DIPOLAR. AB SÃO OS ELETRODOS DE CORRENTE E MN SÃO OS DE POTENCIAL. FONTE: ARAÚJO (2018). .....	36
FIGURA 8 - GEOMETRIA DO ARRANJO DIPOLO-DIPOLO. FONTE: ARAÚJO (2018). ....	38
FIGURA 9 - INTEGRAL DA CURVA DE VOLTAGEM DURANTE UM DECAIMENTO IP. MODIFICADO DE ARAÚJO (2018). .....	40
FIGURA 10 - LIMITES DO PROJETO AEROGEOFÍSICO PARANÁ – SANTA CATARINA (VERMELHO) E LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS NO PROJETO (AMARELO). MODIFICADO DE CPRM (2011). ....	44
FIGURA 11 - MAPA DAS LINHAS DE VOO (ESQUERDA) E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (DIREITA) DA ÁREA DE ESTUDO. ....	44
FIGURA 12 - FLUXOGRAMA DO PROCESSAMENTO DE DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS. ....	45
FIGURA 13 - FLUXO DO PROCESSAMENTO DE DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS. ....	46
FIGURA 14 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (AMARELO) INDICANDO OS PERFIS GEOFÍSICOS (VERMELHO). FONTE: GOOGLE EARTH. ACESSO EM 20 DE FEVEREIRO DE 2018. ....	47
FIGURA 15 – FLUXO DE ATIVIDADES DE PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS TERRESTRES. ....	49
FIGURA 165 - LOCALIZAÇÃO DOS FUROS DE SONDAGEM EM RELAÇÃO À LINHA 3 (L3) E VISUALIZAÇÃO ESPACIAL 3D. ....	51

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>9</b>
<b>2 PROBLEMA E HIPÓTESE</b> .....	<b>10</b>
<b>3 OBJETIVO</b> .....	<b>10</b>
3.1 OBJETIVO PRINCIPAL .....	10
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	10
<b>4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>11</b>
4.1 CONTEXTO HISTÓRICO .....	11
4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO .....	13
4.2.1 Unidades Geológicas .....	13
4.2.2 Mineralizações da Bacia de Castro .....	15
4.2.3 Mineralizações do Alvo Torre .....	16
4.3 SISTEMA HIDROTHERMAL RELACIONADO A COMPLEXOS VULCANO- PLUTÔNICOS RASOS E A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS EPITERMAIS .....	17
4.4 O DEPÓSITO DE OURO EPITERMAL E A SUA ASSINATURA GEOFÍSICA .....	20
4.5 GEOFÍSICA .....	24
4.5.1 GAMAESPECTROMETRIA .....	24
4.5.2 MAGNETOMETRIA .....	28
4.5.3 MÉTODOS ELÉTRICOS .....	35
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>42</b>
5.1 AEROGEOFÍSICA .....	42
5.1.1 Aerogamaespectrometria .....	45
5.1.2 Aeromagnetometria .....	45
5.2 GEOFÍSICA TERRESTRE .....	47
5.2.1 Magnetometria e susceptibilidade magnética .....	48
5.2.2 Eletroresistividade e Polarização Induzida .....	50
5.3 FUROS DE SONDAGEM .....	51
5.4 AMOSTRAS GEOQUÍMICAS .....	52
5.5 MODELAGEM GEOFÍSICA .....	53
<b>6 RESULTADOS E DISCUSSÃO (ARTIGO)</b> .....	<b>57</b>
<b>7 CONCLUSÃO</b> .....	<b>83</b>
<b>8 REFERÊNCIAS</b> .....	<b>84</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O ouro é um metal de história milenar que esteve presente nas mais diversas civilizações, por conta de sua beleza e pelas suas propriedades únicas de estabilidade química, condutividade elétrica e maleabilidade (Galeano, 2010). Puro, ele reflete 99% dos raios infravermelhos e presente em apenas 35% em ligas metálicas as permite alcançar temperaturas de até 3300°C, sendo esse o material mais tenaz e de longa duração disponível a essas temperaturas (MacDonald, 2007). Também, é um material de baixa corrosão. É altamente empregado como reserva monetária, na fabricação de joias e nas indústrias eletrônica e aeroespacial (Corti e Holliday, 2004). Considerando as suas características e aplicações, a dependência de ouro na economia mundial como um dos principais *commodities* conduz geocientistas a uma constante procura do metal ao redor do planeta.

A complexidade envolvida durante a fase exploratória exige cada vez mais demanda por tecnologias. O investimento feito no uso de meios indiretos e não invasivos visando a otimização da prospecção mineral é compensado pela eficiência e economia de tempo e custos. Como exemplo tem-se a geofísica, que dirige a etapa preliminar da pesquisa mineral detectando e delimitando alvos exploratórios em variados ambientes geológicos (Gouvêa, 2013).

A geofísica de exploração mineral é empregada em estudos que visam, através da leitura das propriedades físicas de rochas e do mapeamento de estruturas geológicas, a localização de minerais de minério, consistindo em uma abordagem reconhecida e ampla no auxílio à seleção de áreas com potencial aurífero (Gunn and Dentith, 1997; Ford *et al.*, 2007; Robert *et al.*, 2007).

Em situações em que o ouro é de origem hidrotermal, para melhor interpretar o potencial e a localização das mineralizações o reconhecimento do cenário geológico e topográfico é combinado com dados sobre alterações mineralógicas, anomalias geoquímicas e resultados geofísicos (Irvine e Smith, 1989; Airo, 2002). Esse conjunto de informações serve como base de informações para a primeira fase da pesquisa mineral em prospectos deste tipo (Hedenquist e White, 1995).

## **2 PROBLEMA E HIPÓTESE**

O problema reside em optar pelas e performar as melhores ferramentas para a prospecção em veios num dos principais e mais complexos metalotetos auríferos do sul do país. O trabalho testa a hipótese de que seja possível a identificação de alvos mineralizados em ouro na Bacia de Castro a partir de estudos das propriedades elétricas, magnéticas e radiométricas, partindo do pressuposto de que as características físicas das rochas possuem contraste suficiente para serem detectadas através da geofísica.

## **3 OBJETIVO**

### **3.1 OBJETIVO PRINCIPAL**

O objetivo geral da pesquisa consiste em contribuir no refinamento geológico/estrutural e na determinação de áreas prospectivas de ouro na Bacia de Castro, estado do Paraná. É proposto, a partir das respostas geofísicas anômalas, a detecção e delineamento de estruturas, falhas/fraturas, veios associados e halos hidrotermais correlacionáveis à ocorrência do minério.

### **3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Para centrar o objetivo principal, o trabalho foi subdividido em cinco etapas específicas:

- a. Definir lineamentos magnéticos-estruturais e zonas de provável alteração hidrotermal para toda a área de abrangência da bacia através do uso de dados aerogeofísicos;

- b. Compor um banco de dados com informações geofísicas, geoquímicas, estruturais e de ocorrências auríferas para integração e aponte de áreas prospectivas;
- c. Analisar um alvo específico, no caso o alvo Torre, através da geofísica terrestre;
- d. Gerar modelos geofísicos 3D do depósito;
- e. Confirmar as anomalias geofísicas terrestres através de amostragem direta obtida por furos de sondagem.

## 4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 4.1 CONTEXTO HISTÓRICO

Historicamente, a Bacia de Castro tem sido alvo de pesquisas de interesse exploratório. Seoane (1999) remete as primeiras atividades garimpeiras em Castro no início-metade do século XVIII pela ação dos jesuítas, que extraíam ouro em aluvião ao longo de afluentes do Rio Iapó. Muito posteriormente, foram desenvolvidas ao longo das últimas décadas pesquisas de caracterização geológica sobre o Grupo Castro e região, cujos estudos tiveram seu início tardio quando comparado com outras unidades geológicas do Escudo Paranaense. Segundo Moro (1993), dentre as explicações para este fato estaria o escasso número de afloramentos e o alto nível de intemperismo das rochas, que dificultaram levantamentos detalhados de informações acerca da área (Figura 1).

Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico focados na Bacia de Castro foram realizados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, que abrangeu diversas outras porções do Escudo. Essas pesquisas foram desenvolvidas em meados dos anos 1960 por Lopes et al. (1966), Muratori *et al.* (1966), Trein *et al.* (1966), Trein & Fuck (1967) e Bertoldo *et al.* (1970). Contudo, apesar da importância destes trabalhos, o número de informações técnicas ainda era insuficiente.

Em 1978 o Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Levantou os primeiros dados geofísicos da região através do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul – PSMS (CPRM, 1978). Pesquisas de viés econômico foram alavancadas pelas instituições

Mineropar e Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) na metade da década de 1980 até início da década de 1990.

Dentre as pesquisas de cunho acadêmico, as teses de Moro (1993) e Seoane (1999) se destacam como importantes referências. Moro (1993) reuniu pesquisas bibliográficas para gerar o modelo conceitual da região, desenvolvida a partir de análise de amostras de rocha, dados litoquímicos, químicos, geocronológicos e estruturais. Seoane (1999) fez uso de sistemas de informações georreferenciadas para gerar representações gráficas da distribuição de ouro local, cuja concentração foi correlacionada com a morfologia do relevo e da drenagem. O mesmo autor gerou os primeiros mapas prospectivos e caracterizou o modelo epitermal da bacia.

Em 2010 as atividades minerárias e de pesquisa por parte do setor privado foram retomadas no local pela empresa Terra Pura Ltda, que foi substituída posteriormente pela Verdau Mineração Ltda, iniciando esta última as operações em 2014. Considerada uma área de potencial de exploração pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a região está classificada como de relevante interesse mineral (ARIM), sendo incluída no ARIM-Vale do Ribeira. Em 2016 o mapeamento geológico de detalhe e a coleta de amostras geoquímicas aprimoraram a carta geológica e ajudaram a definir prospectos na região, que desde 2011 já contava com dados geofísicos aéreos atualizados, adquiridos através do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (CPRM, 2011). A mesma companhia levantou informações técnico-científicas de detalhe nos anos 2016-2018 em alvos determinados com base nos resultados de seus trabalhos anteriores.

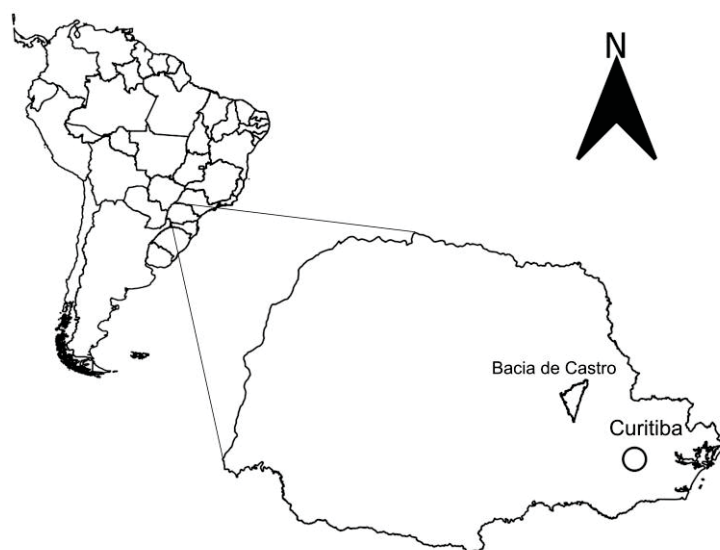


Figura 1 - Localização da Bacia de Castro

## 4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.2.1 Unidades Geológicas

Localizada no extremo oeste do Escudo Paranaense, a região de Castro é composta por rochas sedimentares imaturas do Proterozóico Superior (pós-Brasiliano), cujas formações se desenvolveram ao longo do Eo-Cambriano ( $543 \pm 2\text{Ma}$ ) e Eo-Ordoviciano ( $490 \pm 3\text{Ma}$ ), durante o início da era Paleozóica (Reis Neto *et al.*, 1994; Silva, 2001; CPRM, 2016). Nela está inserido o Grupo Castro, formado basicamente por intercalações vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente ácidas. As principais rochas que compõem o grupo são riolitos, gerados por uma série de pulsos magmáticos, andesitos, pelitos laminados, rochas piroclásticas (ignimbritos, brechas e tufos) e conglomerados polimíticos, sendo as rochas sedimentares de granulação variada. O conjunto de intercalações/sucessões finas possui cerca de 3000 m de espessura e, de acordo com Moro (1993), o grupo foi dividido da base ao topo em quatro unidades: (I) Unidade Vulcânica Inferior, constituída por andesito, riolito, tufo, ignimbrito e conglomerado; (II) Unidade Sedimentar Inferior, composta por siltito com intercalações de arenito fino e lamito, além de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias; (III) Unidade Vulcânica Superior, formada por riolito, ignimbrito, quartzo-latito, tufo e brecha piroclástica; (IV) Unidade Sedimentar Superior, constituída por conglomerado, arenito conglomerático e arenito feldspático.

A Bacia de Castro envolve uma área de cerca de 800 km<sup>2</sup> e suas rochas não apresentam metamorfismo expressivo. Anteriormente classificada como de antepaís (Seoane 1999), hoje a bacia é entendida como sendo do tipo rifte (CPRM, 2016) do Neoproterozóico (1000-540 Ma). Os eventos tectônicos rúpteis que ocorreram a partir da quebra da Plataforma Sul-americana (Reis Neto *et al.*, 1994; Silva, 2001) foram responsáveis por gerarem ao longo do processo uma série de falhas extensionais e cujas estruturas estão associadas com a formação geológica (Figura 2).

Atualmente são reconhecidas cinco unidades na Bacia de Castro (Mineropar, 2006):

- a. Associação Sedimentar Inferior (OicSi): Arenitos arcossianos, siltitos e lamitos, planície de inundação e fácies lacustres;

- b. Associação Sedimentar Superior (OiCss): Conglomerados polimífticos de leques aluviais;
- c. Vulcânica Ácida II (OiCva1): Riolitos;
- d. Vulcânica Ácida I (OiCva2): Quartzo latitos, brechas, tufos, ignibritos;
- e. Vulcânica Ácida-Intermediária (OiCvi2): Andesitos, tufos, ignibritos e conglomerados subordinados;

Além do Grupo Castro, a bacia é contemplada pelos arenitos micáceos e feldspáticos da Formação Furnas (Df) do Grupo Paraná, pelos depósitos aluvionares indiferenciados do Holoceno (Qha) e pelos diques diabásicos (JKdb) do Mesozóico.

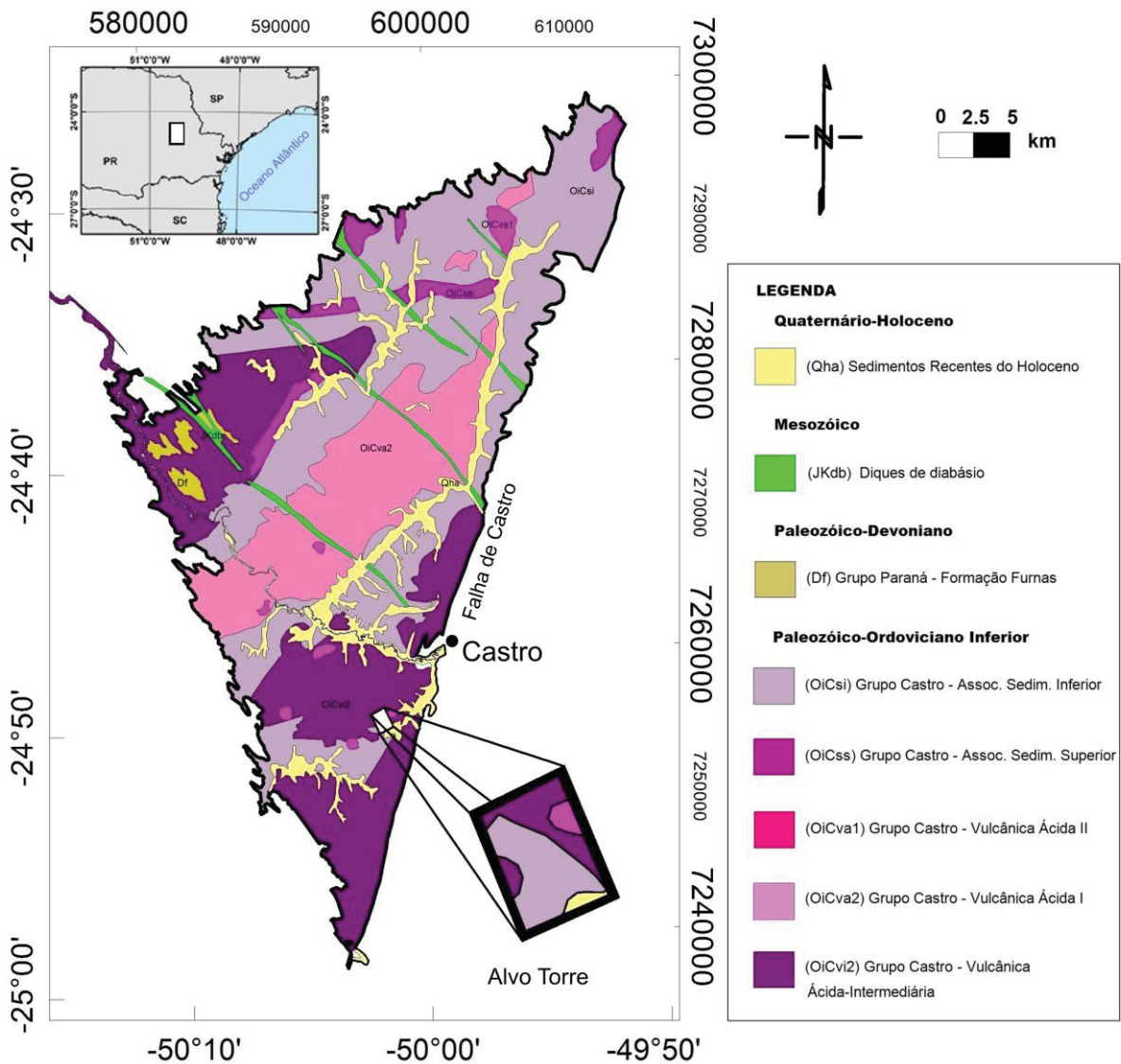


Figura 2 - Mapa geológico da Bacia de Castro e de localização do Alvo Torre. Fonte: Mineropar (2006).

As unidades litológicas e feições estruturais que a compõem apresentam direção preferencial NE-SW, associada a um conjunto de cisalhamentos centrais e pela Falha de Castro, que separa a bacia sedimentar do Complexo Cunhaporanga. Esta estrutura marca a transição entre as unidades vulcano-sedimentares do Grupo Castro e os granitóides ediacaranos à leste, enquanto que a bacia é limitada à oeste pelas rochas sedimentares silurianas e devonianas da Formação Furnas, da Bacia do Paraná. A Bacia de Castro também recobre a parte sul do Cinturão Ribeira e abrange a porção oeste do Complexo Granítico Cunhaporanga (Guimarães, 2000; Almeida, 2010). Importante ressaltar o cerrado de diques microdioríticos (127-160 Ma) que corta a bacia na direção geral NW-SE, entre outras estruturas importantes nesta direção.

#### 4.2.2 Mineralizações da Bacia de Castro

As mineralizações verificadas na Bacia de Castro são classificadas como de sistema epitermal de baixa sulfetação (*low-sulphidation*), isto é, a parcela de sulfetos como mineral constituinte da rocha é menor do que 5% (Biondi, 2015). Os depósitos estão associados às falhas normais de baixo ângulo e falhas inversas, desenvolvidas durante os movimentos extensionais da formação da bacia (CPRM, 2016). Segundo Seoane (1999), os domos riolíticos maciços e as demais rochas félsicas e intermediárias têm boa associação com o minério, cujas mineralizações mais importantes se expressam disseminadas nos veios de quartzo, mais especificamente no contato por falhamento entre riolitos e siltitos e em fraturas adjacentes. Neste contexto, foi verificada uma correlação positiva entre o aumento de sílica, que atinge o máximo nos silexitos, e teores de ouro.

Os veios descritos por Sillitoe e Hedenquist (2003) têm como composição quartzo-sericita, adularia e calcedônia e são apontados como característicos de ambiente extensional e magmatismo bimodal, sendo a mesma ideia validada no recente trabalho da CPRM (2016), que mostrou que as maiores concentrações de ouro para os três alvos investigados também ocorrem em zonas de silificação, e em menor quantidade disseminados em riolitos e associados com illita. Serrano (2018) apontou faixas mineralizadas em veios quartzosos, quartzo ferruginosos e quartzo adularia na Fazenda São Gabriel, em Carambeí-PR.

Além do potencial aurífero, ocorrem na Bacia de Castro extrações de argila, brita, ferro e saibro, sendo a exploração já iniciada em alguns depósitos (CPRM, 2016).

#### 4.2.3 Mineralizações do Alvo Torre

No alvo Torre foram descritas parcelas auríferas em brecha hidráulica silico-ferruginosa na forma de veios, nas encaixantes de rochas vulcânicas e sedimentares hidrotermalizadas. Os veios de quartzo tabulares horizontais e sub-horizontais variam de 2 a 200 metros de largura e são compostos pela assembleia de minerais de ganga quartzo-adularia, característica de ambientes extensionais com magmatismo bimodal (CPRM, 2016). Próximo das intrusões as rochas são muito alteradas pela ação hidrotermal, dificultando a separação em unidades litológicas (Figura 3).



Figura 3 - Seção de corte sentido SW-NE do afloramento do veio de quartzo-calcedônia nas proximidades do Alvo Torre. O veio possui teor de ouro de cerca de 1.2g/t. A linha em branco e hachurada representa o limite das mineralizações em stockwork e a linha vermelha indica uma falha normal e subvertical sem teor de minério. Foto gentilmente cedida pelo Prof. Dr. Gustavo Abreu.

O depósito do alvo Torre possui reserva total de 4.055.861 toneladas de minério, com teor médio de 0,43 g/t e calculada para teor de corte de 0,2 g/t (CPRM, 2016), ou 1,74 t de ouro contido. Para fins comparativos, os teores de ouro em rocha são, em média, 0,03 ppm (0,03g/t) em conglomerados e cerca de 0,004 g/t em rochas ígneas, e em minas brasileiras o teor de ouro varia 0,4 ppm a 46,7 ppm (Gouvêa, 2013).

#### 4.3 SISTEMA HIDROTHERMAL RELACIONADO A COMPLEXOS VULCANO-PLUTÔNICOS RASOS E A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS EPITERMAIS

A alteração hidrotermal é um processo complexo e que envolve mudanças texturais, químicas e mineralógicas devido à interação físico-química do fluido aquecido com as rochas adjacentes. É através das trocas iônicas que as formações de novos minerais ocorrem. Os tipos de alterações vão depender da origem e composição do fluido, da rocha hospedeira, pH, eH, razão fluido/rocha e tempo de vida do sistema (ou tempo de interação), enquanto a capacidade do fluido de transportar o mineral dependerá da temperatura, pressão, pH, salinidade, reações de redução-oxidação (redox) e teor de enxofre (MacDonald, 2007).

Os depósitos epitermais são classificados em três subtipos, de baixa, média e alta sulfetação, cada qual denotado pela assembleia mineralógica e suas variações, ocorrência e associação geoquímica (Taylor, 2007), mas que basicamente remete à porcentagem de sulfeto na rocha do depósito em questão. Apesar do termo ter sido originalmente atribuído às mineralizações que ocorrem em baixas temperaturas, os depósitos epitermais de Au ( $\pm$ Ag) são erroneamente considerados todos aqueles formados em profundidades rasas (Biondi 2015).

Ultimamente têm-se definido como depósito epitermal aqueles formados em profundidades menores que 1500 metros sob pressões médias e temperaturas que variam entre 50-300°C (Pirajno, 1992; Taylor, 2007). Esses depósitos são encontrados próximos de centros de magmatismo e vulcanismo, fontes responsáveis pela energia geotermal do sistema. São relacionados com eventos de riftes intercontinentais em ambientes extensionais, onde as maiores jazidas se formam nas fraturas associadas à falha principal, cujas estruturas podem ser reativadas diversas vezes por processos tectônicos ao longo do tempo geológico (Biondi, 2015).

Em sistemas epitermais típicos, o magma ascendente e com baixo conteúdo de água alimenta o sistema através do calor. No estágio final, a maior parcela dos fluidos se deve pela percolação de águas meteóricas ou, na minoria dos casos, por sistemas aquíferos (Biondi, 2015). A água em contato com o sistema termal do plúton irá desenvolver células de convecção, cujas soluções hidrotermais são ativadas em pulsos nos diversos estágios da evolução geodinâmica de uma bacia tipo rifte. Processos diagenéticos nas bacias extensionais combinados com as soluções hidrotermais promoverão o acúmulo de minérios a partir da precipitação química, mudança na composição mineralógica e substituição de sedimentos (Pirajno, 1992; Biondi, 2015).

Em um modelo dinâmico, zonas individuais de mineralização em ambientes de baixa sulfetação podem apresentar particularidades, mas em geral formam depósitos filoneanos ou venulares (MacDonald, 2007). Os depósitos desse sub-sistema são condicionados por uma série de intrusões magmáticas, podendo o magma apresentar caráter bi-modal. A sericita e a adularia são minerais característicos deste tipo de depósito, diferenciando-se dos depósitos de ácido-sulfetados que possuem maior número de sulfuretos devido ao alto teor de enxofre. Isto se deve pela forte participação da água meteórica e com isso oxigênio na composição dos fluidos hidrotérmicos. Além do conjunto adularia-sericita, estão rochas carbonáticas, como calcita, e gangas de quartzo, calcedônia e pirita em baixo teor. Os depósitos se formam em meio às rochas encaixantes de composição variante, mas com predominância de riolitos e andesitos e em maior parte porfiríticos (Biondi, 2015).

No modelo conceitual (Figura 4), são descritos dois cones de alteração, sendo o maior e mais externo marcado por clorita, carbonato e illita. A camada interna é diferenciada por processos de argilização mais acentuados e com maior concentração de minerais de illita e sericita (Figura 1). Veios de quartzo, albita e adularia preenchem cisões por onde os vapores e líquidos percolaram outrora, sendo resultado da cristalização destes. O horizonte saturado em água será também a zona de maior presença de sílica. Seoane (1999) cita a presença de lagos como forte indicativo dentro do contexto. A interação de águas meteóricas com sistemas hidrotermais convectivos favorece a precipitação de metais e essa feição geográfica se apresenta associada com domos riolíticos e relacionada com lavas e sedimentos controlados por fraturas anelares, locais onde se desenvolvem as calhas preenchidas (*moats*).

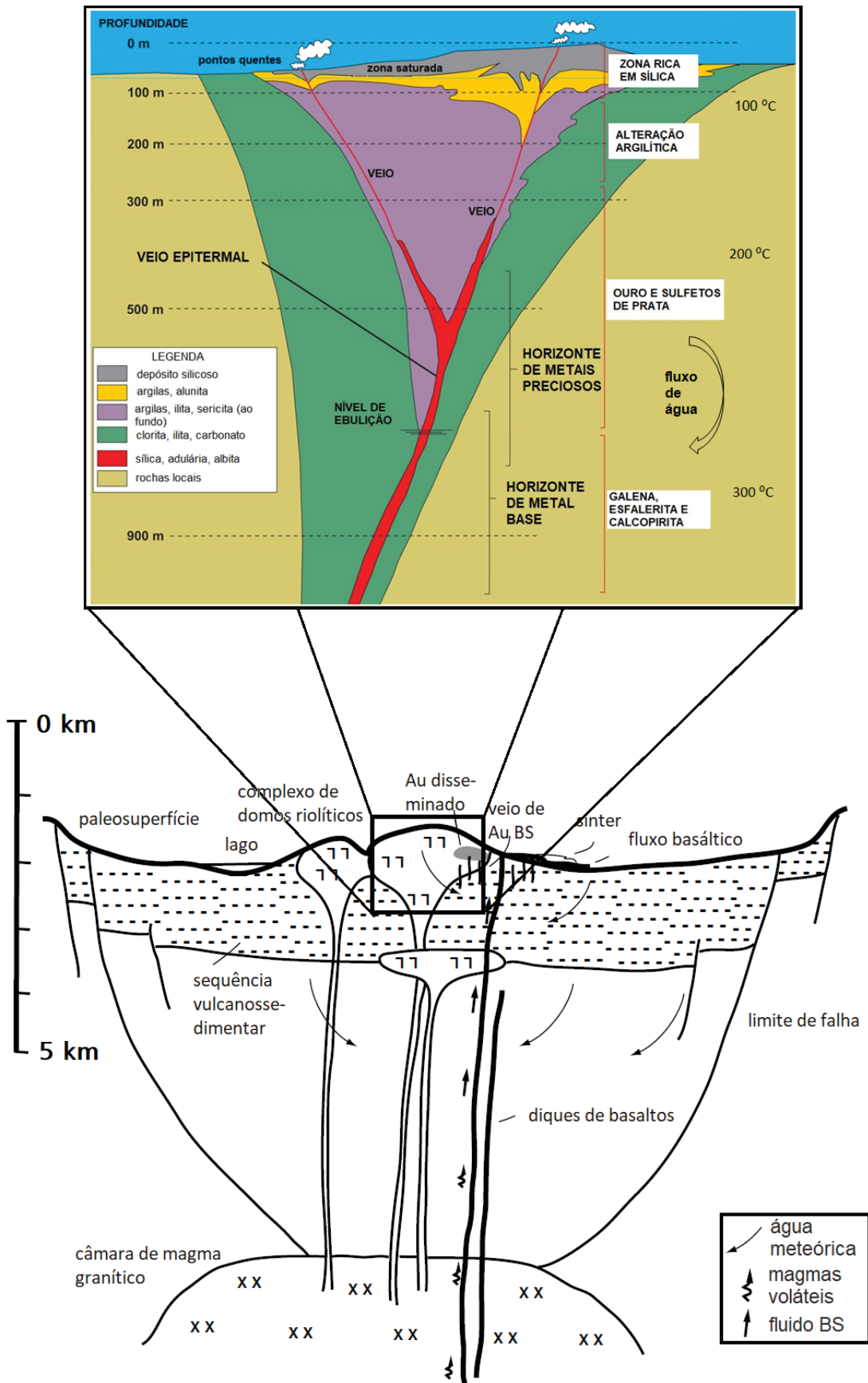


Figura 4 - Complexo vulcânico-plutônico com ênfase no sistema epitermal de baixa sulfetação (BS). Modificado de Buchanan (1981).

As formas e dimensões dos depósitos são regidos principalmente pela densidade e magnitude do sistema de falhas (Biondi, 2015). As jazidas mais importantes normalmente são concentradas em forma de filões no interior de domos riolíticos ou disseminadas em brechas e nos veios de quartzo com textura bandada em meio à sílica amorfa. A zona mineralizada normalmente não ultrapassa 200 metros em extensão vertical e os halos hidrotermais são estreitos, com cerca de 10 metros de diâmetro em superfície, caracterizando o baixo volume de depósito desse tipo (Hedenquist, 2005; Biondi, 2015).

#### 4.4 O DEPÓSITO DE OURO EPITERMAL E A SUA ASSINATURA GEOFÍSICA

Estudos foram feitos para que se encontrassem indicativos que facilitassem a extração mineral em depósitos deste tipo. Porém a tarefa não é simples, uma vez que

“a alteração associada aos efeitos hidrotermais e ao ouro epitermal difere para cada prospecto, a depender de fatores como idade geológica, tipo de rocha, natureza dos fluidos e nível de erosão” (Irvine e Smith, 1989, p.409).

A zona de alteração, que é parte dos processos geotérmicos que acompanham a intrusão do veio, dificulta a separação das unidades geológicas, mascarando uma possível resposta geofísica. Em consequência de apresentarem diferentes formas, variarem de veios de quartzos estreitos a extensos depósitos disseminados e se localizarem em ambientes geológicos bastante diversificados, é difícil atribuir uma resposta geofísica padrão para os depósitos epitermais, podendo as assinaturas serem ainda mais discretas em terrenos alcalinos (Modriniak e Marsden, 1938). Entretanto, Morrell *et al.* (2011) cita a importância dos métodos magnéticos, radiométricos, elétricos e gravimétricos para definir a natureza e localização de depósitos epitermais, bem como quais seriam as respostas geofísicas esperadas. Outros trabalhos também validam a utilidade destes métodos em prospectos do mesmo tipo, suportando a ideia de que a geofísica constitui uma alternativa para tal aplicação (Irvine e Smith, 1989; Allis, 1990;; Feebay *et al.*, 1998).

Segundo White e Hedenquist 1995, os eventos de hidrotermalismo epitermal típico incluem como principais processos a formação de óxidos de ferro, silicificação

e argilização. Com isso, dentre as significativas variações nas propriedades físicas das rochas estão o desequilíbrio na concentração dos radioelementos, interferência nas propriedades magnéticas e a criação de zonas de alta cargabilidade, podendo também implicar na variação de densidade decorrente do preenchimento de poros e/ou cavidades das rochas, ambos os últimos dois pelo acréscimo de argilominerais na matriz (Allis, 1990; Airo, 2002; Airo e Meranen, 2008), além de parcela do aumento de densidade observada ser devido ao preenchimento de espaços vazios pelos sulfetos metálicos maciços ou disseminados (Gouvêa, 2013).

A alteração argilítica intermediária é o ambiente principal dos depósitos epitermais de baixa sulfetação e se caracteriza por gerar o par *ilita* (*sericita*) – *adularia* (Hedenquist *et al.*, 2000; Hedenquist, 2005). A *adularia* é um feldspato alcalino formado em condições de baixa temperatura, como nos veios de sistemas epitermais, presente nos processos de hidrotermalização ou de retrometamorfismo sobre feldspatos alcalinos e outros minerais aluminosilicosos potássicos. A maior quantidade de cristais de *adularia* resulta no acréscimo do conteúdo total de potássio (K) nas rochas (Pereira *et al.*, 2019). É possível também verificar anomalias uraníferas nos mesmos locais, pois sua ocorrência natural é conferida em óxidos e silicatos e sua mobilidade ocorre pela adsorção em óxidos de ferro hidratados, minerais argilosos e coloides (Dickson e Scott, 1997). O tório apresenta uma relação direta com o aumento da sílica em rochas ígneas (Dickson e Scott, 1997) e pode desempenhar um papel importante considerando que o minério também é encontrado disseminado em vulcânicas ácidas (Seoane, 1999; CPRM 2016). Sendo assim, o método gamaespectrométrico pode se mostrar útil para detectar a extensão e a localização de halos hidrotermais em superfície. Como o ouro está associado com rochas félsicas e ambientes compostos por grande quantidade de argilominerais, espera-se uma correlação positiva entre os parâmetros radiométricos citados e zonas de interesse.

Além da resposta espectrométrica de raios gama, zonas de alteração argilítica provocam, quando incentivadas por fluxos de cargas elétricas, o fenômeno de polarização de membrana, detectável pelo método da polarização induzida (IP) (Orellana, 1972). Assim, as altas cargabilidades devem remeter principalmente aos minerais do grupo *ilita*, mas é atribuída a mesma resposta como indício de sulfetados metálicos quando em concentrações discretas. Os valores de cargabilidade alcançam dezenas de mV/V em ambientes argilizados, podendo alcançar algumas centenas de mV/V devido ao aumento da presença de sulfetos na sua forma não oxidada (Schön,

2011; Gouvêa, 2013). Os sulfetos geram os mais altos valores de cargabilidade. As resistividades aparentes têm os mínimos valores sobre sulfetos metálicos maciços e disseminados contínuos (Orellana, 1972). Em geral, argilas hidratadas com alto grau de saturação favorece a propagação da corrente elétrica, mas o efeito é contrário quando estas se apresentam no meio secas e/ou compactadas (Schön, 2011).

A magnetometria desempenha dois papéis fundamentais na localização de depósitos. O método contribui tanto na identificação da rocha e dos processos tardios que nela ocorreram ao mesmo tempo que desvela a trama estrutural em subsuperfície.

Em primeiro lugar, é sabido que descontinuidades litológicas (contatos) e lineamentos estruturais (falhas/fraturas) causam perturbações no campo magnético (Reynolds, 2011), e que essas estruturas estão entre os principais controladores de minérios (Biondi, 2015). Portanto, o mapeamento de marcadores estruturais pode ser empregado numa fase prospectiva preliminar, uma vez que os veios mineralizados devem intrudir nas falhas geológicas primárias, estando os depósitos de maior interesse alojados nas estruturas secundárias (Seoane, 1999).

Ademais, a magnetometria é utilizada para avaliar a magnetização das rochas e, eventualmente, atribuir indiretamente respostas aos inferidos depósitos pela distribuição dos padrões magnetométricos de duas formas antagônicas. Isso porque o mineral mais magnético, a magnetita, muitas vezes compõe a matriz de brechas hidráulicas de composição riolítica, além dos óxidos de ferro não magnéticos hematita e goethita (Seoane, 1999) e ao conjunto quartzo-sericita e adularia-calcidônia que também não apresenta magnetização (Schön, 2011). Contudo, é possível que os minerais percam suas características magnéticas devido ao calor gerado pelos fluidos aquecidos com temperaturas (T) acima do ponto de Curie, e principalmente por processos de oxidação, na transformação  $Fe^{+2}$  para  $Fe^{+3}$ . Essas condições conduzem na substituição da magnetita por hematita, do que decorre a anulação do magnetismo local (Matthews, 1976; Lagoeiro, 1998; Diniz *et al.*, 2005). No que implica na redução drástica das amplitudes das anomalias magnéticas, tal efeito é melhor observado em depósitos situados em *greenstone belts* (Airo, 2001; Airo e Mertanen, 2008). Porém, as baixas temperaturas de um sistema epitermal (até 350°C) podem não ser suficientes para desmagnetizar as rochas afetadas pelos processos tardios. Segundo Butler (1998), a saturação de um material ferromagnético, ou seja, o máximo de

magnetização, diminui com o aumento de T. Para a magnetita esse valor é de 580°C enquanto a saturação magnética da hematita é 680°C em atmosfera oxidante (Pullaiah *et al.*, 1975). Portanto, é possível atribuir a um depósito anomalias magnéticas tanto positivas como negativas em relação ao *background*, a depender do nível de alteração que ocorreu no sistema entre outros fatores (MacDonald, 2007). A Figura 5 ilustra resumidamente as respostas geofísicas associadas com as rochas e condicionantes estruturais de ouro na Bacia de Castro.

### CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA PARA PROSPECÇÃO DE DEPÓSITOS AURÍFEROS EPITERMAIS NA BACIA DE CASTRO-PR

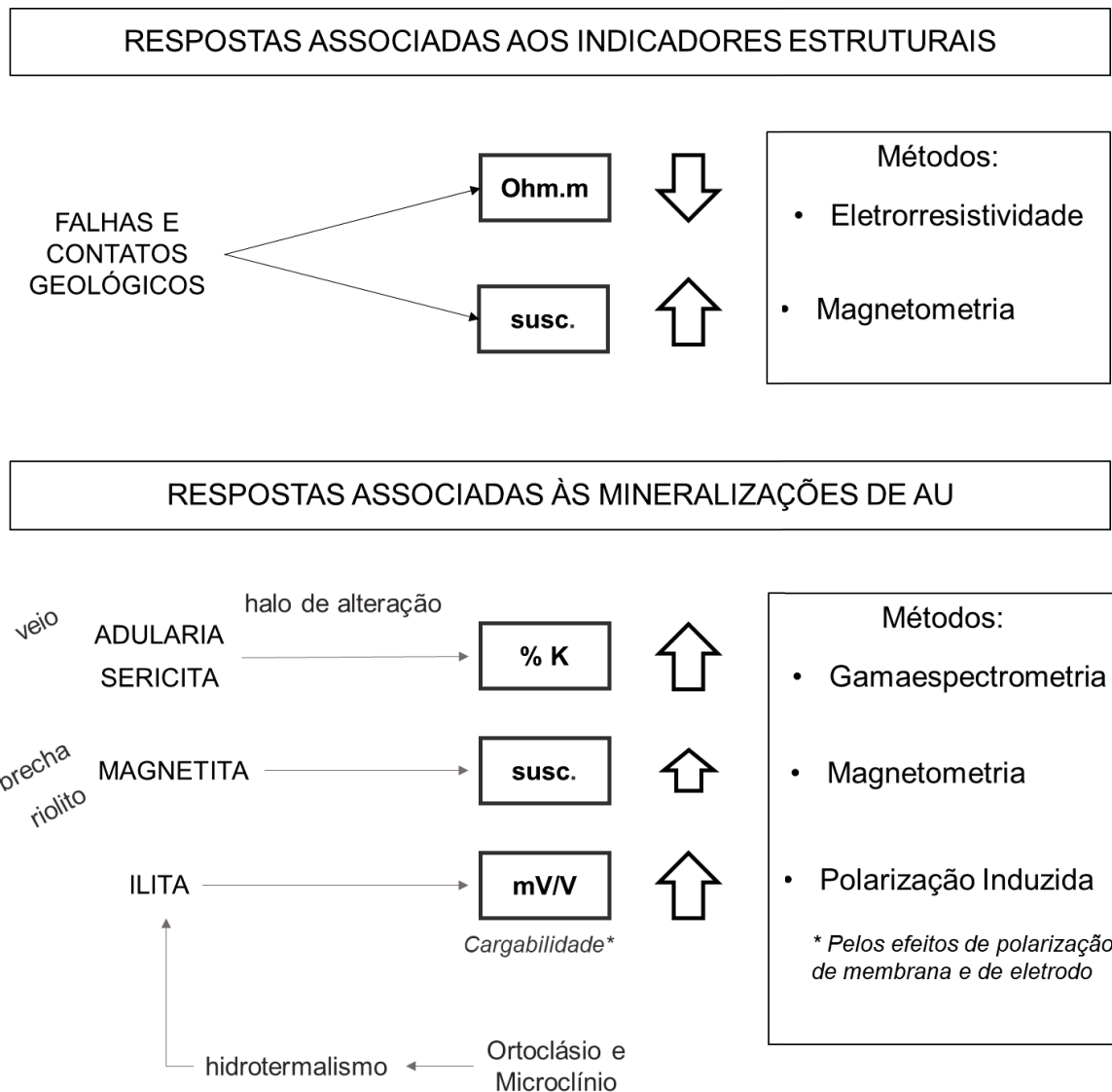


Figura 5 - Os condicionantes de mineralizações auríferas epitermais da Bacia de Castro-PR e suas respostas geofísicas esperadas.

Partindo do conhecimento obtido através da bibliografia, é sensato dizer que as respostas fornecidas pela geofísica para depósitos auríferos epitermais em rochas ácidas podem não delimitar a estrutura do veio, mas devem acusar a área de influência hidrotermal, distinguindo grupos de rochas altamente alteradas daquelas inalteradas ou fracamente afetadas pelos processos formadores de minérios. Tais zonas são relacionadas com anomalias magnéticas (positivas ou negativas), altas concentrações radiométricas de K e eventualmente U, e zonas de alta cargabilidade devido às argilas e sulfetos metálicos, provavelmente encontradas próximas de estruturas de baixa resistividade.

#### 4.5 GEOFÍSICA

Nesse item serão brevemente revisados os fundamentos e técnicas dos métodos geofísicos utilizados para a realização da presente pesquisa.

##### 4.5.1 Gamaespectrometria

A prospecção de raios gama, ou gamaespectrometria, é um método geofísico passivo que permite medir pela contagem da energia gama ( $\gamma$ ) liberada durante o processo natural de decaimento radioativo a concentração dos elementos potássio (K), urânio (U) e tório (Th) nos primeiros 30 cm de solo (Dickson e Scott, 1997). A maior parte desta radiação é originária de radioisótopos em condições de instabilidade atômica que, na busca pelo seu equilíbrio, liberam energia ionizante na forma mais energética. A radiação gama é lançada durante o salto quântico, quando o elétron passa de uma órbita mais externa (mais energética) para uma mais interna (de menor energia), provocando modificações na estrutura nuclear (Gilmore, 2008).

Os três radioelementos estão presentes na composição da maior parte dos minerais formadores das rochas, sendo exequível a associação entre o litotipo e pedogênese do ambiente a partir do espectro de radiação individual e da contagem total (Dentith e Mudge, 2014). É através de leituras realizadas por um gamaespectrômetro que se extrai informações sobre a distribuição e o conteúdo destes elementos. O método é largamente empregado em mapeamento geológico e seleção de áreas de potencial econômico na prospecção mineral (Reynolds, 2011).

#### 4.5.1.1 Os radioelementos K, U e Th

O potássio (K) é um elemento alcalino de fórmula química simples e que compõe cerca de 2,35% da crosta. A energia emitida através do decaimento do isótopo  $^{40}\text{K}$  se encontra no pico energético 1,46 Mev (Figura 3). Na maioria das rochas está hospedado em feldspatos, principalmente ortoclásio e microclínio, e micas. Como decorrência de sua solubilidade nas águas, o potássio é facilmente erodido, retrabalhado e transportado por longas distâncias. Seu conteúdo é baixo em rochas máficas, como basaltos, e muito baixo em dunitos e peridotitos (ultramáficas) enquanto pode ser relativamente alto em rochas félsicas como granitos (Scott e Dickinson, 1997). O potássio pode ser enriquecido em rochas originadas de processos hidrotermais, devido à assembleia mineralógica dominada por quartzo e feldspato potássico (Pereira *et al.*, 2019).

O urânio (U) é um metal de baixa abundância em rochas e solos, com média de cerca de 3 ppm na composição total. Está presente na forma de três isótopos:  $^{238}\text{U}$ , que representa 99,28% da abundância do urânio natural,  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$ , onde apenas os dois primeiros isótopos constituem série de decaimento, sendo a terceira um produto intermediário da série  $^{238}\text{U}$ . É detectado principalmente pela energia do isótopo filho bismuto  $^{214}\text{Bi}$ . Nas rochas ígneas o estado de valência é  $\text{U}^{4+}$ , sendo imóvel em baixa temperatura e pressão, mas pode ser totalmente oxidado e assumir valência  $\text{U}^{6+}$  em condições hidrotermais e supergênicas ou quando a água subterrânea contém uma apreciável quantidade de oxigênio, assumindo sua forma mais móvel  $\text{UO}_2^{2+}$  (Skeppström e Olofsson, 2007). Sua mobilidade ocorre através de adsorção com óxidos de ferro hidratados, coloides e minerais de argila e por redução para a forma solúvel  $\text{U}^{6+}$  quando a água encontra meios redutores, como por exemplo zonas enriquecidas com pirita ou carbonato. Deve formar espécies solúveis quando ligado a íons como  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  e a quantidade do urânio que pode ser mobilizada a partir de granitos é determinada por seus minerais hospedeiros. O zircão e a xenotima são estáveis durante o hidrotermalismo podendo, através de precipitações em condições redutoras ou retenção em óxidos de ferro, formar depósitos de interesse econômico ao longo da superfície dos grãos ou microfraturas (Scott e Dickinson, 1997).

O tório (Th) é encontrado com aproximadamente 12 ppm nas rochas crustais. Como é insolúvel em água, raramente é detectado longe da rocha-fonte.

Diferentemente de K e U, a solubilidade em condições normais de Th é baixa, mas pode sofrer desfragmentação e dissolução em meios ácidos. Assim como o urânio, o tório também é retido em argilominerais e coloides com Fe e Ti em sua composição e sua mobilidade deve estar associada com o transporte de grãos. É encontrado apenas na forma  $\text{Th}^{4+}$ . Entre os isótopos filhos, o  $^{208}\text{Tl}$  é o responsável por produzir maior energia de radiação no espectro de intensidade de raios gama. O tempo de decaimento da série para atingir equilíbrio atômico é de apenas 40 anos e normalmente fornece boas respostas radiométricas (Scott e Dickson, 1997). De maneira geral, o aumento do conteúdo de sílica na composição das rochas ígneas implica uma mudança mais acentuada na quantidade de Th em comparação ao K e U. Partindo deste conhecimento, um aumento no conteúdo de tório para a mesma rocha félsica pode servir como indicativo de processos de diferenciação magmática (Scott e Dickson, 1997). A Figura 6 indicando os fotopicos do  $^{40}\text{K}$ , do  $^{214}\text{Bi}$  e do  $^{208}\text{Tl}$  e os intervalos respectivas do potássio, do urânio e do tório na janela espectral (Scott e Dickson, 1997).

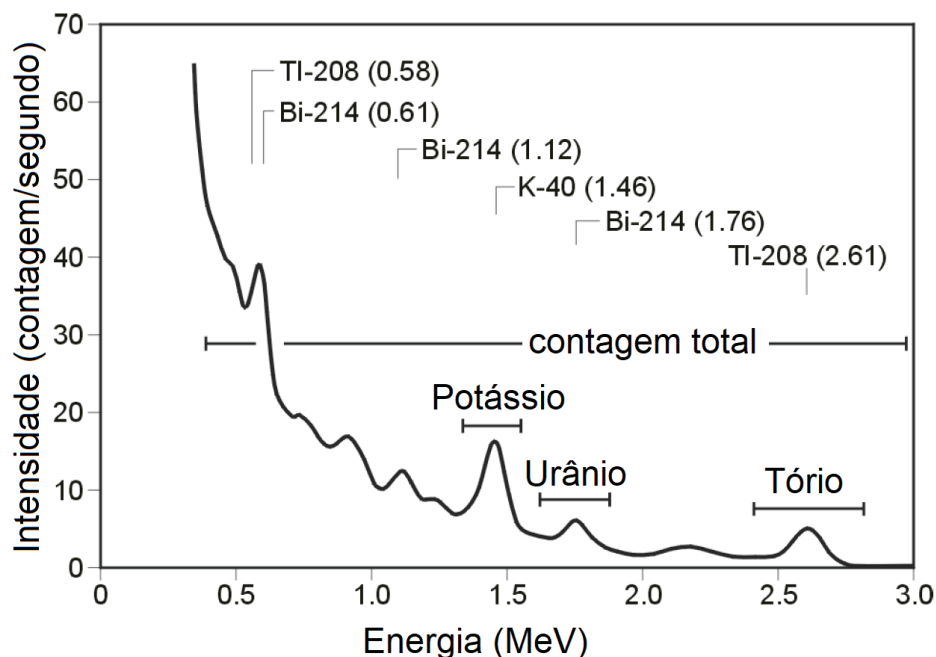


Figura 6 - Espectro radioativo típico de  $^{40}\text{K}$ ,  $^{214}\text{Bi}$  e  $^{208}\text{Tl}$  relacionados ao K, U e Th. Fonte: Wilford et al. (1997).

Como explicado nos dois parágrafos anteriores, tanto U como Th não emitem radiação gama durante o decaimento, sendo a contagem destes elementos registrados através dos seus isótopos equivalentes. Por isso, na literatura nacional, é

acrescido o prefixo “e” antes das siglas, ou seja, “eU” e “eTh”, ou escrito na norma técnica inglesa  $U_{eq}$  e  $Th_{eq}$ .

#### 4.5.1.2 Os parâmetros radiométricos sugestivos de hidrotermalismo potássico

Como o potássio e o urânio possuem alto poder de migração em relação ao tório em condições não adversas, é possível o acúmulo em fase líquida de K e U nas soluções hidrotermais. Devido a esse padrão de comportamento, a assinatura gamaespectométrica característica de zonas de hidrotermalismo em rochas félsicas é dada pelas concentrações potássicas (Pereira et al., 2019) e uraníferas, realçadas pelo fator F. O fator F é um parâmetro de medição que simplesmente multiplica o conteúdo de K e eU, que são mais susceptíveis à remobilização, e divide pelo eTh, que é fixo (Gnojek e Prichytal, 1985). Além deste, os mapas do potássio anômalo (Kd) e urânio anômalo (Ud) também podem ser indicativos de zonas de alteração hidrotermal (Pires 1995). O primeiro parâmetro (Kd) acusa locais modificados por ação de fluidos tardios aquecidos em litotipos de composição ácida, devido ao enriquecimento potássico principalmente pela formação dos minerais adularia e sericita. A adularia é um feldspato alcalino formado em condições de baixa temperatura e presente nos veios epitermais. As rochas sericíticas, como o filito e o xisto, têm em sua composição o mineral sericita, que também está presente nos processos de hidrotermalização ou de retrometamorfismo sobre álcali-feldspatos e outros minerais alumossilcosos potássicos. As rochas desse tipo possuem grande vulnerabilidade à alteração intempérica e seus índices de porosidade e resistência são altamente dependentes dos processos de hidratação.

Para o cálculo dos mapas F, Kd e Ud são usadas as fórmulas matemáticas descritas abaixo.

$$F = K \frac{eU}{eTh} \quad \text{EQ.1}$$

$$Kd = \frac{(Ks - Ki)}{Ks} \quad \text{EQ.2}$$

$$U_d = \frac{(U_s - U_i)}{U_s} \quad \text{EQ.3}$$

Onde  $K_d$  (%) e  $U_d$  (%) são os desvios dos valores reais a partir dos valores ideais calculados, dos respectivos elementos potássio e urânio. A equação  $K_i$  representa o valor ideal do potássio, calculado pela razão entre a média do conjunto de dados de K e de Th e definido a partir da concentração do tório para determinado ponto de observação ( $Th_s$ ). De forma análoga,  $U_i$  é o valor ideal do urânio para a estação de medida específica (Pires, 1995).

$$K_i = \frac{\text{média } K_s}{\text{média } Th_s} Th_s \quad \text{EQ.4}$$

$$U_i = \frac{\text{média } U_s}{\text{média } Th_s} Th_s \quad \text{EQ.5}$$

#### 4.5.2 Magnetometria

A magnetometria é um método que extrai informações geológicas da subsuperfície com base nas leituras pontuais ou contínuas do campo magnético terrestre. Com ela é possível estimar a profundidade e a geometria de fontes causativas com o objetivo de se obter dados litoestruturais (Reynolds, 2011). O método se baseia no fato de certos materiais possuírem capacidade de distorcer o campo magnético existente, seja por efeito de indução ou por fornecerem uma magnetização independente do campo externo, desde que apresentem minerais magnéticos em sua composição (Telford, 1990; Reynolds, 2011).

Para o levantamento magnetométrico, o campo indutor é o próprio campo magnético terrestre, que é natural, dipolar e soma dos campos geomagnéticos principal e secundário. Conforme a teoria do geodínamo (Merrill *et al.*, 1996), o campo principal é gerado através do movimento de fluidos condutores no núcleo externo, composto pelos metais fundidos ferro (condutor) e níquel (não-condutor), sendo os movimentos de rotação da Terra e convecção das correntes mantélicas fundamentais para o surgimento e permanência do campo magnético (Bastos, 2012; Pinheiro, 2012). Esse campo representa cerca de 90% do total do campo magnético terrestre e

é responsável pelas variações decadais e seculares observadas nos valores absolutos do campo total para um mesmo ponto da Terra (Frigo, 2013; Antonelli, 2016). O campo secundário, ou externo, corresponde a ~1% e é resultado da interação entre os ventos solares, a magnetosfera e o plasma ionosférico. A região da ionosfera é composta por partículas de alta energia e ionizada pela radiação solar. A magnetosfera por sua vez é o “escudo” magnético que envolve o corpo celeste e é o controlador dos processos eletrodinâmicos da atmosfera, sendo também limite de influência do campo magnético (Pinheiro, 2012; Frigo, 2013). O fenômeno de choque entre as partículas cósmicas e a magnetosfera afeta as cargas elétricas livres na ionosfera e com isso o campo magnético terrestre, cujas manifestações mensuradas na ordem de segundos e dias na escala temporal apresentam-se através de sinais de baixa frequência nos dados magnéticos (Merril, 1992). Há uma terceira componente, que é o campo crustal. Ele é gerado pelas rochas magnéticas na camada mais superficial da Terra e se prolonga até a profundidade de Curie. Esse campo, chamado de campo magnético anômalo (CMA), é responsável pelo restante do campo total (cerca de 10%) (Pinheiro, 2013).

Na geofísica de exploração, variações do campo devem estar relacionadas diretamente com heterogeneidades crustais. Para atribuir a anomalia magnética às rochas do meio crustal deve-se utilizar os valores resultantes do campo total medido corrigido das oscilações diurnas e subtraído do modelo matemático do campo principal, chamado de *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). Entretanto, a interpretação deve considerar as variáveis geográficas, topográficas, temporais e antrópicas e removê-las devidamente dos dados de forma que essas influências não interfiram ou até mesmo mascarem respostas geológicas. As leituras corrigidas, realizadas em nanoTesla (nT), exibem valores negativos e positivos e refletem o sentido e a intensidade de magnetização (Reynolds, 2011).

#### 4.5.2.1 O magnetismo das rochas

Para entender a anomalia magnética é indispensável ter conhecimento do que pode condicionar a resposta desse método. Os principais fatores de distorção da anomalia são a intensidade, direção e sentido do vetor magnetização.

O vetor magnetização possui grande influência nos dados e a intensidade do vetor resultante depende da soma vetorial entre a magnetização induzida e

remanente, que também depende da anisotropia magnética. Quando os materiais assumem uma magnetização com polaridade do campo magnético da época em que se formaram, eles apresentam uma magnetização dita remanente e que não responde ao campo de indução, ou seja, permanecem independentes do campo atual (Reynolds, 2011).

O ângulo de inclinação do vetor varia de 0 a +90° no hemisfério Norte magnético e de 0 a -90° no hemisfério Sul magnético. A susceptibilidade magnética ( $\kappa$ ), definida simplesmente como a forma que a magnetização do corpo responde a um campo aplicado, pelo quociente entre a intensidade de magnetização (M) quando é submetido e o campo magnético (H). É uma propriedade física inerente a todos os materiais e de grande importância na prospecção geofísica (Shön, 2014, Telford *et al.*, 1990). No método é definida como uma tendência do material de interagir com um campo magnético. Sendo assim, pode-se dizer que a resposta magnética de um corpo, em um dado ponto da Terra, é determinada pelas susceptibilidades de seus minerais (Telford *et al.*, 1990). É uma medida adimensional, mas depende do sistema de M e H, de tal sorte que:  $1\kappa(\text{cgs})=4\pi\kappa(\text{SI})$ , relacionada da seguinte forma:

$$M = \kappa H \quad \text{EQ.6}$$

Rochas compostas por minerais de alta susceptibilidade magnética são aptos a se magnetizarem com mais intensidade. Os minerais de maior susceptibilidade são a magnetita, a pirrotita, a goethita e a ilmenita. Em geral as rochas sedimentares exercem menor influência no mapeamento magnético sendo as susceptibilidades magnéticas mais baixas quando comparadas com as ígneas e metamórficas. Os maiores valores são referentes às rochas cristalinas do embasamento, intrusivas e extrusivas de composição básica e ultrabásica (Reynolds, 2011; Shön, 2014).

A magnetização de uma rocha pode ter diversos processos de origem, como por exemplo a remanência térmica, que ocorre quando a rocha ígnea atinge o ponto de Curie durante o processo de solidificação e “congela” o momento magnético dos spins de seus minerais com sentido do campo magnético, além dos outros tipos de remanência como a química, detrítica, isotermal, viscosa e termoquímica (Reynolds, 2011; Shön, 2014).

Como visto, as características dos sinais, como forma, amplitude e polaridade dependem, além da composição mineralógica da rocha, da localização geográfica,

orientação espacial, dimensão, formato, disposição e profundidade do corpo causativo. Para a interpretação e análise geológica são aplicados processos de filtragem por meio de técnicas de realce.

#### 4.5.2.2 Técnicas de processamento e filtros de realce

##### 4.5.2.2.1 Redução ao polo (*Reduction to magnetic Pole - RTP*)

A redução ao polo (RTP) é empregada de forma a centralizar a anomalia à fonte simulando levantamentos em regiões de máxima latitude magnética (polos geomagnéticos) e simula o sinal considerando apenas a componente da magnetização induzida. Proposta inicialmente por Baranov (1957) e Baranov e Naudy (1964), o algoritmo vem sofrendo constantes evoluções (Grant e Dodds, 1972; Hansen e Pawlowski, 1989; Mendonça e Silva, 1993; Li e Oldenburg, 2001; Li, 2008; Yao *et al.*, 2010), cujos aprimoramentos tornam o filtro um produto cada vez mais confiável. A dificuldade reside no processo de inversão no domínio no número de onda e os estudos visam principalmente o melhoramento no desempenho da modelagem de anomalias magnéticas em baixas latitudes, locais onde os sinais magnetométricos apresentam menores amplitudes e baixa estabilidade, e a diminuição na dependência da orientação do vetor magnetização. A solução do RTP é uma técnica usual no processamento de dados e é aplicada para análises qualitativas e semiquantitativas. A operação pode ser assumida pela descrição matemática da EQ.7 (Weihermann *et al.*, 2018):

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - \text{icos}(I) \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cos^2(D - \theta)] * [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]} \quad \text{EQ.7}$$

Onde,  $\theta$  é a direção do número de onda,  $I$  é a inclinação magnética,  $D$  é a declinação magnética,  $\theta$  o número de onda e “ $Ia$ ” a inclinação para correção de amplitude.

#### 4.5.2.2.2 Continuação ascendente (*Upward continuation – UPW*)

A Continuação ascendente é utilizada para simular o campo potencial em qualquer ponto acima de uma superfície plana. Assim, cálculos são feitos para simular distâncias maiores entre o solo e o detector, ou corpo causativo e altura do sensor. O processo de continuação ascendente é frequentemente empregada em dados aerogeofísicos e tende a atenuar anomalias oriundas de fontes locais rasas, caracterizadas no espectro de potência como altas frequências, e seleciona comprimentos de onda de frequências mais baixas associados a corpos mais profundos e de maior dimensão, sendo o filtro também aplicado como alternativa simples para remoção de ruídos (Blackely, 1995).

O operador mais simples de Continuação ascendente é definido pela fórmula integral descrita na expressão EQ.8, quando os dados de campo potenciais são medidos em uma altura de superfície com constante  $z_0$  e continuados para algum plano de maior altitude quando  $\Delta z > 0$  e  $z$  assume valor negativo externamente (Fedi *et al.*, 1999; Mastellone *et al.*, 2013):

$$u(x, y, z_0) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{U(x' y' e_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx' dy' \quad \text{EQ.8}$$

. A equação 8 (EQ.8) é uma integral de convolução e pode ser resolvida a partir da transformada de Fourier e do teorema da convolução (Lima, 2017).

#### 4.5.2.2.3 Cosseno direcional (*directional cosine - DC*)

A predominância de feições geológicas em determinada direção pode gerar distorções nos resultados interpolados provocando um alongamento na direção destes corpos no sentido da menor amostragem e o uso da função cosseno minimiza o problema de feições espúrias associadas com a transformada discreta de Fourier. Para filtrar isoladamente esses artefatos é acionada a operação chamada cosseno direcional (DC). Durante a aplicação, as opções de ângulo e grau são escolhidas, sendo o ângulo de azimute paralelo às anomalias tendenciosas que devem surgir com maior eixo perpendicularmente às linhas de maior densidade de pontos. Uma outra

aplicação comum para este filtro é a corrugação de dados magnéticos mal nivelados (Dentith e Mudge, 2014) e para remover ou selecionar sinais de corpos geológicos com grande predominância em determinada direção, como em zonas de enxames de diques (Weihermann *et al.*, 2018).

#### 4.5.2.2.4 Derivadas Direcionais $\left(\frac{\partial M}{\partial x}, \frac{\partial M}{\partial y}, \frac{\partial M}{\partial z}\right)$

Os filtros que utilizam derivadas direcionais fornecem as variações abruptas do campo em uma direção, revelando a maior taxa de variação nos valores da grandeza medida em um dos três eixos selecionados, caracterizando dessa forma o conceito matemático do gradiente. Os mapas das derivadas  $x$   $\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)$  e  $y$   $\left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)$  são bons produtos de realce de descontinuidades geológicas, como limites de corpos, contatos e falhas. Da mesma forma que as derivadas horizontais  $x$  e  $y$ , a derivada vertical  $\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)$  ou gradiente vertical acusa variações na direção do eixo  $z$ . A primeira derivada vertical fornece valores positivos acima da fonte causativa, zero nas bordas, e negativos fora do corpo. Porém, nem sempre o zero coincide nos limites e isso vale para diferentes ordens da derivada (Blackely, 1996).

#### 4.5.2.2.5 Amplitude do Sinal Analítico (Analytical Signal Amplitude - ASA)

Desenvolvido por Nabighian (1972) representa a intensidade do campo em dados potenciais a partir da amplitude do gradiente total. Foi primeiramente aplicado para revelar anomalias geradas por corpos bidimensionais (2D), cujo filtro atualmente é conhecido como Gradiente Horizontal. Roest *et al.*, (1992) definiu o sinal analítico 3D utilizando a transformada generalizada de Hilbert e inserindo a componente vertical na relação. Desta forma, para representar corpos 3D em dados magnetométricos faz-se o uso dos três componentes vetoriais do campo de indução, onde a intensidade da anomalia do campo magnético 3D na localização  $x,y$  é calculada a partir de três derivadas ortogonais:

$$A|(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial z}\right)^2} \quad \text{EQ.9}$$

Como o ASA assume que todos os corpos causativos possuem magnetização uniforme, a direção da magnetização não interfere, apenas a amplitude do sinal e a direção preferencial (*strike* geológico em relação ao vetor magnetização), tornando o problema da magnetização remanente muito menor. Para anomalias magnéticas 2D, o formato e a amplitude do sinal analítico não se alteram conforme a mudança na direção da magnetização ou do campo magnético local (Nabighian, 1972), pois no cálculo a influência do vetor magnetização é removida. Porém, Roest *et al.* (1992) afirmam que o mesmo não é válido para anomalias tridimensionais, ainda que sejam quase independentes. A resultante do sinal analítico é anomalia centralizada acima dos contatos dos corpos com a localização dos máximos da função (x,y) variável com a profundidade e o mergulho da fonte causativa.

#### 4.5.2.2.6 Inclinação do Sinal Analítico (ISA ou Tilt Angle -TDR)

A Inclinação do Sinal Analítico – ISA ou também chamado *Tilt Angle* centraliza o máximo da anomalia na fonte causativa e equaliza as amplitudes magnéticas em dados potenciais. Esta técnica de realce foi descrita pela primeira vez por Miller e Singh (1994) e representa o arco-tangente da razão entre a derivada vertical e a amplitude do gradiente horizontal total, que é expressa pela seguinte equação (EQ.10):

$$ISA = \arctan \left( \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad \text{EQ.10}$$

Os valores limitam-se a  $\pm 90^\circ$  ( $\pm 1.6$  rad) e tem a propriedade de manter no mesmo patamar a amplitude das anomalias independente das profundidades. O contorno de valor zero da função TDR coincide com as bordas das fontes gravimétricas e magnéticas reduzidas ao polo. Esse filtro é muito utilizado no traçado de lineamentos e tem aplicação no realce de estruturas profundas e de longo

comprimento de onda, que são mascaradas por outras fontes mais rasas ou de amplitude maior (Weihermann *et al.*, 2018).

#### 4.5.3 Métodos Elétricos

A corrente elétrica pode ser definida como um fluxo de partículas carregadas tanto positivas (prótons) quanto negativas (elétrons). Ela é medida em Ampères (A) pelo Sistema internacional (SI), que por definição equivale ao fluxo de cargas elétricas em uma superfície na taxa de 1 Coulomb por segundo (Bastos, 2012). Resultado de uma diferença de potencial ( $\Delta V$ ) imposta sobre um circuito fechado, a magnitude do fluxo depende da resistência do material do circuito. Para a maioria dos materiais, rochas inclusas, a corrente através do resistor aumenta proporcionalmente com a voltagem através dele, obedecendo a lei de Ohm (EQ.11). A corrente será propagada mais facilmente por caminhos condutivos (zonas de baixa resistividade) que, no campo da geofísica, podem indicar presença de água e de rochas compostas por minerais de grafita, óxidos de ferro e argilas hidratadas com alto grau de saturação (Shön, 2011).

A lei de Ohm diz que a resistência elétrica é dada pela divisão entre a voltagem (V) e a corrente elétrica (I):

$$R = \frac{V}{I} \quad \text{EQ.11}$$

No entanto, apesar de considerar a resistência (R) na equação, a resistividade de determinado material não depende apenas das suas propriedades elétricas, mas também da sua estrutura geométrica. Considerando um condutor homogêneo onde L é o comprimento do condutor e S sua área, temos a seguinte relação entre resistência e resistividade (EQ.12):

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad \text{EQ.12}$$

Sendo a condutividade ( $\sigma$ ) a simples relação inversa (EQ.13):

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad \text{EQ.13}$$

#### 4.5.3.1 Eletrorresistividade

A eletrorresistividade (RES) é aplicada no ambiente geológico para o inferimento de litotipos, zonas de alteração, fraturamento e saturação sem necessidade de reconhecimento direto (Braga, 2016). O método, como o nome sugere, mede a resistividade elétrica ( $\rho$ ) do meio quando uma corrente elétrica é aplicada. As resistividades poderão ser caracterizadas pela diferença de voltagem, ou também chamada de diferença de potencial (ddp), lidas através de eletrodos ligados a um receptor. No caso de um arranjo dipolar o dispositivo é composto por eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN) (Figura 7).

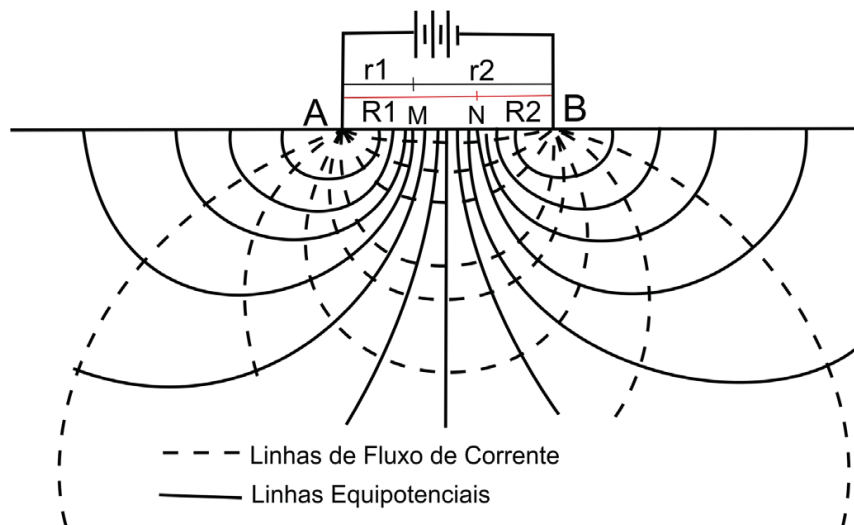


Figura 7 - Representação das linhas de corrente e de potencial em uma seção plana em um arranjo dipolar. AB são os eletrodos de corrente e MN são os de potencial. Fonte: Araújo (2018).

A resistividade é medida em Ohm.m ( $\Omega.m$ ), onde  $r$  é a distância entre o eletrodo de corrente e o ponto no qual o potencial é medido (EQ.14):

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad \text{EQ.14}$$

Em um meio homogêneo e isotrópico a resistividade calculada será constante e independente da configuração eletródica (Braga, 2014). Assim, a ddp de cada eletrodo é dada por uma única fórmula que se repete para outros dipolos (EQ.15 e EQ.16):

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad \text{EQ.15}$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad \text{EQ.16}$$

De modo dedutivo, a diferença de potencial para determinada posição de eletrodos MN será  $\Delta V_{MN} = V_M - V_N$  (EQ.17):

$$\Delta V_{MN} = \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad \text{EQ.17}$$

Mas como sabemos, a crosta não é um meio homogêneo e isotrópico. Dessa forma, o que obtemos *a priori* é a resistividade aparente  $\rho_a$ . A resistividade aparente depende do fator geométrico  $k$ , que é próprio de cada dispositivo geoeletrico em função da distância relativa entre eletrodos (EQ.18).

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad \text{EQ.18}$$

A partir dos cálculos de resistividade aparente a resistividade elétrica de uma camada pode ser parametrizada posteriormente através de processos matriciais de inversão, estendendo para um modelo anisotrópico de múltiplas camadas (Shi, 1998; Yin 2000).

#### 4.5.3.2 A técnica do imageamento elétrico e o arranjo dipolo-dipolo

Levantamentos geoeletricos 2D são realizados quando se objetiva amostrar variações laterais em subsuperfície pela distribuição das propriedades físicas elétricas. O emprego dos ensaios bidimensionais é normalmente aplicado para mapear feições verticalizadas, como diques, veios e falhas, mas também para a detecção de camadas sub-horizontais ou mesmo horizontalizadas de modo que forneça uma estimativa abrangente da geologia do local (Braga 2016). Para tal, faz-

se uso da técnica do caminhamento elétrico (CE), que através do avanço e disposição dos eletrodos em contato com o solo oferece uma solução eficaz na detecção de corpos e estruturas. Entre os diferentes dispositivos eletródicos de contato galvânico um dos mais utilizados é o dipolo-dipolo (Loke, 1999).

O arranjo dipolo-dipolo é um arranjo tradicional e vastamente empregado em trabalhos de prospecção geoeletrica (Telford *et al.*, 1990; Orellana, 1972; Braga 2014). O dispositivo é composto basicamente por um dipolo de injeção de corrente AB e um dipolo de potencial MN, cuja distância D entre AB e MN para o primeiro nível n são iguais. As distâncias entre os eletrodos se mantêm fixas ao longo do levantamento, sendo o arranjo inteiro deslocado a cada ponto de leitura para a obtenção de amostragem lateral. A investigação de múltiplos níveis simultaneamente é possível aumentando o número de eletrodos de potencial e somando a distância D do centro dos dipolos em múltiplos de n.a, onde a profundidade de investigação z será maior quanto maior for essa distância (Figura 8).

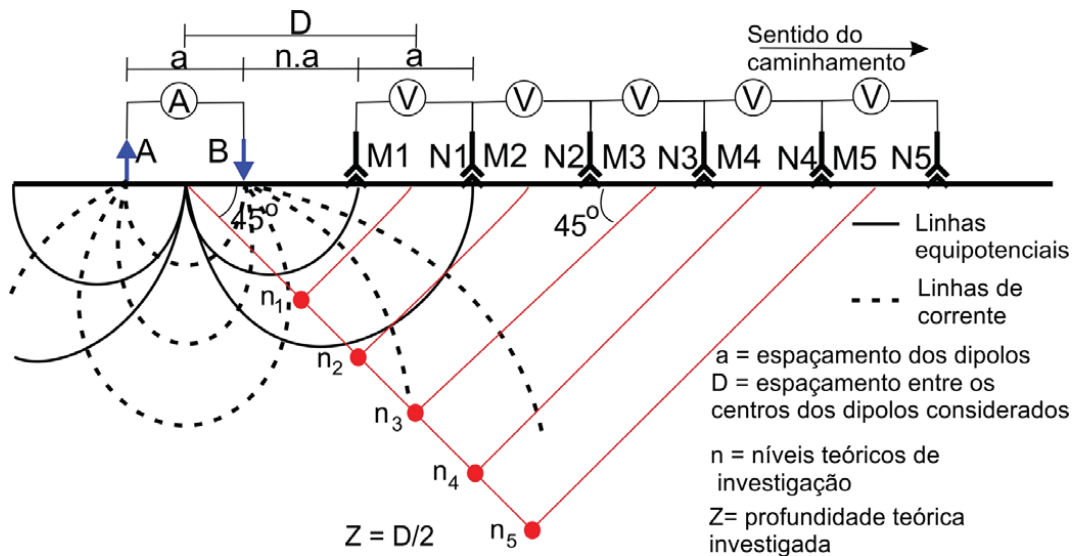


Figura 8 - Geometria do arranjo dipolo-dipolo. Fonte: Araújo (2018).

Para cada nível n, arranjo dipolo-dipolo possui o fator geométrico (k) expresso na seguinte forma (EQ. 19):

$$k = \pi n (n + 1) (n + 2) a \quad \text{EQ.19}$$

E a diferença de potencial ( $\Delta V$ ) medida entre MN será (EQ.20):

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi\sigma na(n+1)} \quad \text{EQ.20}$$

O arranjo dipolo-dipolo é o mais sensível entre os arranjos tradicionais e conseqüentemente o mais susceptível à ruídos. Apesar de apresentar baixa razão sinal-ruído, a boa resolução lateral, a capacidade do emprego multicanal e a praticidade na aquisição justificam a sua aplicabilidade (Loke, 1999).

#### 4.5.3.4 Polarização Induzida (IP)

O método da Polarização Induzida (IP) descreve as leituras de tensão elétrica em função do tempo ou frequência (Sumner, 1976). A principal aplicação do IP está na localização de jazidas minerais, mas pode ser empregado como método auxiliar em estudos hidrológicos (Orellana, 1974).

##### 4.5.3.4.1 O efeito IP

A energia potencial elétrica proveniente de uma corrente energizante tende a retornar a zero após sua interrupção, fenômeno conhecido como decaimento da voltagem transiente. O efeito IP surge quando existe um atraso no decaimento transiente, fazendo com que o campo elétrico desapareça mais lentamente do que o normal. Essa sobretensão também é chamada de polarização induzida ou residual e surge devido certas partículas do solo funcionarem de forma análoga aos capacitores, sendo capazes de armazenar cargas. É devido à presença de minerais condutores metálicos e minerais ou grãos de argila no solo e rochas que o campo elétrico se mantém no sistema por um tempo maior, com duração na ordem de milissegundos ou segundos. Quanto mais polarizável o material for, maior será o tempo até a tensão elétrica sumir por completo (Orellana, 1974). O fato de que em meios polarizáveis o tempo de decaimento do campo elétrico, ou o retorno da corrente no seu estado normal, ser mais lento do que em meios impolarizáveis, fornece ao método a possibilidade da separação de materiais ou corpos geológicos em um espaço plano ou tridimensional. Existem dois domínios de medida da variação do IP. Como o presente trabalho utiliza apenas a voltagem no domínio do tempo (IP-Tempo), não será mencionado o IP no domínio da frequência.

#### 4.5.3.4.2 O IP no domínio do tempo (IP-tempo)

Os parâmetros de medida da polarização induzida no domínio do tempo são determinados pelas características ou forma da curva do potencial transiente. O processo de observação do decaimento da voltagem primária ocorre durante o corte de energia no sistema. A base do método IP-tempo consiste na análise da própria curva de relaxamento  $\Delta V$  vs  $t$ , caracterizada por uma função logarítmica decrescente com início no momento de desligamento da corrente contínua (Figura 9). Por questões práticas, é analisada apenas a variação da voltagem secundária, que é amostrada na janela pela integração de diversos intervalos de tempo  $dt$ . É nesta etapa, na integral da voltagem secundária, que os possíveis efeitos de ruídos nos dados são cancelados (Telford *et al.*, 1990).

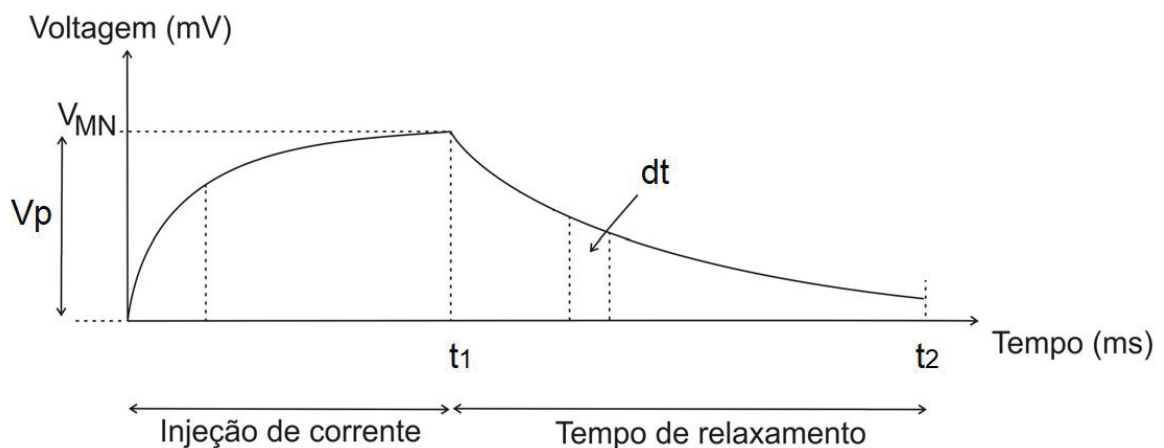


Figura 9 - Integral da curva de voltagem durante um decaimento IP. Modificado de Araújo (2018).

Neste método a propriedade física a ser medida é a cargabilidade. A cargabilidade é definida pelo potencial variável entre dois pontos da curva de decaimento transiente, normalizada pelo potencial primário (Telford *et al.*, 1990) (EQ.21):

$$M = \frac{1}{V_c} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt \quad \text{EQ.21}$$

onde  $V$  é variação da voltagem em um intervalo de tempo  $t_2 - t_1$ . Em outras palavras, trata simplesmente da magnitude do decaimento da voltagem secundária  $V_s(t)$  e primária  $V_p(t)$ .

#### 4.5.3.4.3 A resposta IP

A resposta IP ocorre em rochas porosas preenchidas por fluidos e com alto conteúdo de minerais metálicos pelo fenômeno de difusão dos íons próximos a estes. Em menor amplitude, efeitos também podem ser conferidos em minerais não metálicos. Estes efeitos são causados por reações eletroquímicas de redução e oxidação entre eletrólitos e minerais condutores e pela mobilidade de íons entre os poros (Sumner, 1976). Baseado em Reynolds (2011), hoje são reconhecidos três mecanismos para o efeito de IP (Tabela 1):

TABELA 1 – Mecanismos, processos e aplicações do IP

Efeito	Processos de origem/Mecanismos	Aplicações
Polarização de eletrodo	Reações eletroquímicas na interface de partículas metálicas e fluido. Condução eletrônica.	Prospecção de depósitos minerais.
Polarização de membrana	Reações de troca e de difusão envolvendo argilominerais. Condução iônica.	Prospecção de depósitos minerais e hidrogeologia;
Polarização de interface	Reações envolvendo matéria orgânica.	Normalmente indesejável (ruído) ou aplicável para estudos ambientais.

Fonte: Reynolds (2011).

A magnitude da anomalia geralmente acompanha o volume/dimensão da mineralização. Sulfetos maciços fornecem amplitudes de cargabilidade de grandes escalas, devendo também serem acusados através de respostas eletromagnéticas, gravimétricas e de potencial espontâneo. Porém, o método é particularmente eficiente em áreas com mineralização disseminada, onde outros métodos geofísicos não fornecem resposta (Sumner, 1976).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi desenvolvida fazendo uso dos seguintes materiais:

- Dados aerogeofísicos (CPRM, 2011);
- Aquisição geofísica terrestre;
- Testemunhos de furos de sondagem;
- Amostras geoquímicas (Lopes Junior *et al.*, 1979; Arioli e Moreton, 1982; Seoane, 1999; CPRM, 2016).

Para geração, análise, processamento, integração de dados e interpretação foram empregados os *softwares* computacionais Geosoft/Sequent e GEOKRIGE.

Os métodos geofísicos empregados foram:

- Gamaespectrometria aérea;
- Magnetometria aérea e terrestre e susceptibilidade magnética;
- Polarização induzida (terrestre);
- Eletrorresistividade (terrestre).

### 5.1 AEROGEOFÍSICA

A ferramenta geofísica mais útil para delinear grandes estruturas e sistemas de alteração continua sendo o levantamento de dados aéreos magnetométricos e radiométricos combinados, detalhados e adquiridos com baixa altura de voo (Irvine e Smith 1989, p.379).

Os elementos utilizados nesta etapa correspondem a um recorte do Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina da CPRM (2011). Foram levantados dados magnetométricos (mag) e gamaespectrométricos (gama) aerotransportados de “alta” resolução, que recobriu um total de 140.397.98 km de perfis em parte dos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo (Figura 10). As linhas de voo são espaçadas em 500 m na direção W-E com intervalo de amostragem de cerca 75 m para os dados de

gamaespectrometria e 7,5 m para magnetometria sentido N-S (sentido das linhas). Os *grids* foram gerados pelo interpolador mínima curvatura (Briggs, 1974) com tamanho de célula igual a  $\frac{1}{4}$  do espaçamento das linhas de aquisição (Figura 11). As especificações e detalhamentos do levantamento de dados geofísicos aéreos se encontram no relatório do projeto.

O banco de dados gamaespectrométricos foi gerado a partir dos seguintes procedimentos de correção inicial:

- a. Radiação de fundo atmosférico, *background* da aeronave e gás radônio;
- b. Correções altimétricas;
- c. Correções de efeito Compton;
- d. Tempo morto;
- e. Erro de Paralaxe;
- f. Cálculo da altura efetiva;
- g. conversão dos dados de contagem por segundo (cps) para concentrações de CT ( $\mu\text{R/h}$ ), K (%), eU e Th (ppm).

Os dados magnetométricos foram submetidos previamente às seguintes correções conforme abaixo:

- a. Remoção da variação diurna;
- b. Nivelamento e micronivelamento de perfis;
- c. Remoção do IGRF.

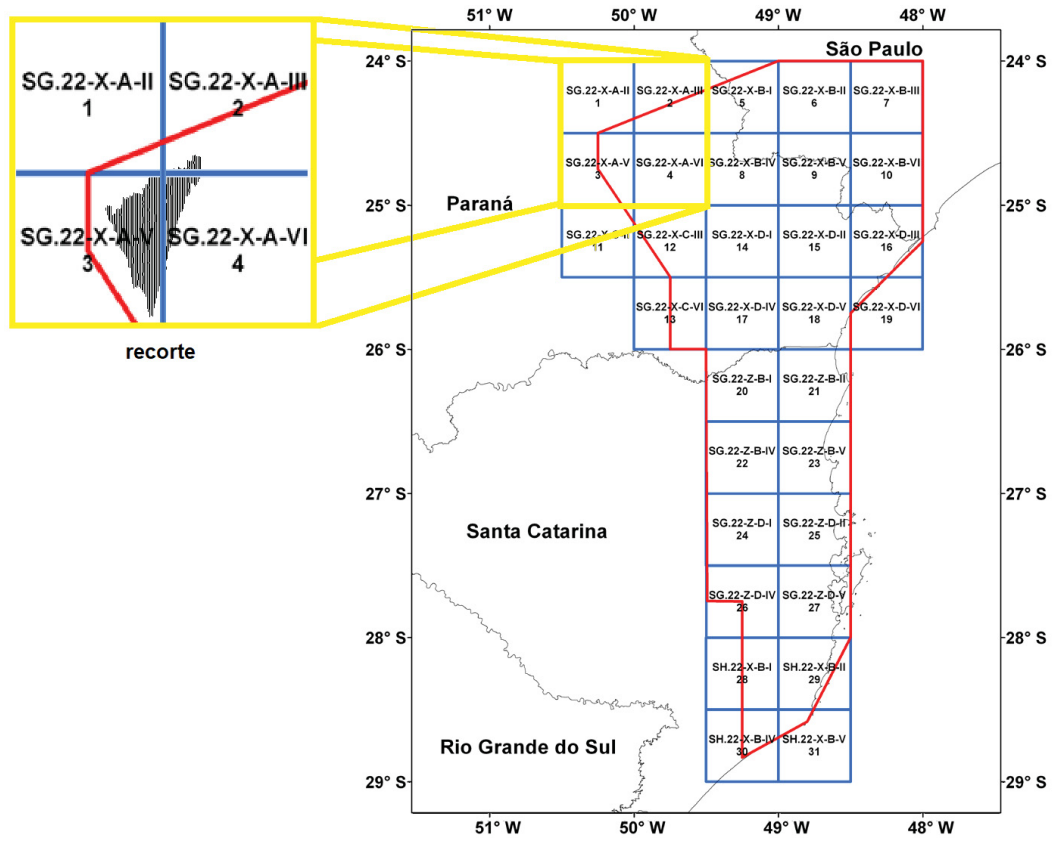


Figura 10 - Limites do Projeto Aerogeofísico Paraná – Santa Catarina (vermelho) e localização das folhas no projeto (amarelo). Modificado de CPRM (2011).

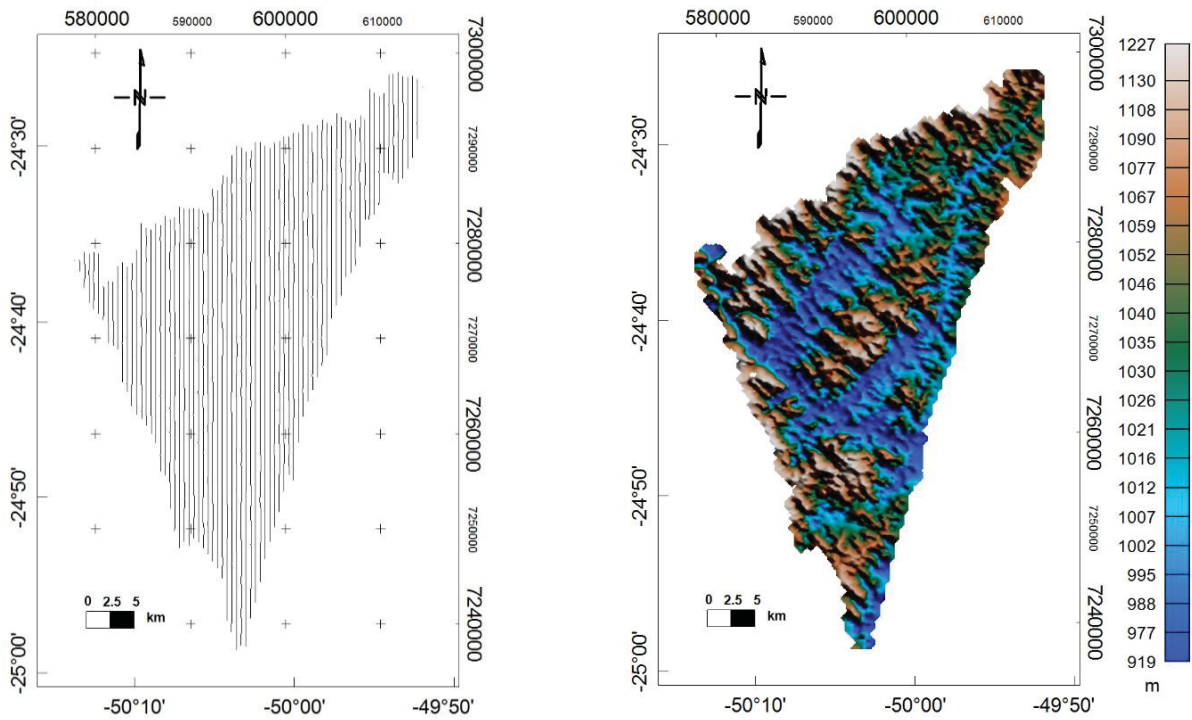


Figura 11 - Mapa das linhas de voo (esquerda) e modelo digital de elevação (direita) da área de estudo.

### 5.1.1 Aerogamaespectrometria

O processamento gamaespectrométrico foi inicialmente realizado a partir da interpolação dos dados (mínima curvatura de Briggs, 1974) e dado sequência com a remoção dos valores negativos do grid, valores estes que surgem decorrentes das correções. Isso ocorre em valores muito baixos onde a somatória das correções pode ultrapassar em ordem a própria contagem dos dados brutos. Os *grid's* de K, eTh e eU foram sobrepostos ao mapa do modelo digital de elevação para melhor visualização e compreensão da distribuição dos radioelementos com a topografia. O fluxo de atividades adotado para o processamento gamaespectrométrico encontra-se abaixo (Figura 12):

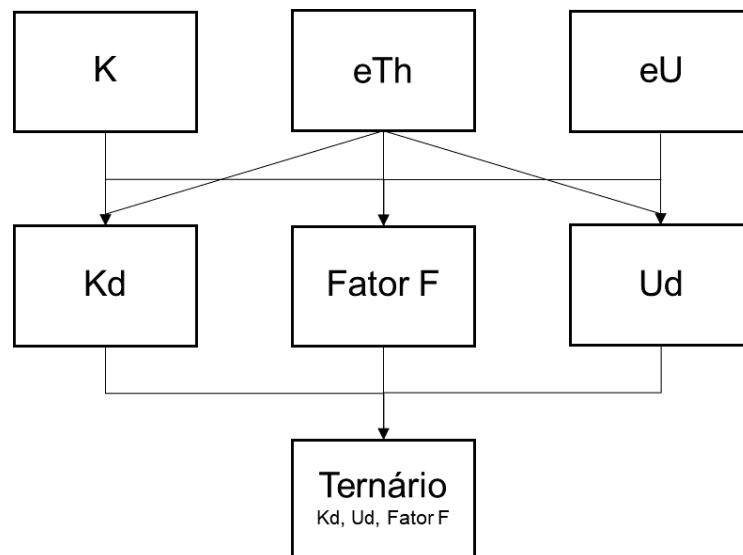


Figura 12 - Fluxograma do processamento de dados aerogamaespectrométricos.

### 5.1.2 Aeromagnetometria

O processamento dos dados magnetométricos aéreos foi iniciado transformando os dados dipolares em monopulares através da aplicação do algoritmo RTP. Posteriormente, uma maior distância entre o detector e a fonte foi simulada utilizando a continuação ascendente. Essa escolha foi feita para minimizar sinais de frequências mais altas durante a aplicação sucessiva de filtros nas etapas a seguir e modelar os sinais de fontes mais profundas. Uma continuação de 100 m foi aplicada na malha RTP simulando uma altura do detector de 200 m em relação ao terreno,

considerando a altura de voo constante da aeronave de 100 m (CPRM, 2011). O fluxograma de atividades da Figura 13 contempla as principais etapas realizadas no processamento dos dados aerogeofísicos.

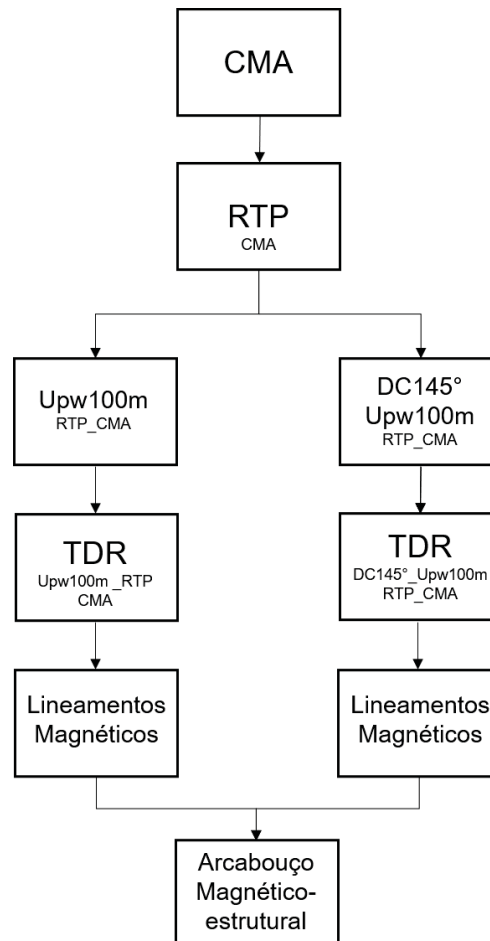


Figura 13 - Fluxo do processamento de dados aeromagnetométricos.

Os dados magnéticos são intensamente influenciados pelas intrusões de rochas básicas (diques de diabásio) orientadas em uma direção preferencial de NW-SE, de modo que os sinais associados às fontes profundas e/ou de direções variadas sejam mascarados por eles. Uma vez os sinais dos diques de diabásio são assíncronos e não guardam relação com os eventos mineralizantes do ouro, foi necessário usar o artifício de corte de frequências para removê-los do conjunto. Dessa maneira, o cosseno direcional (DC145°) foi aplicado para rejeitar o sinal dos diques e todas as demais estruturas paralelas a essa direção. Atenuando-se os sinais associados a estas frequências, foi possível realçar as fontes de menor amplitude. Entretanto, como falhas e contatos geológicos são fatores determinantes para a

intrusão de veios mineralizados, mapear lineamentos magnéticos independentemente da direção é útil para a proposta da pesquisa. Assim, foi feita a inserção do DC145 ° e outro ignorando essa etapa, o que fez com que o fluxograma ficasse dividido em duas partes. Os dados originais do campo magnético anômalo (CMA) foram reduzidos ao polo (RTP) e posteriormente continuados para cima (Upw250m\_RTP). Foi selecionado o método TDR para interpretação magnética-estrutural, o qual foi aplicado nos últimos dois produtos.

## 5.2 GEOFÍSICA TERRESTRE

As aquisições geolétricas e magnetométricas terrestres foram realizadas em perfis, totalizando 7 linhas conforme apresentado na Figura 13. A área proposta para a realização dos estudos de detalhe se encontra no município de Castro, no denominado Alvo Torre, e é limitado pelas seguintes coordenadas UTM (WGS 84 Zona 22J) 597559, 7255571; 598169, 7254127; 597130, 7253673; 596575, 7255069.

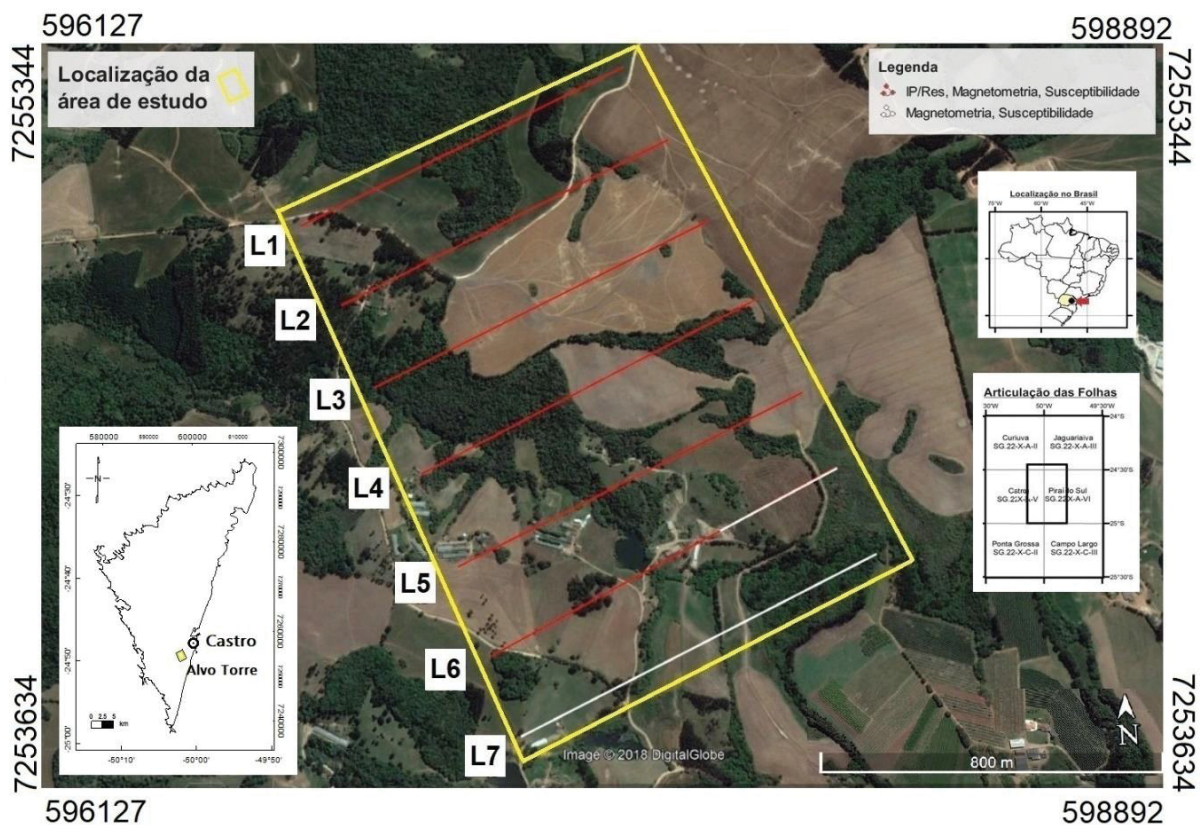


Figura 14 - Localização da área de estudo (amarelo) indicando os perfis geofísicos (vermelho). Fonte: Google Earth. Acesso em 20 de fevereiro de 2018.

O posicionamento das estações de medida em campo foi iniciado utilizando um GPS portátil para definir o primeiro ponto de cada linha. Para a marcação dos demais pontos, a direção das linhas (azimute) foi balizada com a auxílio de uma bússola enquanto a distância entre cada medida foi mantida fixa por uma corda de 25 m de comprimento. Após determinada a localização (posicionamento) das estacas numeradas, a utilização de um GPS de precisão fez-se necessária para o correto posicionamento planialtimétrico horizontal (x - longitude e y - latitude) e vertical (z – altitude ou cota). Para este procedimento foi empregado o aparelho GPS-RTK Viva GS-15, da marca Leica. Adotou-se o emprego de uma antena móvel (*rover*) em conjunto a uma base fixa para refinamento da posição via satélite. Dessa forma, o desvio da medida alcançada pelo GPS teve uma média de erro inferior a 0,07 metros por ponto em áreas abertas e sem cobertura florestal e uma média de cerca de um metro em regiões de densa cobertura florestal e/ou abaixo de árvores com copas de grande porte. Como resultado, a partir dos dados, foi gerado o mapa altimétrico da área de estudo.

### 5.2.1 Magnetometria e susceptibilidade magnética

A aquisição magnetométrica foi realizada com o sensor de precessão de prótons Scintrex ENVI PRO operando em modo *stop-and-go*, sempre mantido direcionado para o norte magnético e em posição ortogonal ao plano horizontal. Foram adquiridas 3 leituras para cada ponto de medida, sendo as estações espaçada em 25 m entre si na direção N60E. O número de estações foi de 280, que totalizou um conjunto de 840 leituras. Considerando o emprego de apenas um sensor magnetômetro, para as medidas da variação do campo magnético local (dados Base) foi desempenhado o procedimento chamado *Tie Point*, que consiste na obtenção sucessiva do valor do campo total em um ponto adotado como estação de base, sendo o processo realizado diversas vezes durante o levantamento. Se obtém como resultado da interpolação dos dados uma tendência da variação diurna, que se define após a filtragem por uma série temporal de baixa frequência. Nesta aquisição, a amarração foi efetuada antes e após o término das medições ao longo de cada perfil, intervalando em cerca de uma hora cada amarração.

A partir dos dados brutos submetidos à correção diurna, foram removidos os valores do *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*. Foi utilizado o IGRF do

*National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, disponível no site: <<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml>>. Foi adotado para o local o valor de 22.575,7 nT, estimado para o período de 01 a 08 de março de 2018 considerando a altitude média e coordenadas locais. Obteve-se, dessa forma, os valores do Campo Magnético Anômalo (CMA), que representa apenas as variações magnéticas causadas por heterogeneidades do meio crustal.

Para a geração dos mapas de anomalia magnética de campo total e de susceptibilidade foi adotado o interpolador TIN (*Triangulated Irregular Network*) com tamanho de célula de 50 metros. A preferência do interpolador é justificada por respeitar melhor a anisotropia do meio e adensar os pontos em variações mais abruptas. Para os valores reduzidos ao polo (RTP) um filtro cosseno direcional foi inserido com valor de corte de azimute de  $145^\circ$  (paralelo à direção preferencial dos diques na área) e grau de azimute. As etapas de processamento dos dados magnetométricos encontram-se exemplificados na Figura 14.

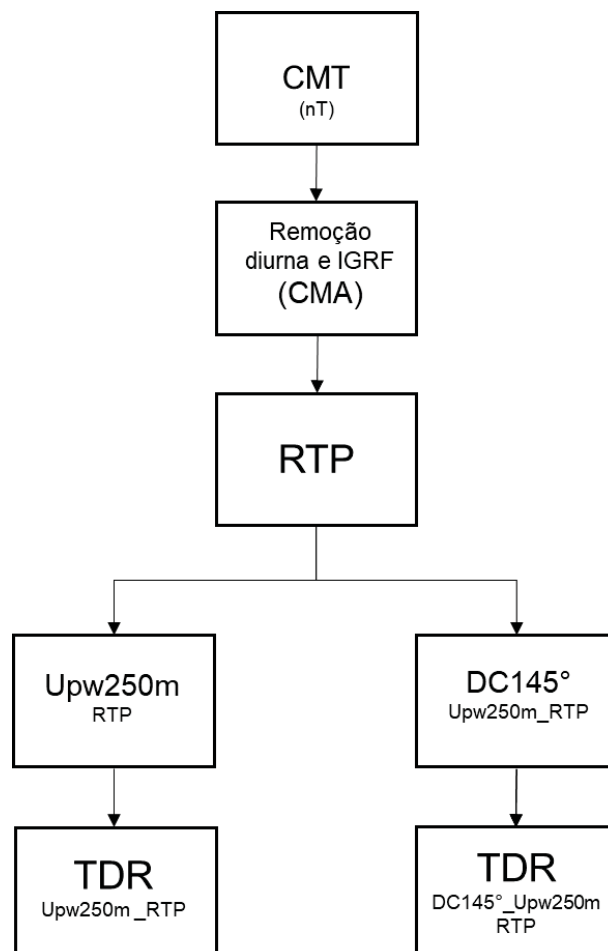


Figura 15 – Fluxo de atividades de processamento dos dados magnetométricos terrestres.

Os dados de susceptibilidade magnética foram adquiridos através do susceptímetro Geofizyka Kappameter, modelo KT-3. As medidas foram realizadas ao longo dos perfis de magnetometria nos mesmos pontos de piqueteamento. Adotou-se também a realização de 3 medidas por ponto.

### 5.2.2 Eletrorresistividade e Polarização Induzida

A aquisição geométrica foi realizada com um conjunto de equipamentos do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (LPGA-UFPR). O sistema consistiu em:

- 1 receptor Elrec Pro c/10 canais da Iris *Instruments*;
- 1 transmissor de corrente modelo VIP 3000W da Iris *Instruments*;
- conjunto de cabos condutores de 1,5 mm de espessura + conectores;
- 2 eletrodos polarizáveis (aço inox) e 8 não-polarizáveis (cerâmica e PVC).

Foi escolhido empregar corrente elétrica em pulsos de onda quadrada de 2 segundos. Foram lidos 8 os níveis de investigação com espaçamento AB de 25 metros (AB=MN=25m), fornecendo um alcance teórico de 55 metros em profundidade com o arranjo dipolo-dipolo. O modo Cole & Cole (1941) foi utilizado na aquisição dos dados de IP.

A partir da obtenção dos dados brutos foi realizada a transferência dos dados utilizado o programa Prosys II v.4 da Iris Instruments. A extensão do arquivo original (*bin*) foi convertida para *gdb* para o processamento e análise de dados no software *Zonge 2D Inversion for Interactive™ IP* da Geosoft/Sequent 8.3v. Durante o processo de inversão foram efetuadas 9 iterações em ambos os conjuntos de dados IP e eletrorresistividade. Em relação às interpolações, foi aplicado o método de estimação Triangular Irregular Network (TIN – Franklin, 1973), que utiliza redes triangulares, a partir de células de 3 m em y e de 12,50 m em x (1/2 do espaçamento original da linha). Foram geradas neste estudo 6 imagens 2D que representam as propriedades e o comportamento geométrico “real” da subsuperfície para cada método (IP e eletrorresistividade). A profundidade de investigação obtida após o processo de inversão foi de cerca de duas vezes maior (125 m) da profundidade teórica.

### 5.3 FUROS DE SONDAGEM

A amostragem direta de parte da subsuperfície do alvo Torre foi possível a partir de furos de sondagem roto-percussivas (TORC) e rotativa (TOFD). O processo de perfuração bem como a análise e interpretação geológica ficaram a encargo da empresa Verdau Mineração, cujos resultados foram gentilmente cedidos para esta pesquisa. Foram analisados 7 furos, situados entre as distâncias 400 e 500 m da linha 3 (L3) (Figura 15). As identificações (ID), profundidade máxima ou extensão vertical (Prof.), comprimento ou extensão total (L), localização (X, Y), ângulo de desvio ou inclinação do furo ( $\alpha$ ) e ângulo de azimute ( $\theta$ ) são apresentadas na Tabela 2.

As informações litológicas obtidas através da interpretação dos testemunhos de sondagem foram integradas com os dados geofísicos para a validação dos modelos geoeletricos.

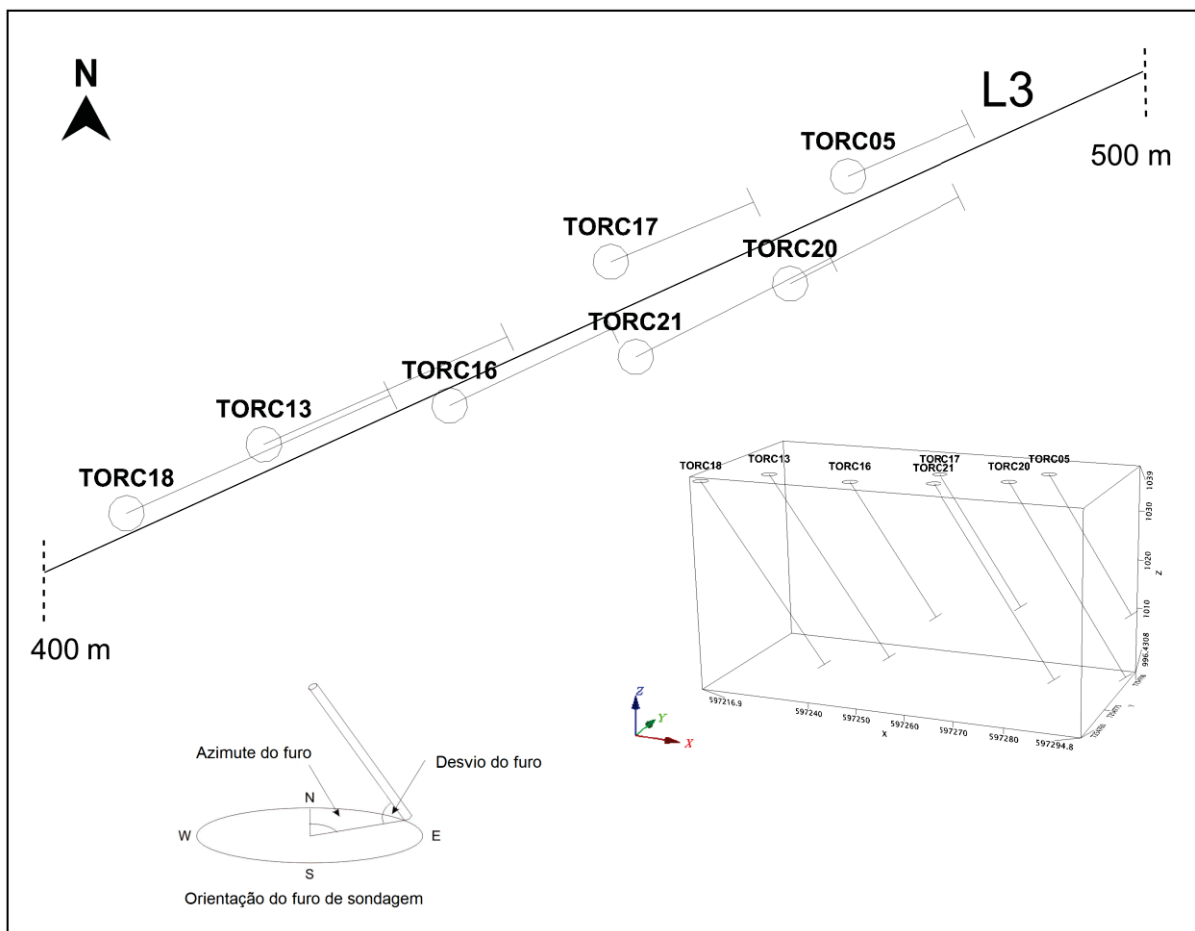


Figura 165 - Localização dos furos de sondagem em relação à linha 3 (L3) e visualização espacial 3D.

TABELA 2 – Furos de sondagem realizados na parte central da L3 do Alvo Torre.

<b>Furo (ID)</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Prof. (m)</b>	<b>L (m)</b>	<b>Desvio (<math>\alpha</math>)</b>	<b>Azimute (<math>\theta</math>)</b>
TORC13	7254767	597229	47	88	-60°	60°
TORC16	7254770	597245	32	87	-60°	60°
TORC17	7254782	597259	36	64	-60°	60°
TORC18	7254761	597218	44	88	-60°	60°
TORC20	7254791	597263	44	72	-60°	50°
TORC21	7254774	597261	36	72	-60°	60°
TOFD05	7254786	597269	36	76	-60°	60°

#### 5.4 AMOSTRAS GEOQUÍMICAS

Para comparação (e validação) dos resultados aerogeofísicos com amostragens diretas foram compilados dados geoquímicos a partir de diversas referências (Lopes Junior *et al.*, 1979; Arioli e Moreton, 1982; Seoane, 1999 e CPRM, 2016) (Figura 16). O banco de dados soma 72 valores espacialmente georreferenciados, sendo que a citada compilação bibliográfica engloba teores de ouro tanto de concentrado de minerais pesados de fundo de bateia como de sedimentos de corrente.

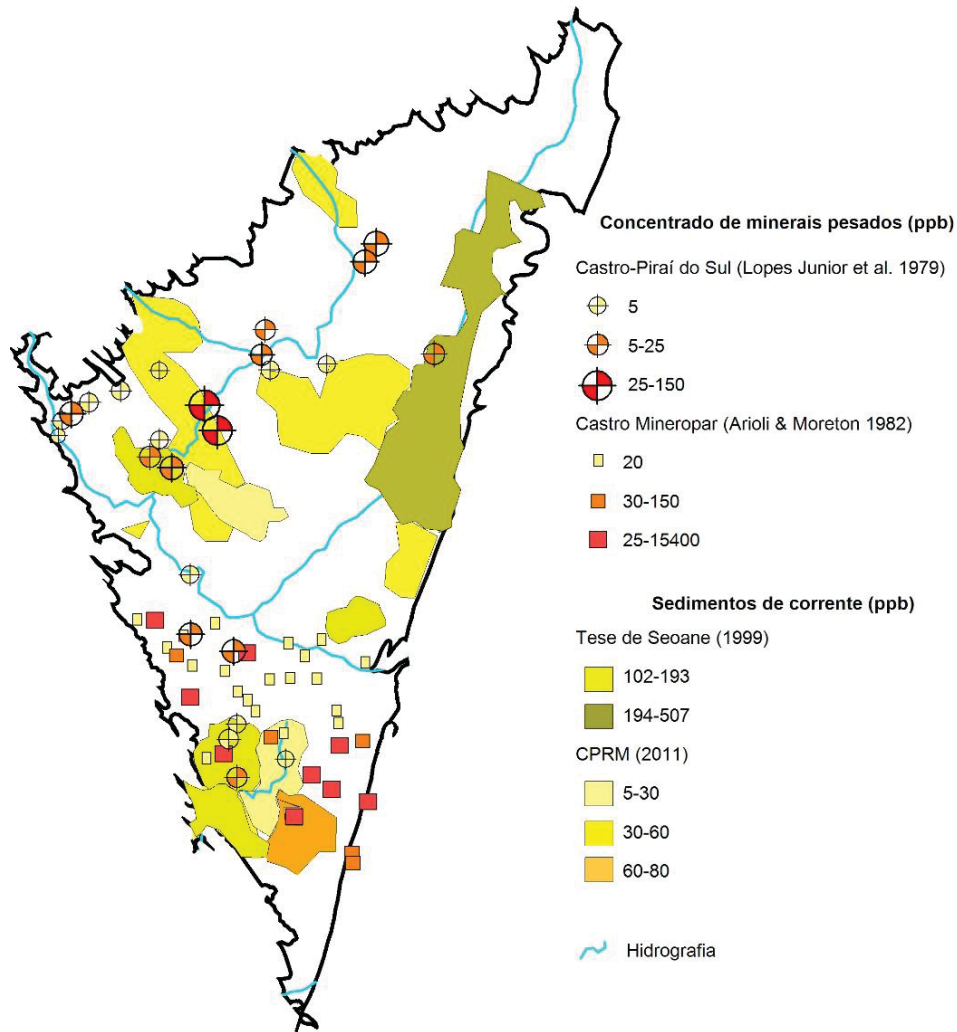


Figura 16 - Geoquímica simplificada dos teores de ouro da Bacia de Castro segundo Lopes Junior et al. (1979), Arioli e Moreton (1982), Seoane (1999) e CPRM (2016).

## 5.5 MODELAGEM GEOFÍSICA

### 5.5.1 Conceito teórico

O termo voxel, cujo nome provém do neologismo das palavras volume e pixel, representa um valor em um espaço tridimensional. A partir dos dados isolados e com a função de fornecer um sólido com superfície não-suavizada são preenchidas regularmente e de forma homogênea lacunas que não são ocupadas pelas amostras. O modelo de blocos é composto por um conjunto de voxel's, e tem como objetivo aproximar o modelo da realidade simulando a variação da propriedade física nas três dimensões (Yamamoto, 2003).

### 5.5.2 Modelagem 3D

Dois modelos de blocos foram gerados a partir da inversão geofísica dos dados geoeletricos, onde um contempla a cargabilidade e resistividade em meio anisotrópico e outro utiliza apenas a cargabilidade em meio isotrópico.

No primeiro caso foi usado o software GEOKRIGE, que fornece estimativas de recursos minerais através de modelagem geológica e geoestatística. O aplicativo permite o emprego tanto de variáveis categóricas quanto contínuas (Yamamoto, 2013). Para a geração do modelo utilizou-se o conhecimento da anisotropia do ambiente (veios mineralizados inclusos) observados por Serrano (2018). Nos parâmetros de anisotropia para rumo (*trend*) e mergulho (*dip*) foram inseridos os valores de 250° e 60°, respectivamente. O modelo foi formado por um total de 140 (x), 170 (y) e 90 (z) blocos de dimensões 1,4 m (x), 8,9 m (y) e 2.5 m (z), interpolados pelo método da krigagem ordinária (Krige, 1951). Foram usados 21 intervalos de resistividade ( $\Omega.m$ ) e selecionados valores de cargabilidade  $\geq 8mV/V$ . As estatísticas amostrais dos dados de inversão de RES e IP estão representadas nas janelas das análises das variáveis (Figura 17 e Figura 18, respectivamente). A partir da análise da estatística das variáveis contínuas o processamento teve continuação com o cálculo e modelagem de variogramas experimentais. O último passo consistiu na geração de arquivos binários de teores e incertezas, onde a distribuição dos valores de teores RES e IP dos modelos é visto nas Figuras 19 e 20, respectivamente. O resultado do processo de modelagem é a interpolação e visualização dos modelos tridimensional de teores.

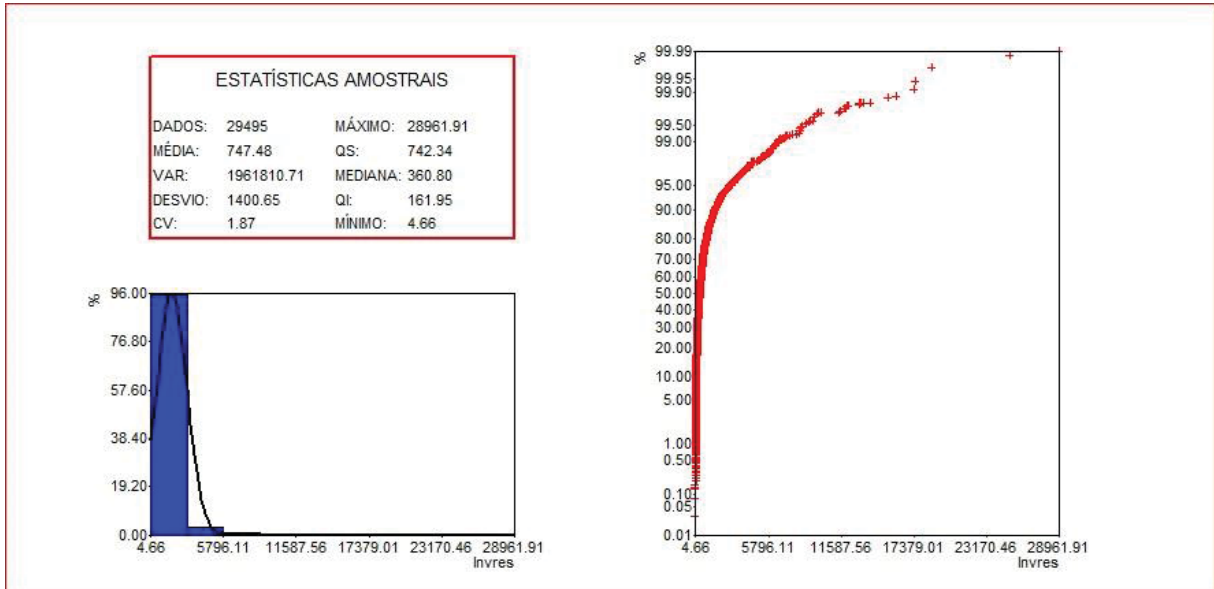


Figura 17 - Janela da análise estatística das variáveis contínuas (dados de inversão geofísica RES) do Geokrige, onde se apresenta o histograma, a curva acumulativa e as estatísticas descritivas.

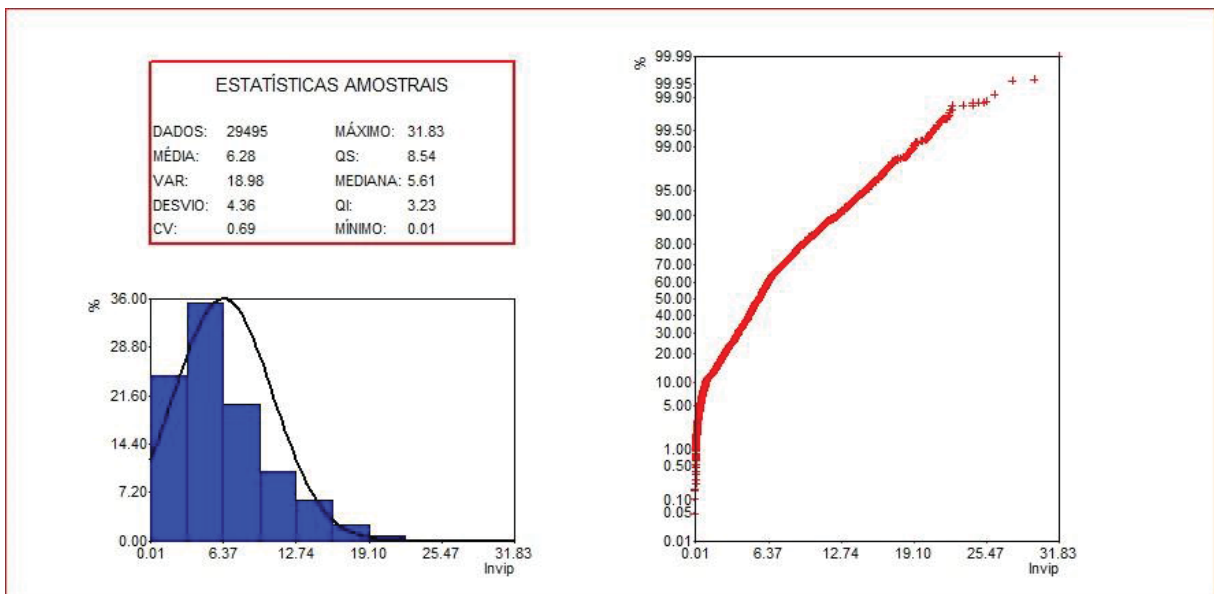


Figura 18 - Janela da análise estatística das variáveis contínuas (dados de inversão geofísica IP) do Geokrige, onde se apresenta o histograma, a curva acumulativa e as estatísticas descritivas.

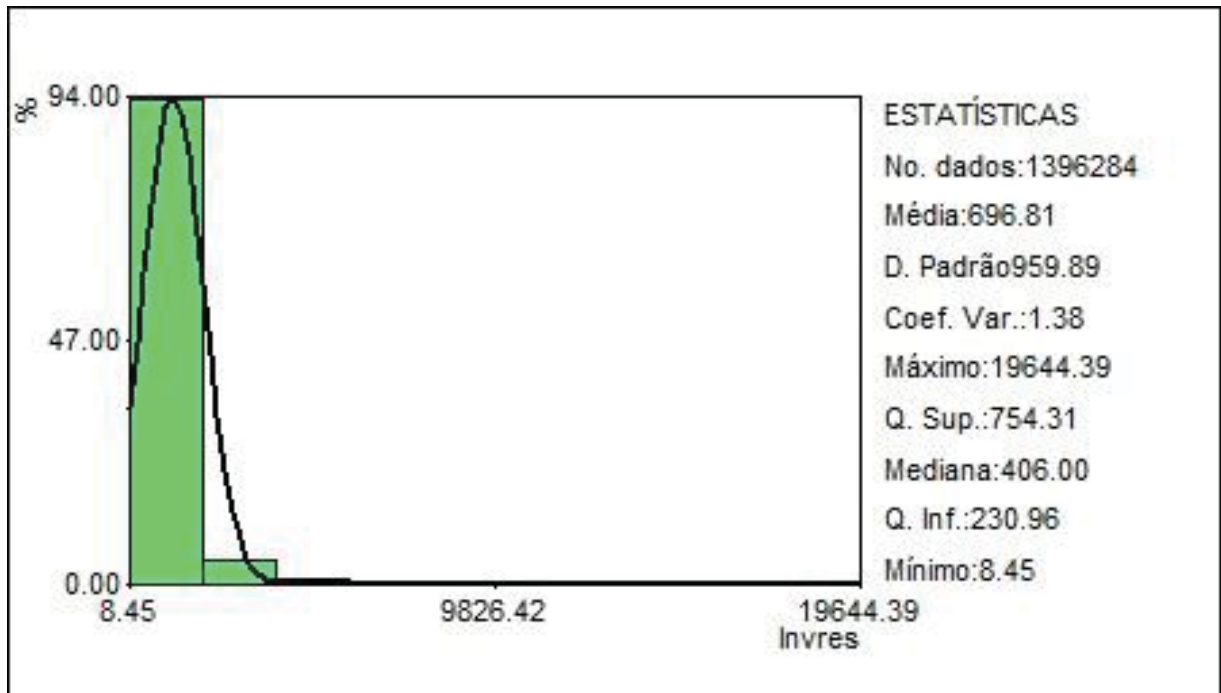


Figura 19 - Histograma atualizado mostrando a distribuição dos valores binários de teores RES calculados nos blocos do modelo tridimensional.

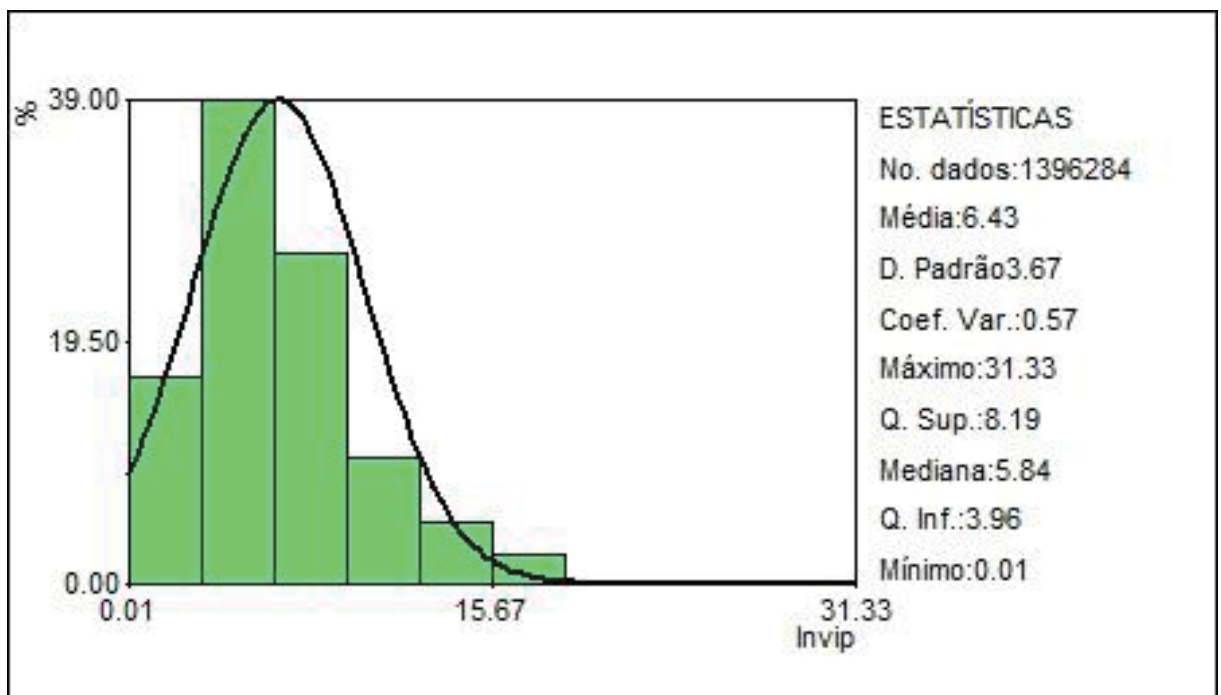


Figura 20 - Histograma atualizado mostrando a distribuição dos valores binários de teores IP calculados nos blocos do modelo tridimensional.

Com o objetivo de conceber um modelo consistente e compará-lo com a modelagem realizada por meio do GEOKRIGE foi gerado um segundo modelo de voxel's, agora na rotina 3D do Oasis Montaj. O modelo, isotrópico e de menor

resolução, com células de 50 x 50 x 35 metros, foi construído apenas com dados de cargabilidade das isosuperfícies de 8, 9.5 e 11 mV/V. O estimador espacial usado na interpolação foi o inverso ponderado da distância (Shepard, 1968). Neste mesmo modelo foi inserida a superfície topográfica com a localização das estações de medida e a projeção e posição dos furos de sondagem. As sondas foram reproduzidas através do pacote *Target Oasis Montaj*.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO (ARTIGO)

### GEOPHYSICS APPLIED TO EPITHERMAL GOLD PROSPECTION IN THE CASTRO BASIN, SOUTHERN BRAZIL

Journal of Applied Geophysics

#### Authors:

##### **Francesco Antonelli**

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics.  
E-mail: francescoantonelli.geof@gmail.com

##### **Rodoilton Stevanato**

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics.  
E-mail: rodoilton@ufpr.br

##### **Vinicius Dias Serrano**

Verdau Mineração Ltda  
Email: viny\_serrano@hotmail.com

##### **Jorge Kazuo Yamamoto**

University of São Paulo, Institute of Geosciences, Department of Geology  
E-mail: jkyamamoto@gmail.com

##### **Gustavo Abreu**

University of São Paulo, Institute of Geosciences, Department of Geology  
Email: gustavo.abreu@usp.br

##### **Francisco José Fonseca Ferreira**

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory for Research in Applied Geophysics.  
E-mail: francisco.ferreira@ufpr.br

##### **Maximilian Fries**

Federal University of Paraná, Department of Geology, Laboratory of Research in Applied Geophysics.  
E-mail: maxfries@gmail.com

## ABSTRACT

The exploration of gold (Au) in the Castro Basin is a challenging task. Besides the complexity of the geology and low content, the ore is housed in subsurface veins of quartz-adularia with almost none outcrops. Due to these facts, the present work uses geophysical methods to help to unveil new deposits of gold. Aero gamma-ray spectrometry and aero magnetometry were used in the Castro Basin aiming at identification of hydrothermal alteration zones and related structures through radiometric parameters and magnetic lineaments, respectively. The aerogeophysical anomalies were compared with gold occurrence and presented good association, being these statements based on geochemical samples. From the creation of a prospective map was selected one target to employ ground geophysics, being this area known as Torre Target. Electric resistivity (Res), induced polarization (IP) and magnetometry methods were used together with digital elevation model. The IP results accused a possible hydrothermal alteration zone and delimited the main ore body hosted in quartz veins with adularia, chalcedony and sericite. Observed resistivity anomalies were of fundamental importance to detect fractures and faults through vertical conductive zones between rhyolite, vein and other rocks from background. Magnetic methods through intermediate amplitude of signals revealed locals that must indicate concentration of magnetite amid the matrix of breccias and with the rhyolite, where both are linked to the same hydrothermal events of mineralization. Also, magnetic responses removed ambiguity of the IP results, separating the chargeabilities of the deposit from the related to residual soil, derives from the diabase dykes weathering processes. Results obtained from 2D and 3D geophysical interpretation were confirmed by drilling holes.

Keywords: Geophysical prospecting, deposits of epithermal gold, magnetometry, gamma-ray spectrometry, geoelectrical modelling

## INTRODUCTION

Nowadays extremely large supply of mineral resources is needed to satisfy the worlds demand, being the mining industry one of the nations' base economies. These resources are non-renewable, scarce and some of them not easy to be found. Must of shallow moneymaking deposits were depleted or are under exploration forcing geoscientists to search deeper and most of time to face arduous and complex environments. Hard situations are facilitated or even possible by the use of integrated geophysical data that, without disturbing the surface, provide important ecological, low-cost and non-invasive solutions.

Surface geophysical methods are constantly proving their important contribution in the search of undiscovered mineral deposits, having been successful at least for the past hundred years (Hoover *et al.*, 1992). The combination of geophysical tools, geological and topographic data, mineralogical analysis and geochemical anomalies drives the best way to define targets. Even though, every method has its own limitations and they needed to be applied wisely and chosen carefully, basing on the fact that deposit characteristics differs from each prospect (Irvine e Smith, 1989).

Epithermal low-sulfidation deposits do not provide best geological context to applied geophysics, since the alteration zone created during the heat processes, with in turns are related to rocks intrusions, sometime difficult the separation units. In addition, geophysical proprieties commonly have low contrast and the alteration halo cannot be completely well defined. In contradiction, geophysical methods most of times show to be effective tools to map associated indicatives of gold mineralization in this type of environment (Feebay *et al.*, 1989; Allis, 1990; Irvine and Smith, 1989; Morrell *et al.*, 2011).

Typical hydrothermal events include iron oxide formation, silicification and lots of clay minerals among the main products (White and Hendenquist 1995, Hendenquist *et al.* 2000). Basically, the significant variations in the physical properties of rocks are higher concentration of potassium and uranium, interference in the magnetic properties and creation of zones of high chargeability (Irvine and Smith, 1989; Allis, 1990; Airo, 2001; Airo and Mertanen, 2008). Also, variation in the density can occur by filling pores and cavities of rocks with clay minerals and with disseminated metal sulfides in vesicles (Irvine and Smith, 1990).

The purpose of the present research is to combine airborne and ground geophysical data to help to select potential areas for gold prospection in Castro Basin. This would be possible first by understanding the geological framework and mapping hydrothermal indicatives at regional scale based on the interpretation of airborne geophysical anomalies, and after applying ground geophysics on a selected target.

## **GEOLOGICAL SETTINGS AND STUDY AREA**

Located in the Paraná State, south region of Brazil, the Castro Basin is an evolution of a Neoproterozoic (1 Ga - 541 Ma) rift manifested by an extensional regime (Almeida *et al.* 2010). It is composed mainly by rhyolite, andesite and volcanoclastic acid and intermediate rocks from Early Cambrian (543 Ma) to Early Ordovician (490 Ma) (Reis Neto *et al.*, 1994). According to Silva and Vaine (2001), five important units of the Castro Group are recognized: (I) Lower Sedimentary Association: Arcosian sandstones and siltstones; (II) Upper sedimentary association: Alluvial fans of polymorphic conglomerates; (III) Volcanic Acid I: Quartz, breccia, tufts, ignimbrites; Volcanic Acid II Rhyolites and (V) Volcanic Acid-Intermediate: Andesites, volcanic tuff, ignimbrites and subordinate conglomerates. In addition, the basin is contemplated by the mica and feldspar sandstones of the Furnas Formation from Paraná Group, by diorite dikes from the Mesozoic Era and by the undifferentiated Holocene alluvial deposits (0.117 - 0 Ma) (Figure 1).

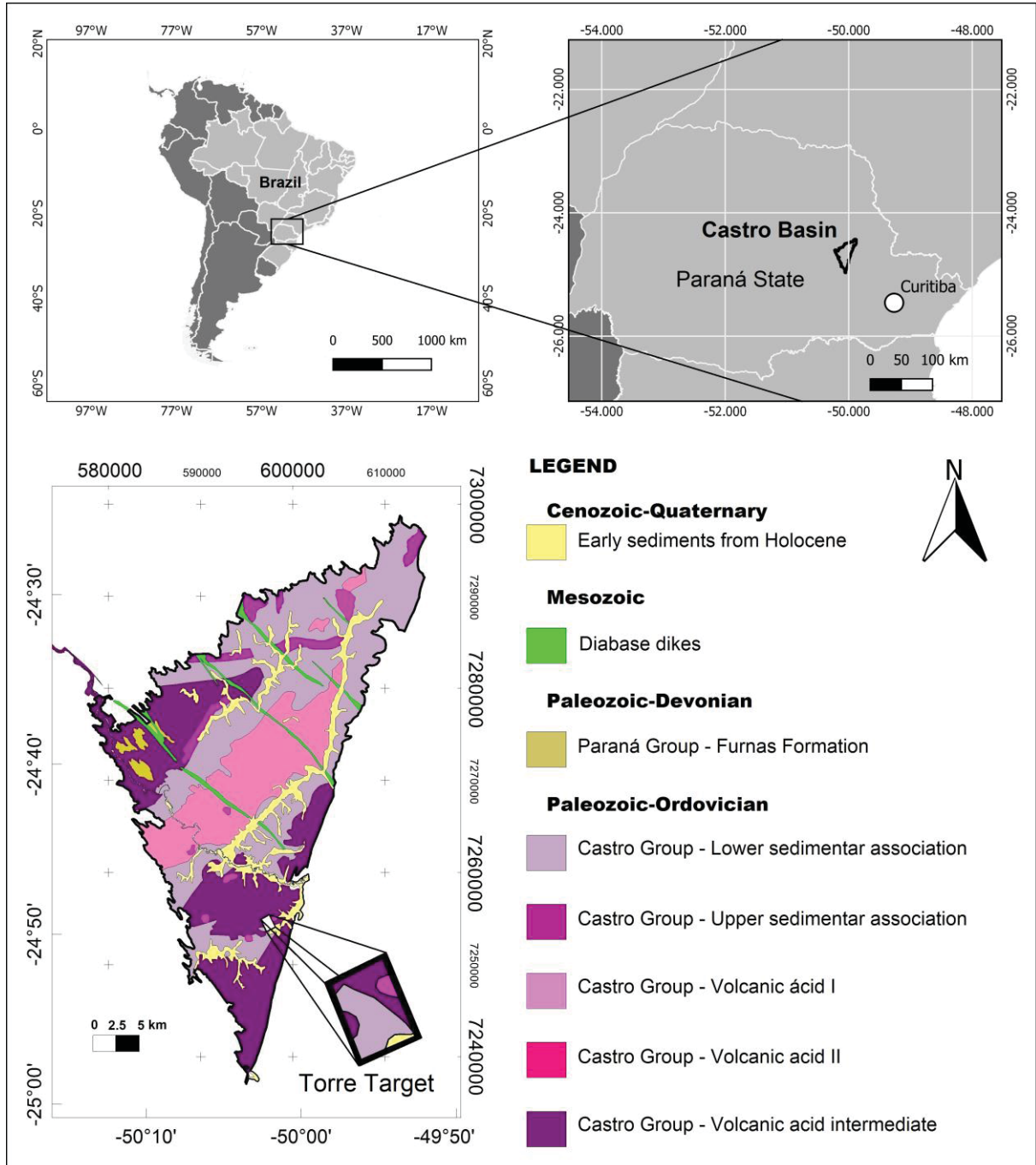


Figure 1 – Location and geologic map of Castro Basin and Torre Target.

Generally, lithological units and structural features present NW-SE direction, given by the microdioritic dyke swarm from Cretaceous (127 - 160 Ma), or NNE-SSW direction, through the central shear zone developed during extensional drifts of the break of South American Platform (CPRM, 2016). Castro Fault separates the sedimentary basin from the Ediacaran granitoids from Cunhaporanga Complex at east, while around the basin is bordered by Silurian and Devonian (416 - 359 Ma) sedimentary rocks from the Furnas Formation of the Paraná Basin.

Gold occurrences in Castro Basin have been reported since the XVIII century (Seoane, 1999) but due to the lower and disseminate ore content, scarce number of

exposed rocks and high geological complexity no exploration project has been successful so far. Major deposits of gold (Au) in Castro occurs associated with shallow intrusions at low angle normal faults in a low-sulfidation (LS) epithermal system. A positive correlation was observed between the silica increase and Au occurrence where most of important mineralization zones are seeing disseminated in veins composed by quartz, adularia, sericite and chalcedony. Veins intrusions normally lie between rhyolite domes and hydrothermal altered siltstone rocks. Outside silica enrichment mineralization are seen with great association with clays minerals of illite group. Breccias and volcanic acid rocks also have a good association with Au but with less content (Seoane, 1999; CPRM, 2016)

The Torre target is located at southeast, in the in the homonymous Castro city. Currently, the target is being explored by the company Verdau Mineração, who discovered Au in outcrops sub-horizontal quartz veins with dimensions ranging from 2 to 100 meters width, comprised by a kaolin and sericite halo at surface. Rocks are rarely exposed within the study area due to vegetation and soil coverage. Furthermore, outcrops in most cases are highly altered making their identification hard (Figure 1).



Figure 1 - SW to NE (Left edge in the photo) cross-cutting view of Torre Orebody. The dashed yellow line surrounds the main massive quartz-chalcedony vein, which is the richest portion (up to 1.2g/t Au). The white dashed line limits the stockwork and veinlet mineralization zones at the edges of the main central lode. All rocks are cutting by younger normal fault, not mineralized, with E-W direction and subvertical dipping.

## MATERIAL AND METHODS

In this study we employed airborne and ground geophysical methods. The aeromagnetic and gamma-ray spectrometric data were provided by the Geological Survey of Brazil (CPRM, 2011). The flight lines spaced at 500 m were acquired along

NS direction, with an average terrain clearance of 100 m. The average magnetic and radiometric sampling intervals were 7.8 m and 78 m, respectively. The magnetic data were furnished in nanoteslas (nT) while gamma-ray in percentages for K and part per million (ppm) for  $U_{eq}$  and  $Th_{eq}$ . The data were gridded with the minimum curvature interpolation method with a cell size of 125 m, that represents one-fourth of the spacing of acquisition lines.

#### *Airborne gamma-ray spectrometry*

Gamma ray prospecting is a passive geophysical method for measuring the concentration of radioactive elements in the first few centimeters of exposed rocks or soils. Detection is possible by counting the gamma energy (Y) released during the natural process of radioactive decay. Each gamma-ray photon has a specific discrete energy and can be directly assigned with its isotope source. Most of this radiation originates in the decay series from daughters' potassium (K), uranium (U) and thorium (Th) isotopes under atomic instability conditions that, in the search for equilibrium, liberate ionizing energy in radioactive form during the disintegration nuclei (Minty, 1997).

The relationships of epithermal gold occurrence and gamma-ray spectrometry has origin on mineralogical formation during the interaction of heated fluids and local rocks. Potassium and uranium have high power migration compared with thorium in non-adverse conditions and tend to accumulate in the liquid phase of hydrothermal solutions (Dickson and Scott, 1997). Due to the mobility of both radioelements in subsurface fluid circulation, elevated radiometric counting has been also associated with fractures (McCay *et al.*, 2014). Adularia and sericite are the main source of potassium in this system. Adularia is an alkaline feldspar formed at low temperature and common in epithermal systems, where sericite is also present in hydrothermalization or retrometamorphism processes on alkaline feldspars and other potassium aluminosilicates. These types of rocks, such as the sericite-phyllite, have great vulnerability to weathering and their porosity and resistance indices are highly dependent on hydration (Irvine and Smith, 1990; Dickson and Scott, 1997). As a result, K and U enrichment can be indicatives of Au and Ag. These zones can be highlighted in gamma-ray spectrometry data by percentages in the F factor (Gnojek and Prichytal, 1985) and other parameters such as Kd and Ud (Pires, 1995).

#### *Airborne and ground magnetometry*

Magnetometry is a method that makes possible to get geological information of the subsurface based on earth magnetic field variations. Through the interpretation of magnetic signatures, it is possible to estimate depth and geometry of sources and make association with lithologies and structural features. The methodology is based on the fact that certain materials have the ability to distort the existing magnetic field, either by induction effect or by providing a magnetization independent of the external field, since they own magnetic minerals in their composition (Telford *et al.*, 1990).

Magnetometry has two roles in the understanding, as it reveals the subsurface geological-structural framework and allows to distinguish patterns of magnetic. First, mineralization is commonly controlled by rock discontinuities and structural trap.

Normal faults developed by rifting during tectonic events tend to be reactivated by subsequent processes of intrusions and can be a key feature (Seoane, 1999; Airo, 2001). Airborne magnetic data can provide insights through lineaments enhancements remotely and quickly over large areas. Knowing that veins fill in faults and they can host ore mineral, fractures and geological contacts, the mapping of magnetic lineaments may be employed at a preliminary stage of a mineral prospecting (Irvine and Smith, 1989). But the method can also be used to indirectly evaluate the abundance of magnetic minerals and eventually assign responses to deposits, by the fact that rocks are affected by hydrothermal alteration processes in various ways, resulting in changes either in quantity or in grain fabric of ferrimagnetic minerals (Airo, 2001). Since both magnetite and pyrrhotite are often present in LS systems besides other non-magnetic iron oxides, hematite and goethite (Seoane, 1999), their magnetization can stay preserved if temperatures stay lower the Curie Temperature. The crucial point lies at 550-580° Celsius for magnetite were the magnetic properties changes and magnetization critically decreases during the process of magnetite destruction by heating processes (Pullaiah *et al.*, 1975; Alva-Valdivia and Urrutia-Fucugauch, 1998; Airo, 2001; Tapia *et al.*, 2016), making possible in this way the inverse correlation among magnetic anomalies and targets.

#### *Geoelectric methods*

The 2D geoelectric acquisition is performed when the objective is to sample the lateral and vertical distribution of electrical property of subsurface materials (Loke, 2004). The use of two-dimensional quadrupole configuration in a multi-electrode system offers effective solutions to detect layers, rock bodies or structures indirectly and with low cost. In this case, the electrical resistivity imaging was purposed by employment of the dipole-dipole array, that consists of one pair of electrodes AB for current injection and one pair P1P2 for potential readings, where “k” represents the geometric factor of the specific array configuration. The distances between the electrodes begins equally separated by a distance “a” where the entire array is shifted toward the line direction for lateral sampling (Loke, 2004). At every step “a” along the survey a reading point is collected. Simultaneous multi-level investigation is possible by increasing the number of potential electrodes and raising the distance “n” of the dipoles by multiples of “a”, where the investigation level or expansion factor (“n”) will be greater the larger the distance (Figure 2).

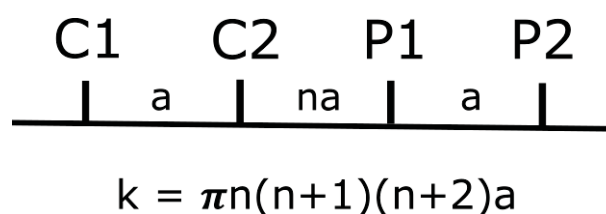


Figure 2 – Configuration of the dipole-dipole array.

The electrical resistivity method (ERM) as the name suggests, measures the resistivity of a medium by readings of apparent resistivity ( $\rho_a$ ) of the earth’s subsurface. Apparent resistivities are differentiated by voltage variation when a flow of electric current  $I$  is applied, causing a potential difference between two points (P1 and P2) in

an isotropic medium. Resistivity values of the earth are obtained for anisotropic models during geophysical inversion proceedings. This is a versatile method that has several applications on geological studies (Atekwana *et al.*, 2000; Hojat *et al.*, 2019; Souza de Araujo *et al.*, 2019).

$$\rho_a = k \frac{V}{I} \quad (1)$$

The induced polarization (IP) effect arises when there is a delay in the transient current decay due to the presence of certain soil particles and minerals being able to store charges, working analogously to capacitors and keeping the electrical current in the system longer. The IP method reads this small residual voltage as a function of time or frequency. In time domain the polarization voltage is measured in milli-second or seconds, where the more energized the unit cube will be more time is needed to the electric tension completely disappear in the system (Telford *et al.*, 1990).

## AEROGEOPHYSICAL DATA PROCESSING AND RESULTS

From the individual's channels of K,  $U_{eq}$  and  $Th_{eq}$  the maps of F Factor, Kd and Ud were produced. The F factor (2) is a measurement parameter that simply multiplies the radioelements content of K and equivalent of U ( $U_{eq}$ ), which are more susceptible to remobilization, and divides by the equivalent of Th ( $Th_{eq}$ ) which is fixed and unchanged under most conditions (Gnojek and Prichytal 1985, Dickson and Scott, 1997).

$$F = K \frac{eU}{eTh} \quad (2)$$

In addition, the maps of potassium anomalous (Kd) and uranium anomalous (Ud) may also be an indicative of hydrothermal alteration (Pires 1995). The parameters Kd (%) and Ud (%) are the deviations of the current values from the calculated ideal values of the respective potassium (3) and uranium (4) elements.  $K_s$  and  $U_s$  represents the readings at every station whereas  $K_i$  (5) and  $U_i$  (6) are, respectively, the ideal potassium and uranium values defined from  $K$  and  $U$  averages and the thorium concentration for a given observation point ( $Th_s$ ) (Pires 1995). All products that refers to hydrothermal events can be showed in a single ternary grid composition, resuming the previous steps and concluding the flowchart (Figure 3).

$$Kd = \frac{(K_s - K_i)}{K_s} \quad (3)$$

$$Ud = \frac{(U_s - U_i)}{U_s} \quad (4)$$

$$K_i = \frac{\overline{K_s}}{\overline{Th_s}} Th_s \quad (5)$$

$$U_i = \frac{\overline{U_s}}{\overline{Th_s}} Th_s \quad (6)$$

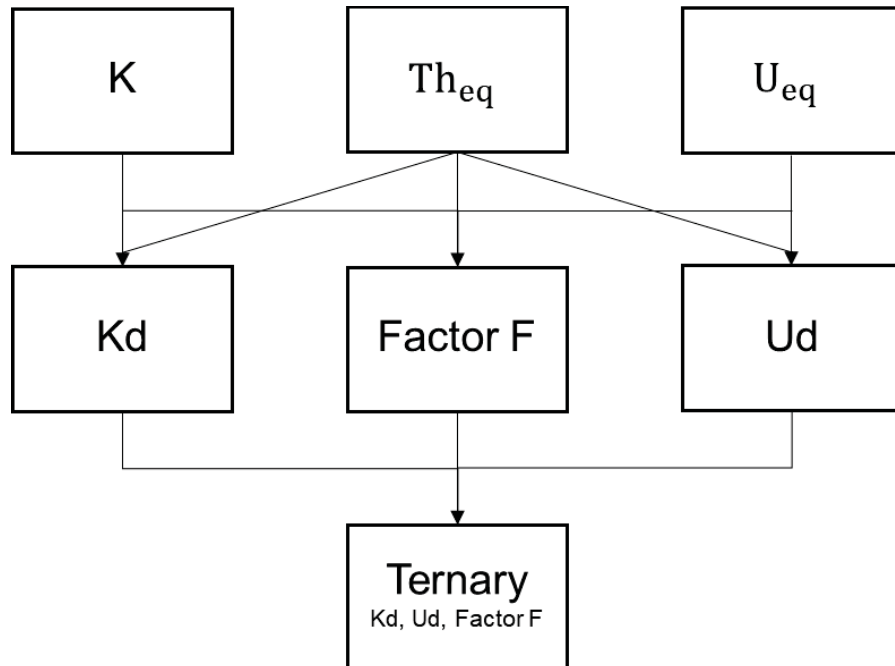


Figure 3 - Aero gamma-ray spectrometric data processing flowchart.

In the map of F Factor as well as for Kd and Ud maps, the anomalous concentrations are evidenced with hot colors and could be possibly related with hydrothermal alteration. Another map was created merging the information of the three parameters in one ternary grid composition, called Anomalous Ternary, where the maximum concentrations in the ternary scalebar color distribution of the all are manifested in white and the minimum concentrations in black (Figure 4).

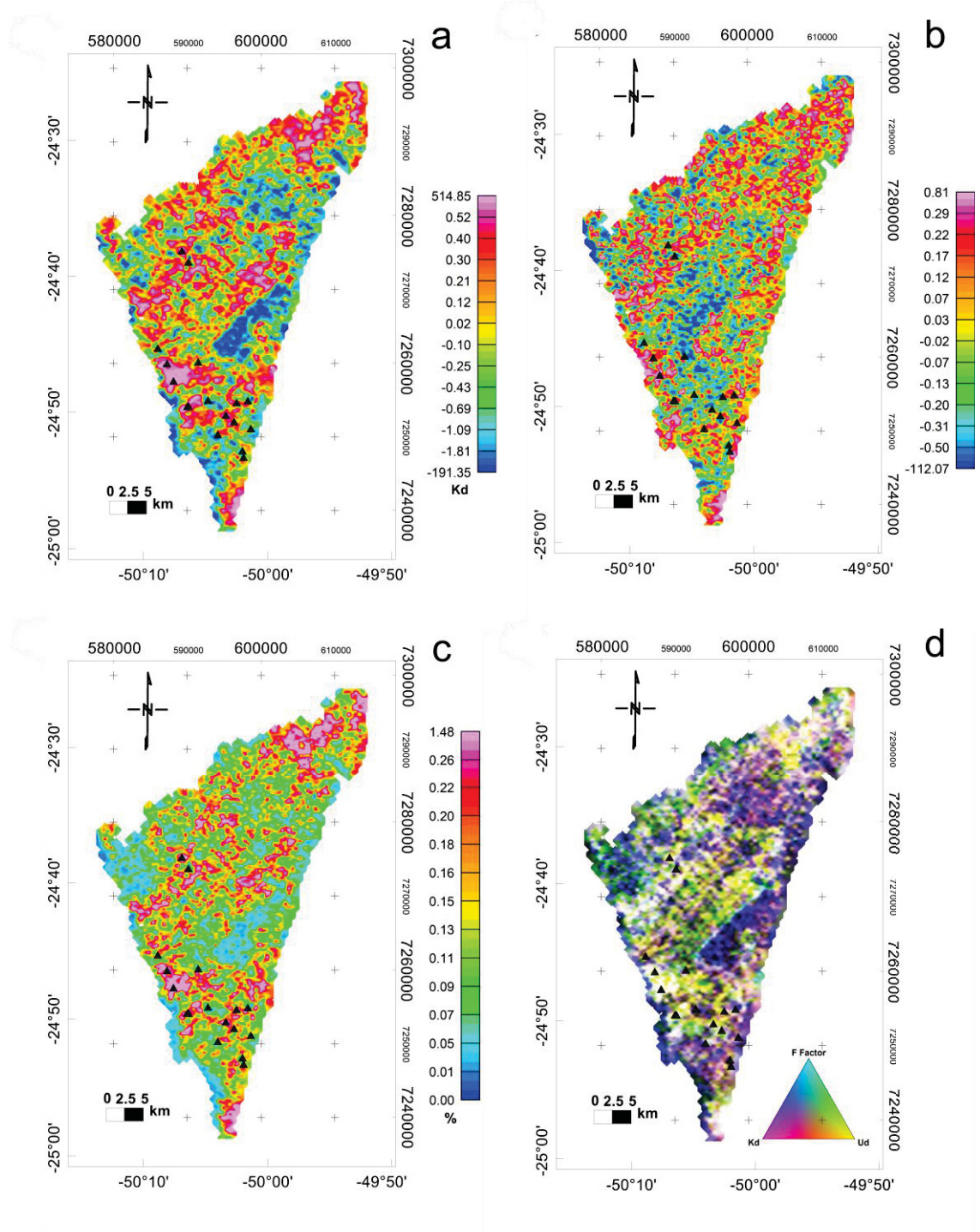


Figure 4 – Aero gamma-spectrometric maps of Castro Basin with gold occurrence with tenor equal or above 25 ppb. The occurrences showed good correlation with high concentration (in red) of (a) anomalous potassium, (b) anomalous uranium (Ud) and (c) F Factor (F). In the (d) anomalous ternary whitish spaces represent the sum of all three products. Here we also see a good combination of Au and radiometric anomalies.

Paleomagnetic studies showed that the diabasic rocks of the Arco Ponta Grossa Formation were consolidated in a period where the geomagnetic field was similar as today. In this way, the remnant magnetization in most cases have normal polarity (Raposo and Ernesto, 1995). By this knowledge, we can consider only the induced magnetization and despise the effective influence of remanence on the magnetization

direction (Weihermann *et al.*, 2018), being able to perform the technique of reduction to the pole (Baranov and Naudy, 1964; Li, 2008) without collateral effects. Based on the site location, the data were reduced to magnetic pole assuming an inclination ( $I$ ) =  $-33.87$ , declination ( $D$ ) =  $-18.38$  and correcting the amplitude to  $-56.13$  nT. First it was tested on synthetic data, using a model composed by two prisms (P1 and P2) with different depths and dimensions (Figure 5). The RTP showed symmetry and could be better used preceding the tilt angle (TDR) filter, and finally be performed on real data. The TDR (Miller and Singh, 1994) is an enhancement filter that basically centralizes the maximum of the anomaly with its causative source and equalizes magnetic amplitudes in potential data, limiting values between  $-1.57$  and  $1.57$  rad. This filter is widely used to trace magnetic lineaments and enhance signals from deep sources (Weihermann *et al.*, 2018).

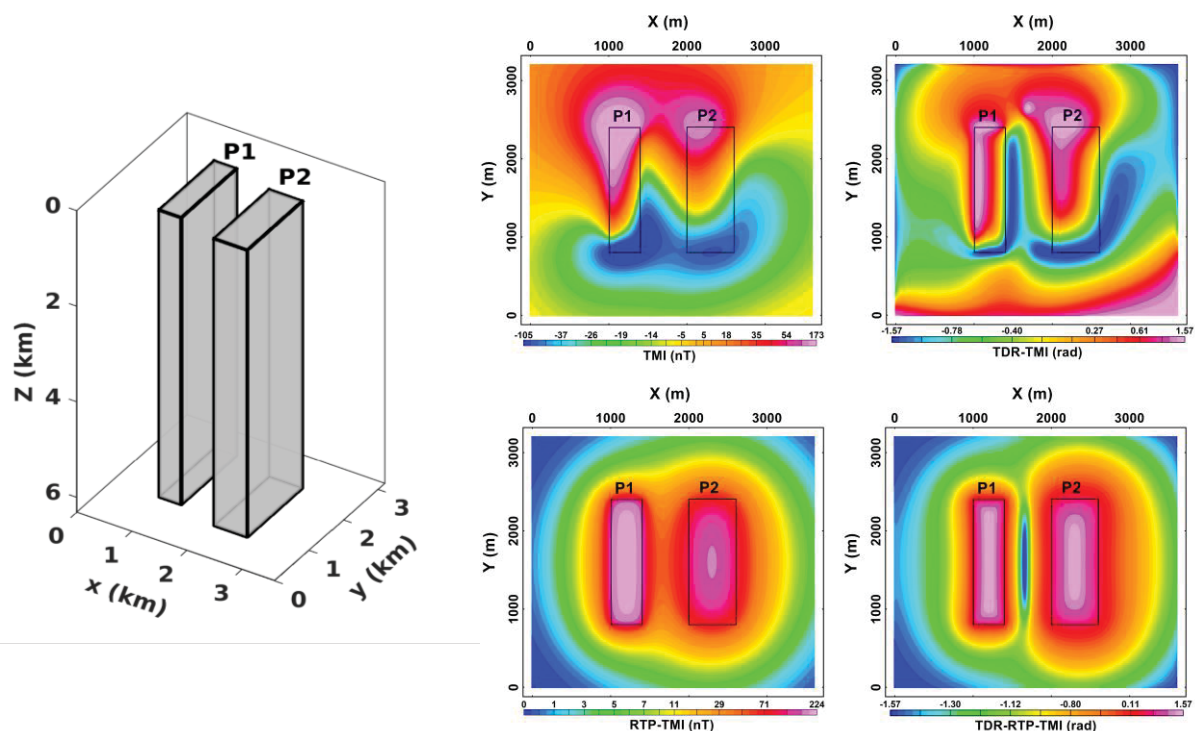


Figure 5 – Synthetic model composed by two prisms (P1 and P2) with dimension of P1: 1 km (y) x 0.3 km (x) 6 km (z) starting at 100m of depth and P2: 1 km (y) x 0.7 km (x) 6 km (z) starting at 200m of depth and magnetic responses from synthetic data. Comparison between TMI, TDR\_TMI, RTP\_TMI and TDR\_RTP\_TMI anomalies.

The processing of aero magnetic data was started transforming the dipolar data into monopolar through the reduction to the magnetic pole. After that, a higher distance between detector and source was simulated using the upward continuation algorithm (Jacobsen, 1987; Pawlowski, 1995; Fedi, 1999). This choice was made to avoid the emergence of noises during the successive application of filters in the follow steps, by cutting the highest frequencies of the signals content. Therefore, a continuation of 150 m was applied in the aero geophysical data reduced to the pole (RTP) grid, totalizing 250 m (considering the flight height of 100 m of the airplane), and 50 m in the RTP ground data.

It is easy to see that the aeromagnetic data suffers intense influence of the swarm of dykes, where the signals of deep sources are almost totally masked by them. Once they are asynchronous and have no relation with gold, the use of a cutoff filter was needed to remove them from the data. In this way, the directional cosine with a cutoff angle of  $145^\circ$  (DC145°) was applied to reject the signal of diorite dykes, mostly parallel to this direction. Even though, as faults and geologic contacts are mineralization associated features, mapping magnetic lineaments of NE and NW are useful and were kept both in different steps, one without the DC145° and one with it, splitting the flow chart in two parts (figure 6). The final stage was applied the TDR on both grids mentioned. The TDR maps provided the magnetic lineament interpretation of Castro Basin, where the sum of the two represents the magnetic structural framework of the area (Figure 7). The traces were made in the center of TDR\_upw100m\_RTP\_TMI and TDR\_DC145°\_upw100m\_RTP\_TMI with a zoom scale fixed at 1:250,000.

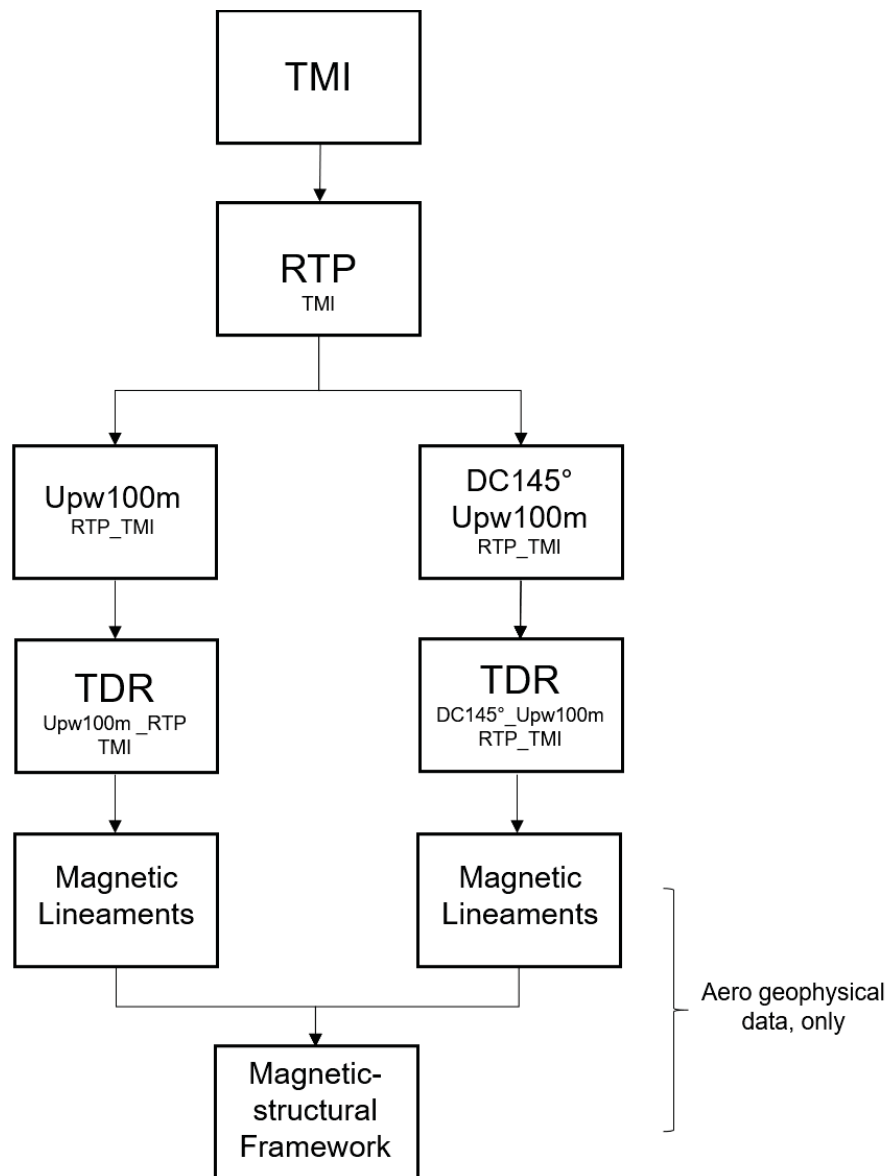
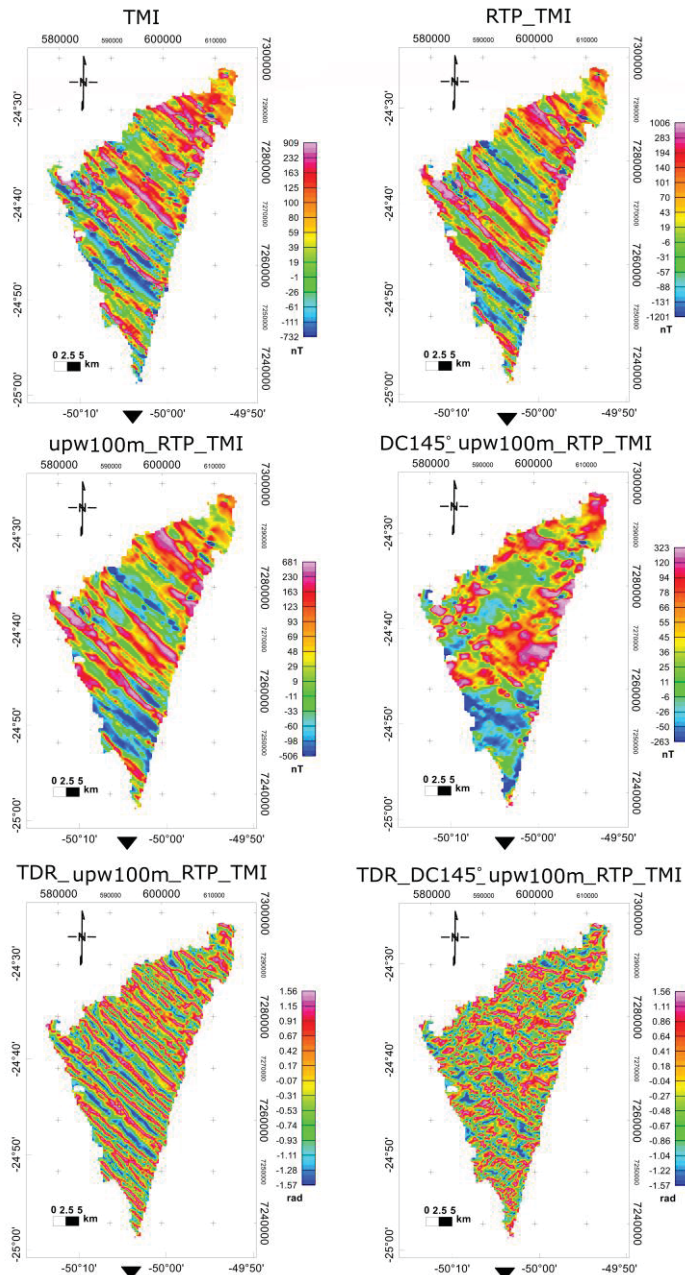


Figure 6 - Aeromagnetic and magnetic data processing flow chart.



Interpretation of magnetic lineaments

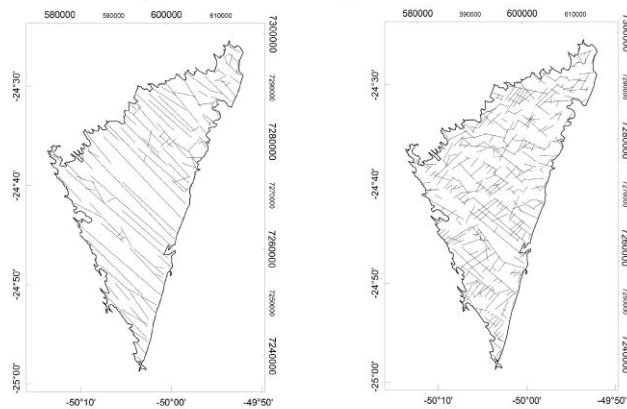


Figure 7 – Aeromagnetic maps and magnetic lineaments interpreted of Castro Basin.

The grids of magnetic and gamma-ray spectrometry data were generated with a cell size of 125 m through the minimum curvature interpolation algorithm (Briggs, 1974). Due to his common use was opted F Factor to represent important radiometric signatures. We restricted values of F Factor (F) only those above the median ( $>0.177$ ). The TDR magnetic traces were inserted together with the structural lineaments of CPRM shapefile on scale 1:250,000 (Figure 8). The magnetic lineaments of TDR\_Upw250\_RTP\_TMI and TDR\_DC145°\_Upw250\_RTP\_TMI revealed two preferential structural/geological strike with direction of NE45°-60° and NW 45°-60°. The geophysical datasets were integrated with structural information and geochemical samples of gold occurrences observed from many authors (Lopes *et al.*, 1979; Arioli and Moreton, 1982; Seoane, 1999; CPRM, 2016). It is possible to see good correlation between geophysical features and higher content ( $\geq 25$  ppb) of Au from geochemical samples in the prospective map.

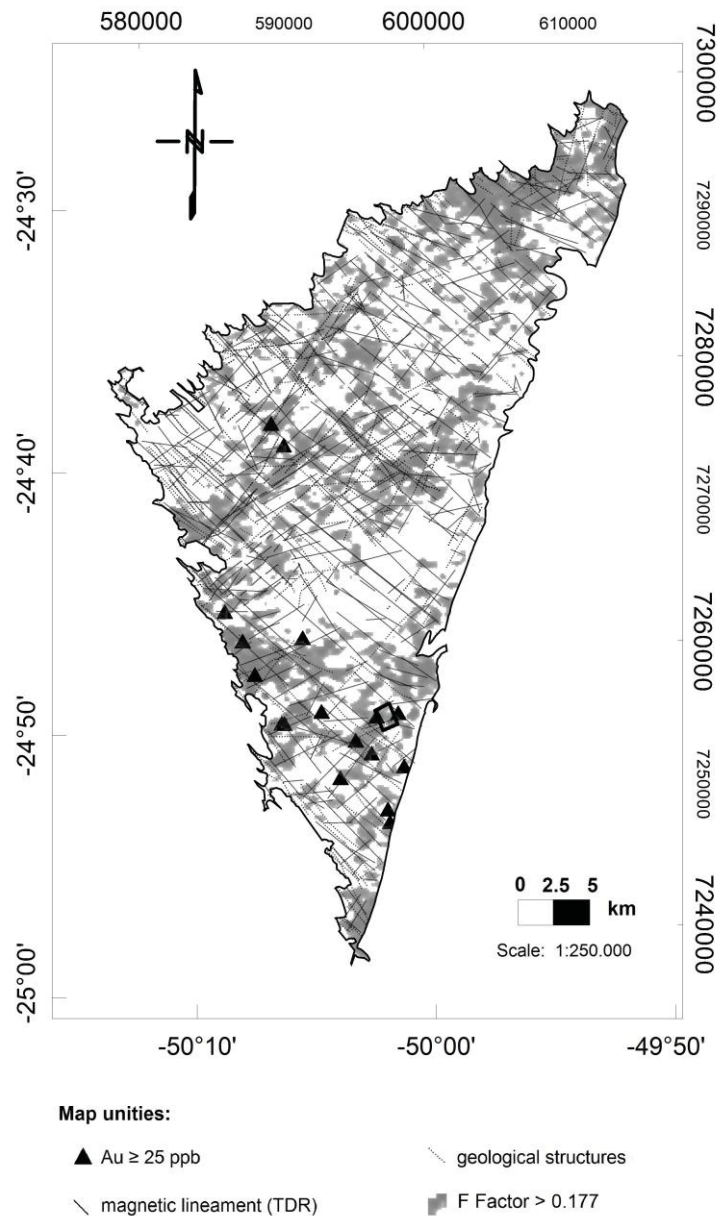


Figure 8 – Prospectivity map for gold exploration in the Castro Basin

## GEOPHYSICAL GROUND DATA AND RESULTS

By the results obtained from regional scale we selected a target for ground acquisition in order to try to validate the anomalies by densify with more detailed and heterogenic data. For this scope was chose the target called Torre. The Torre Target is delimited here in this work by the polygon with coordinates 597.559E / 7.255.571N; 598.169E / 7.254.127N; 597.130E / 7.253.673N; 596.575E / 7.255.069N (UTM system – WGS 84 datum, 22J Zone). The total area has 0,851 km<sup>2</sup> and have rectangular shape (Figure 9). The geophysical survey on ground was characterized by 6 geoelectric profiles (L1-L6) and 7 magnetic lines (L1-L7), totalizing 5,7 km and 7 km of linear covering, respectively. The stations are spacing 25 m in the line direction N60E. This direction was chosen to perpendicular intercept the main structure of mineralized vein in opposite direction (N60W). It was employed the dipole-dipole array with 8 levels of investigation and distance  $a = 25$  m. The IP was read in the time domain through 5 current pulses of 2 seconds for each read, during the interval of the resistivity measures. Also, a map of elevation with a high precision GPS/RTK was created and plotted with the magnetic susceptibility data. These two have the same resolution of the ground geophysics survey of geoelectric and magnetic methods. The quota was used posteriorly on the geoelectric section and 3D models.

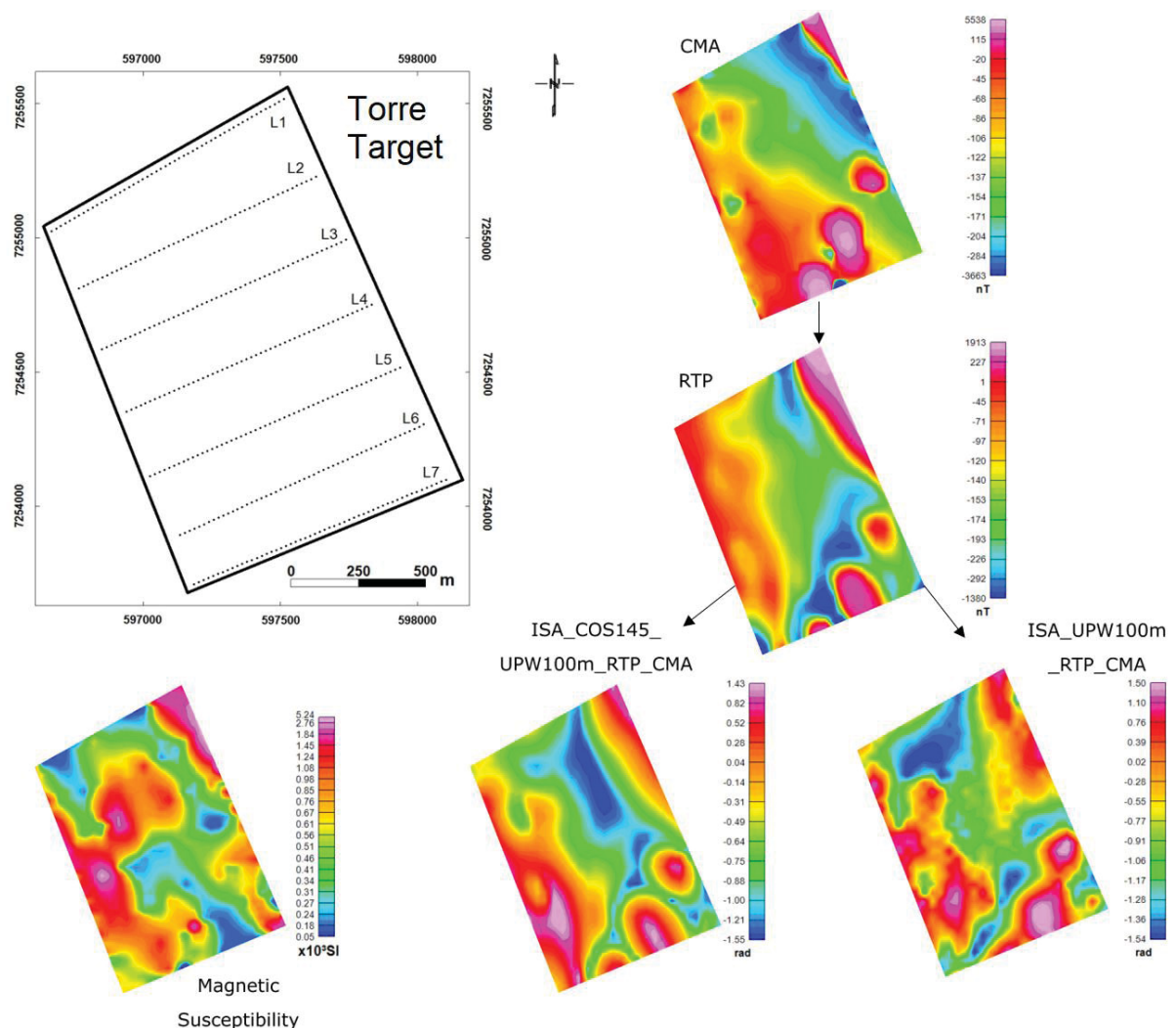


Figure 9 – Magnetic maps of the Torre Target.

After collected, the magnetic data was submitted to the diurnal variation correction and IGRF removal. The International Geomagnetic Reference Field (IGRF) calculated for the date and geographic location a field value of 22,575.7 nT. For gridding, the Triangulated Irregular Network (TIN) interpolator with a cell size of 50 meters was used. Was adopted the same data processing steps of the aeromagnetic data (Figure 5). The magnetic maps of Torre Target point an accentuated anomaly in the northeast with elongated at direction NW, that also agrees with the susceptibility map of Torre. This anomaly is situated on a topographic slope and coincides with a magnetic lineament traced from the TDR\_upw100m\_RTP\_TMI map. This anomaly has the same direction of the diabase dikes of the Ponta Grossa Arc and marks the surface as a low topographic relief combined with high gradient. Once diabasic rocks have a weathering process more intense than acid rocks as rhyolite and quartz veins, adding that they are rich in magnetic minerals, we expected to be a dike. Coincidentally, where the quartz-chalcedony-adularia vein outcrops we see a hill (Figure 12). In general, in the west we observe a zone with high magnetic perturbation. We note that has discrete values on upw100m\_RTP\_TMI and  $\cos 145^\circ$ \_upw100m\_RTP\_TMI maps, excluding the possibility of be associated with dyke intrusion. It is more likely to be magnetite enriched zone, commonly present in hydrothermal deposits when formed in the oxidizing phase and under vapors with low content of sulfurs. As observed by Seoane (1999), magnetite often composes the matrix of hydraulic breccias of rhyolitic composition in Castro Basin deposits. Furthermore, the mineralized zone also suffers K-feldspar alteration and pyrite are between the typical minerals, rather than carbonates chlorite and albite, being able to produce induced polarization effect in the same region.

At L1 and L2 (Figure 10) we see a strong and shallow IP anomaly in the extremity of lines. This IP anomaly coincides with the high magnetic lineament observed in the magnetic and susceptibility maps of the same Torre Polygon, feature that must be diachronic and non-related with mineralization of interest. The moist soil rich in clay minerals, typical of sub-tropical regions, explain the chargeability observed at shallower depths (first 20 m) in the first half of L1 and other individuated portions of L2, L3 and L4. At these same three sections the anomalies have great dimensions, occupying a lateral area of hundreds of meters and exhibiting more than 100 m on vertical scale, extending to distances greater than the investigated depth at some places. The IP section of L2 shows intermittent zones of high chargeability between the stations 0-21, that are situated between 0 and 560 meters, where the higher values possible related with Au mineralization are found in the line L2 at 50-250 meters. In the same line we note two features at shallow and intermediated depths that are interpreted as quartz-adularia veins. IP anomalies in epithermal systems are caused mainly by the membrane polarization effect due to the increase of minerals of illite-sericite group. The chargeabilities values can have amplitude of several tens of mV/V. Also, disseminated metal sulfides in the matrix of hydrothermal altered rocks will increase the effect of chargeability through another mechanism called electrode polarization. Furthermore, deposits occur near the main fault, characterized by conductive and well limited vertical features on this type of environment. Search for these signals will provide good clues for gold mineralization. In L3, the highest and deepest anomalies are checked between 160-370 m and what must be the mineralized vein at 320-520 m near surface. The same patterns can be observed at L4 where the anomaly appears at the profile's beginning, between 0-200 m and also at 320-450 m again at shallows levels. Atypical patterns are seen at L5 and L6. The topography

abruptly turns rougher at 350 m and the higher values of chargeability are observed in the same locals. Since quartz is the material that suffers least from weathering processes and could stay more preserved compared with background rocks like rhyolite, andesite and siltstone, this could be an indicative of the tabular horizontalized vein. At L6 this same feature turns stronger and occupies a large area, where the chargeabilities evidenced and defined better the structure. At the same last line (L6) the inflected vein covers almost all section (0-520 m), where the main deposit must be at the at 160-280 m. At final of L6, the anomaly corresponds to the pile of refuse material extracted from chalcedony quartz vein from a neighboring area (Figure 10).

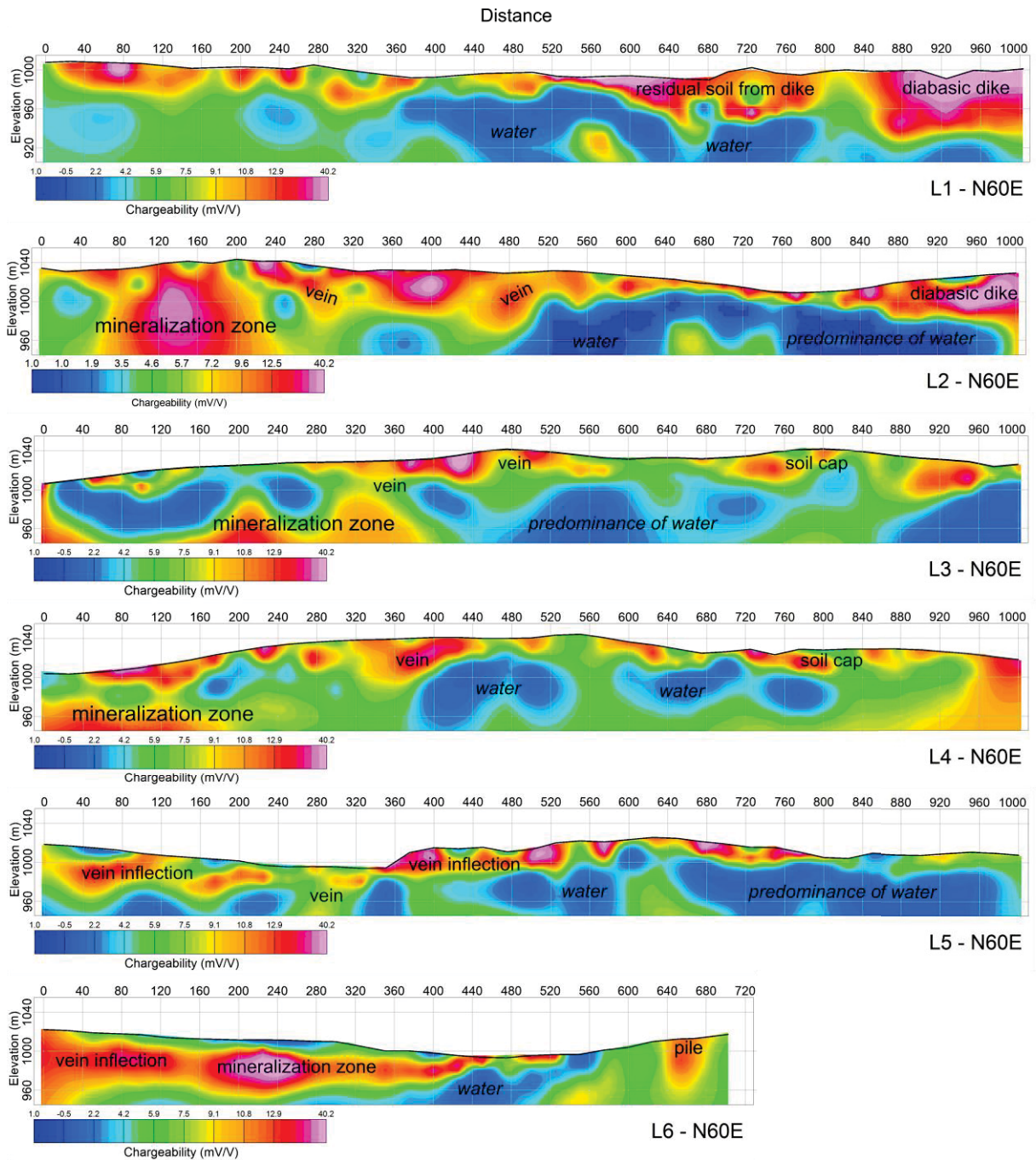


Figure 10 – Interpreted IP sections of L1-L6 showing the chargeability distribution of subsurface of Torre Target.

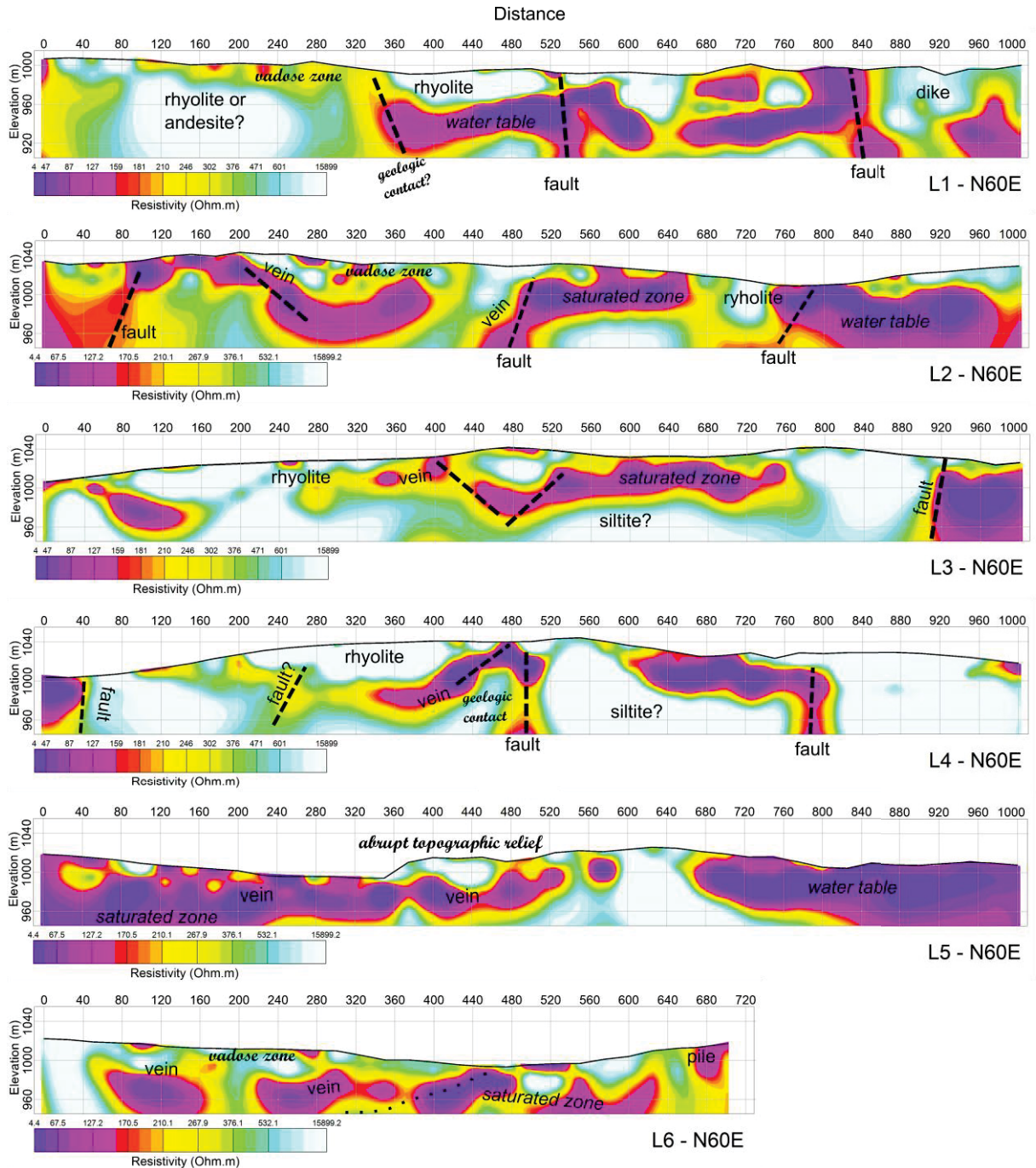


Figure 11 – Interpreted resistivity sections of Torre Target.

In the end of L1 in the electro resistivity sections we found a shape at shallows to intermediated depths. This resistivity rock coincides with an anomaly in the IP data. Below it is a conductive zone, probably associated with the intrusion of the mentioned body. This combination of geoelectric signature can be associated to a diabasic dike, that is not related with the mineralization of gold. There are three main conductive discontinuities intersecting the sections L2 which can also be observed at L3 and L4. A fourth discontinuity with low dip-angle intersects a resistive structure, observed at L4 with projection at surface (x axis) in the position 280 m, but with low-intermediated intervals of resistivity. At L5 it was possible to track the vein from 0 to 600 m. This interpretation structure agrees and were support by the interpretation made before

based on IP and topographic data. The same feature seems to be present at the L6 (50-500 m) but with more intermittent pattern. On L2 profile (725 meters) the rhyolite outcrops and presented 2000 Ohm.m. At the end of L6 there is a pile of rejected material extracted from vein, that present a tenor of 1g/ton. The geophysics characteristics of this pile of fragmented vein were used to compare with underburied rocks. The predominance of two big conductivity shapes at L5 reflect the high permeability of the environment. This line tangencies a lagoon, localized between of L4 and L5 at 450-500m. The presence of lakes associated with rhyolitic domes and sediments controlled by ring fractures are where the filled gutters (moats) develop (Seoane, 1999). The geophysics signature near this geomorphological feature together construct a strong indicative of mineral deposit, besides the others ore controllers.

The plane-sections show the distribution of subsurface from another view, where anomalies can be observed in 3D maps perspective. It was made one map for each level totalizing 8 maps piled together. The mineralized quartz vein of NW direction was detected in the first level and show continuity at all levels up to 100m, where it occupies a larger area. The distribution of resistivity values in map views provided a clearer idea of structural behavior, where it was possible to trace conductive lineaments that probably represent rock discontinuities. One important conductive lineament can be seen with same form and direction of the vein mapped at surface at the 400-425 of L3, lying nearby it at the medium of the survey line. In the fourth level a structure is noticed almost in the same position of the mineralized vein, that continues until the last level. Another important lithological discontinuity appears in the opposite direction (NE) in all maps at northwest of polygon.

The voxel, whose name comes from the neologism of the words volume and pixel, represents a value in a three-dimensional space. From the isolated data it regularly fills spaces that are not homogeneously occupied by samples, with the function of providing a solid with no smooth surface. The three-dimensional block model is composed of a set of voxels and aims to bring the model closer to reality by simulating the variation of certain property. Two voxel models were generated from the geophysical inversion of electrical data, where one contemplates the IP and resistivity simulating an anisotropic medium and the other uses isotropic and IP data only. Through the software Geokrige, the first 3D model was created interpolating the cells using the kriging method with 140(x), 170(y) and 90(z) blocks, with trend of 250° and 60° of dip. The resistivity model it's composed by 21 classes and merged with selected values of chargeability  $\geq 16.1$  mV/V. The cutoff value of 8 was arbitrarily chosen in an attempt to decrease the influence of soil cap and exclude other non-deposit related signals. A chargeability volume appears at south west suggesting a well delimited deposit. The quartz-chalcedony-adularia vein, rock where the high Au concentration is higher, was also detected in the shallow levels of the model. It is common to see chargeabilities coinciding with conductive zones, very close to or even in vertical and well limited ones. That features must be structural indicative of ore controllers. A main nuclei of IP chargeability was found at west, representing the main deposit of the surveyed area (Figure 13).

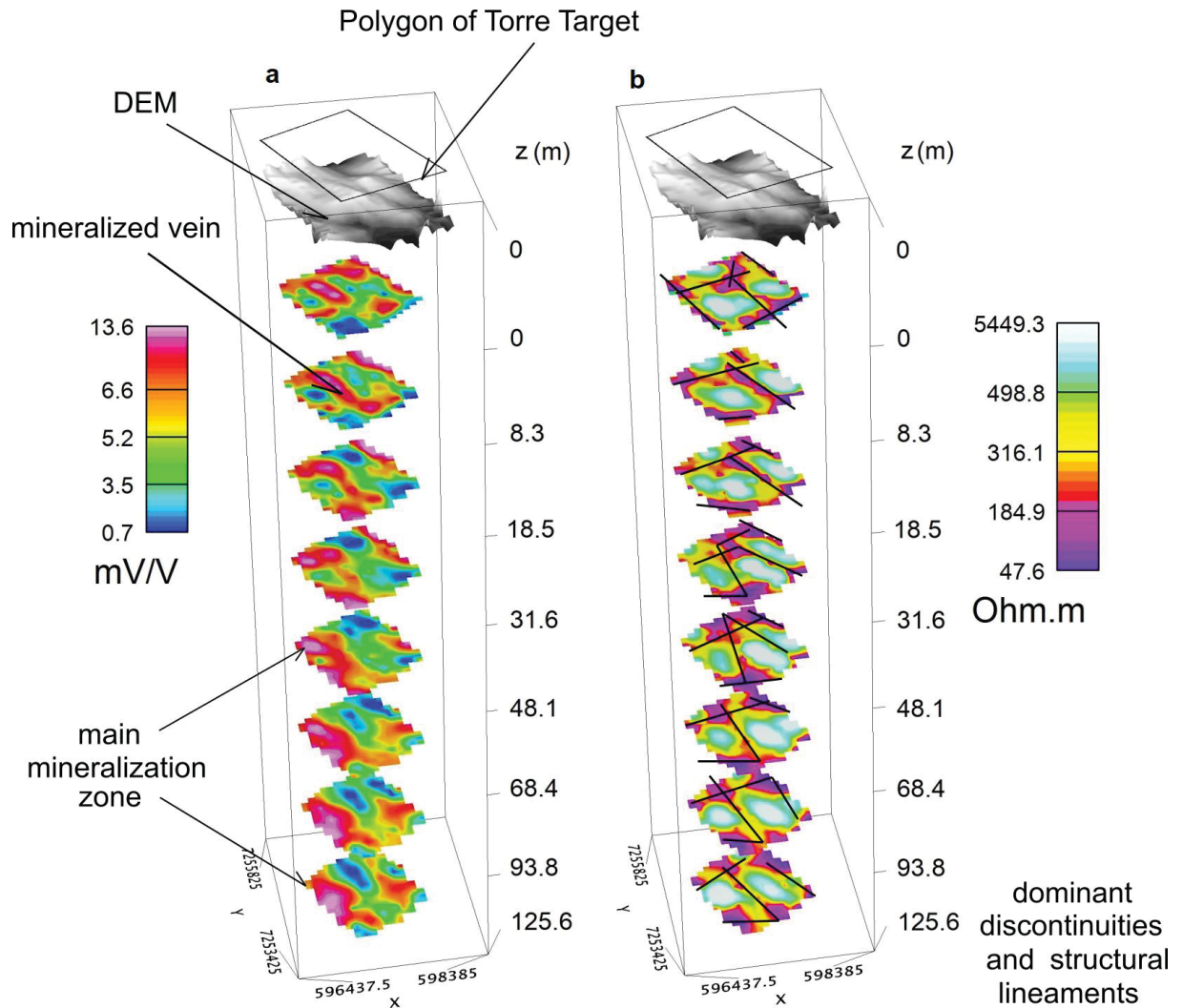


Figure 12 – Maps of investigation levels of (a) IP and (b) Res of Torre Target.

A drill hole profile was planned in the middle, parallel at L3 and close to each other. The site is where the mineralized quartz vein outcrops. This local was chose to better compare with the geophysical results and the observations extracted from geological mapping. Were realized 7 drill holes of which 1 diamond drill (TOFD) and 6 reverse circulation drills (TORC). The exact location (X, Y), total depth, length, dip and azimuth are showed on Table 1.

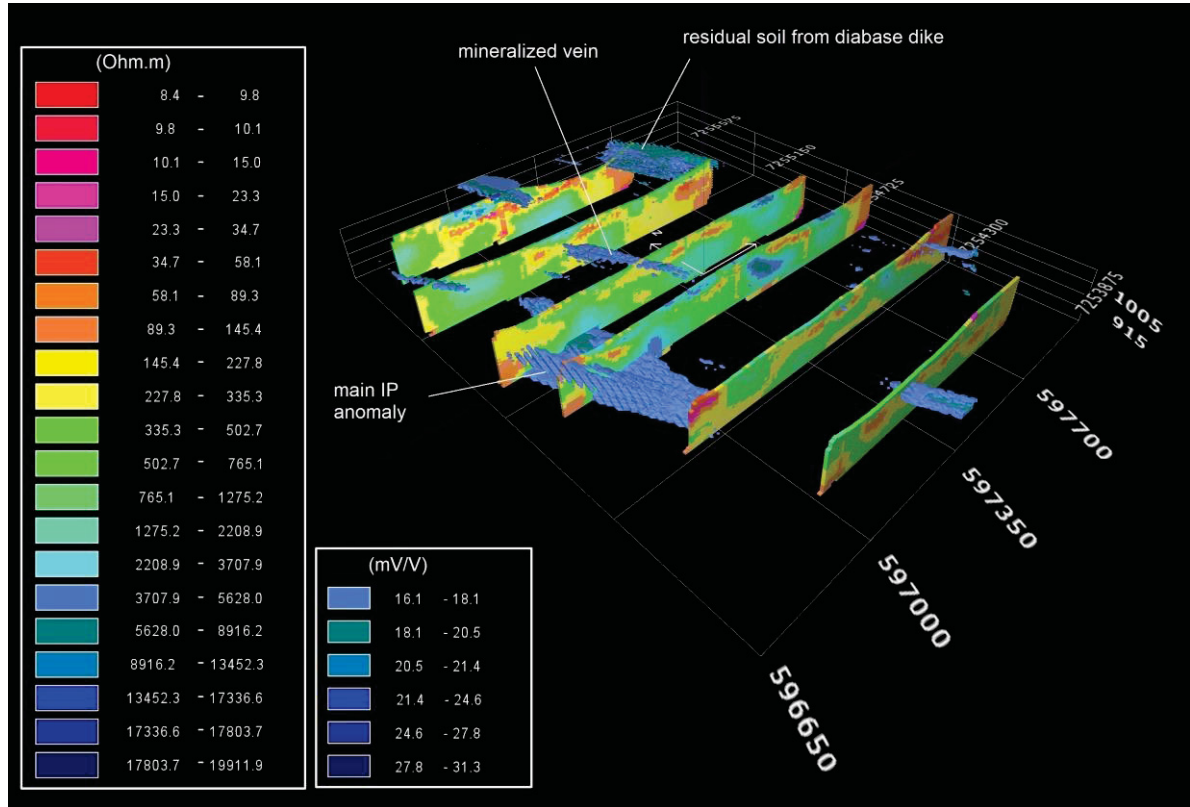


Figure 13 – Voxel model with resistivity sections and chargeability volume. High values of IP are seen in conductive regions and an important anomaly is revealed in center west.

Table 1 – Drillhole information.

Hole (ID)	X	Y	Depth. (m)	L (m)	Dip ( $\alpha$ )	Azimuth ( $\theta$ )
TORC13	7254767	597229	47	88	-60°	60°
TORC16	7254770	597245	32	87	-60°	60°
TORC17	7254782	597259	36	64	-60°	60°
TORC18	7254761	597218	44	88	-60°	60°
TORC20	7254791	597263	44	72	-60°	50°
TORC21	7254774	597261	36	72	-60°	60°
TOFD05	7254786	597269	36	76	-60°	60°

The materials extracted from drill hole cores logging were analyzed individually. Samples were collected every meter, classified and sent to lab to evaluate the gold content. A geologic section was made reconstructing and interpolating each hole (Figure 14).

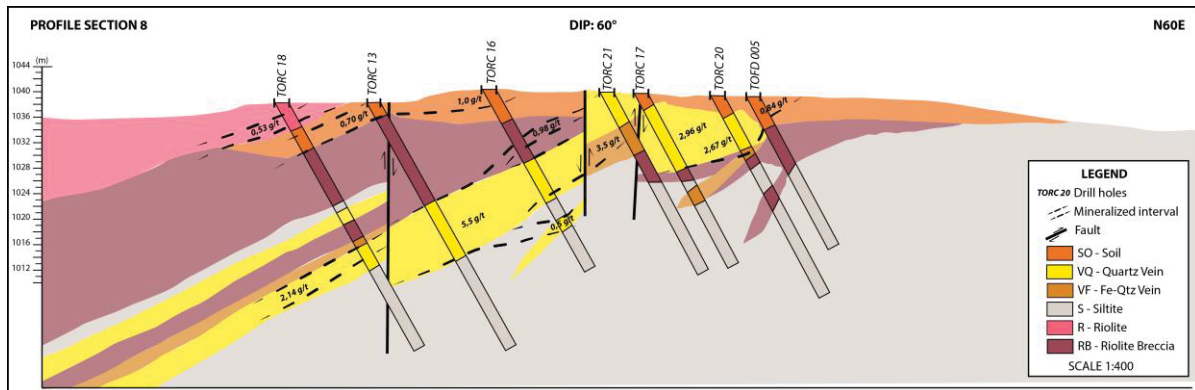


Figure 14 – Geologic profile based on bore hole data analysis.

The second model, only with the IP data and boreholes, was built interpolating cubic cells of 50 m x 50 m x 35 m by the inverse distance weighting algorithm. The software used for this purpose was the Geosoft/Seequent v.9. In addition to the voxel model, two iso-surface ranges were added, that are 8 mV/V and 10 mV/V and 12 mV/V. In the image, the model was divided with the iso-surfaces to intersect the drill holes and best compare. We note good similarity between the geologic section and the IP section from 3D modelling (Figure 15).

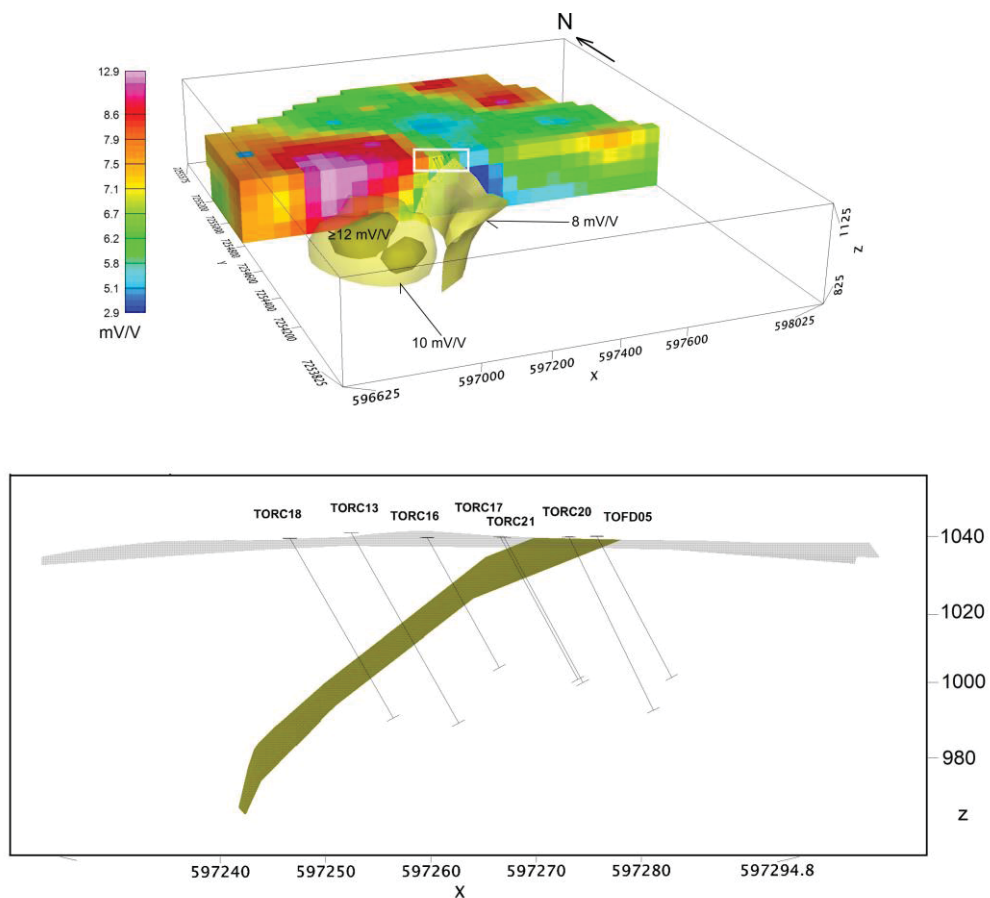


Figure 15 – Geophysical section of the IP voxels' model. Here the vein is presented with a chargeability of 8 mV/V, 10 mV/V and  $\geq 12$  mV/V.

## DISCUSSION

In a brief, the IP anomalies are found both at superficial and deep levels, being outcropping in some areas. The upper horizontal layer with high chargeability, whose thickness exceeds 10 meters at some places and is present almost all sections can be related on most of cases to the soil coverage, that is rich in clay due to the alteration of rocks of feldspathic composition, an erosion process very common due to the characteristics of geology and tropical weather of the region. Anomalies that continues at great depths can be correlated to the clay material mainly by illite minerals enrichment and disseminated metal sulfides at low grade, associated with the quartz intrusion, with have hydrothermal origins and is related to gold deposits. Low-intermediated chargeability with very high resistivity anomalies is the presumed geophysical signature of rhyolites. These are differentiated in the resistivity sections by the water table by causing the inverse effect, since saturated zones are conductive and do not present chargeability. Even knowing the existence of the andesite and siltstone rocks at subsurface, the variation of the electric properties is discrete, being difficult or impossible to distinguish with geoelectric measurements. In intention not to cause a misinterpretation and simplify, signs weren't attributed to specific rock basing just on resistivity or IP values, where the interpretation was made cautiously and with support of geologic information based on outcrops and drill cores observations. Beyond defining the solid rocks location in general, the main contribution of resistivity data was the detection and mapping of saturated zones and ducts. Verticalized conductive/low-resistivity feature represented geological discontinuities like faults or lithological contacts whereas the horizontal ones refer to the water table and saturated zones in most cases (L1-L4), but can represent the vein intrusion at some regions. This is better seen in L5 and L6, were a sub-horizontal vein appears clearly and with great dimension, were in the same locals high IP anomalies were verified.

## CONCLUSION

Aero geophysics, through gamma-ray spectrometry and magnetic datasets, selected potential deposits of gold in the Castro Basin, once gold mineralization is often structurally controlled by large-scale lineaments and concentrated in locals altered by hydrothermal events. Radiometric signatures that reflect potassium enrichment, typical of these hydrochemical reactions, were highlighted by the Factor F, which presented similar patterns compared to the anomalous potassium map. Both of them manifested good correlation with higher tenor of gold being these statements based on geochemical samples. Anomalous uranium showed a complex behavior and less strong but also positive association with mineralization. The RTP and TDR maps added to the understanding the structural network and geologic units of the basin. IP results limited the main intrusion of quartz-adularia, chalcedony and sericite composition and discovered what must be an important mineralization zone, whose responses were associated with clays augmentation and small amount of metal sulfides disseminated in veins and felsic rocks. Resistivity anomalies were fundamental mainly to detect faults through verticalized and conductive patterns. Magnetometry was important to reveal magnetization of intermediate amplitude values that must be related to the concentration of magnetite amid the matrix of hydraulic

breccias and with rhyolites, which in turn are linked to the same hydrothermal alteration events of the Au mineralization. In addition, the detailed topography and magnetic susceptibility maps helped to remove the ambiguity of the IP data, separating the high the signature of diabasic soil or rock from other geophysical responses of interest. Magnetic gradient in NW direction and low topographic alignment indicate diabase dikes since they are more susceptible to weathering than quartz-adularia veins. Results obtained were compared and validated by drill holes.

## ACKNOWLEDGEMENTS

F. Antonelli and F.J.F. Ferreira were supported in this research by fellowships from CAPES Foundation, Ministry of Education of Brazil (grant 88882.381511/2011-01) and from National Council for Scientific and Technological Development (CNPq, Brazil) (grant 303826/2018-5), respectively. We thank Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, Geological Survey of Brazil) and Verdau Mineração Ltda for permission to use the geologic and geophysical data.

## REFERENCES

- Airo M.L. 2001. Aeromagnetic and aero radiometric response to hydrothermal alteration. *Geological Survey of Finland*, 32, 273-302.
- Airo M.L., Mertanen S. 2008. Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. *J. of Applied Geophysics*, 64, 14-24. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.10.003>
- Allis R.G. 1990. Geophysical anomalies over epithermal system. *J. of Geochemical Expl.*, 36, 339-374. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90060-N](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90060-N)
- Alva-Valdivia L., Urrutia-Fucugauch, J. 1998. Rock magnetic properties and ore microscopy of the iron ore deposit of Las Truchas, Michoacan, Mexico. *Journal of Applied Geophysics*, 38(4), 277–299. [https://doi.org/10.1016/s0926-9851\(97\)00036-0](https://doi.org/10.1016/s0926-9851(97)00036-0)
- Arioli E.E., Moreton L.C. 1982. Projeto Castro - Relatório de Etapa. Relat. Int. Curitiba: Mineropar - Minerais do Paraná S. A., p.106.
- Atekwana E.A., Sauck W.A., Werkema D.D. 2000. Investigations of geoelectrical signatures at a hydrocarbon contaminated site. *Journal of Applied Geophysics*, 44, 2-3, 167–180. [https://doi.org/10.1016/s0926-9851\(98\)00033-0](https://doi.org/10.1016/s0926-9851(98)00033-0)
- Baranov V., Naudy H. 1964. Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, 29, 1, 67-79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>
- Braga A.C.O. 2016. *Métodos Geométricos em Hidrogeologia*. Oficina de Textos, São Paulo, p.159.
- Briggs I.C. 1974 Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39, 39-48. <https://doi.org/10.1190/1.1440410>

CPRM – Brazilian Geological Service. 2016. Occurrence of free gold in hydrothermally-altered volcanic rocks at Castro Basin, State of Paraná, Brazil: perspectives for new potential areas. Technical report, 8, Brasília, p.7.

Fedi M., Rapolla A., Russo G. 1999. Upward continuation of scattered potential field data. *Geophysics*, 64 (2) 443-451. <https://doi.org/10.1190/1.1444549>

Feebray C.A., Hishida H., Yoshika K., Nakayama K. 1998. Geophysical expression of low sulphidation epithermal Au-Ag deposits and exploration implications - examples from the Hokusatsu region of SW Kyushu, Japan: *Resource Geology*, 48, 75–86. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00008.x>

Hojat A., Arosio D., Ivanov V.I., Longoni L., Papin M., Scaioni M., Tresoldi G., Zanzi L. 2019. Geoelectrical characterization and monitoring of slopes on a rainfall-triggered landslide simulator. *Journal of Applied Geophysics*, 170, 103844. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103844>

Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, in: Hagemann, S. G., and Brown, P. E., eds., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, 13, Society of Economic Geologists, 245-277.

Hoover D.B., Heran W.D., Hill P.L. 1992. The geophysical expression of selected mineral deposit models. U.S. Department of the Interior Geological Survey. Open-file report, 92-557.

Inrvine R.J., Smith M.J. 1989. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Geochemical Exploration*, 36, 375-412. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90061-E](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90061-E)

Jacobsen B.H. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52, 8, 1038-1148. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>

Li, X., 2008. Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: observations and considerations. *Leading Edge*, 27, 8, 990–1002. <http://dx.doi.org/10.1190/1.2967550>

Loke M.H., Barker R.D. 1996. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysics Prospecting*, 44, 23, 499–523. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x>

Loke M.H. 2004. Tutorial 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Notes, 128.

Lopes J.A., Trein E., Muratori A., Palka J., Fuck R.A. 1966. Folha Geológica de Castro. Com. Carta Geológica do Paraná, Mapa Geológico em escala 1:50.000.

Mastellone D., Fedi M., Ialongo S., Paoletti V. 2013. Volume upward continuation of potential fields from the minimum-length solution: An optimal tool for continuation through general surfaces. *SEG Conference Paper*, 83rd SEG Annual Meeting, Houston, 1-4. <https://doi.org/10.1190/segam2013-0593.1>

McCay A.T., Harley T.L., Younger P.L., Sanderson D.C.W. 2014. Gamma-ray Spectrometry in Geothermal Exploration: State of the Art Techniques. *Energies*, 7, 4757-4780. <https://doi.org/10.3390/en7084757>

Miller H.G., Singh V. 1994. Potential field tilt – A new concept for location of potential field sources. *J. of Applied Geophysics*, 32, 213-217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)

Minty B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO J. of Australian Geology and Geophysics*, 17 (2), 39-50. [RN:28049082](#)

Morrell A.E., Locke C.E., Cassidy J., Mauk J.L. 2011. Geophysical Characteristics of Adularia-Sericite Epithermal Gold-Silver Deposits in the Waihi-Waitekauri Region, New Zealand. *J. of Economic Geology*, 106, 1031-1041.

Pawlowski R.S. 1995. Preferential continuation for potential-field anomaly enhancement. *Geophysics*, 60 (2), 1942-2156. <https://doi.org/10.1190/1.1443775>

Raposo M.I.B., Ernesto M., 1995. An early cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dikes (Brazil): implications for the south American Mesozoic apparent polar wander path. *J. Geophysics Research Solid Earth*, 100, 20095–20109. <https://doi.org/10.1029/95JB01681>

Pullaiah G., Irving E., Buchan K.L., Dunlop D.J. 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planetary Science Letters*, 28, 2, 133-143. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90221-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90221-6)

Reis Neto J.M., Moro R. de P.X., Siga Jr. O., 1994. Grupo Castro: Idade e Implicações Tectônicas. *Congr. Bras. Geologia.*, 38, Camboriú. Boi. De Res. Exp. 2, Brasil, 394-395.

Scott B.L, Dickson K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys adding the geochemical factors. *Journey of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2), 187-200.

Seoane J.C.S. 1999. Geologia do ouro epitermal de Castro. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Campinas – Unicamp, Campinas, p.216.

Silva D.C., Vaine M.E.E. (Coordinators). 2001. Atlas comentado da geologia e dos recursos do Estado do Paraná. Mineropar, Curitiba, 125p.

Souza de Araújo O.S., Hindi E.C., Rigoti A., Fabio F.H. 2019. Improved imaging of a karst aquifer using focused source electromagnetic and differentially normalized method: a qualitative analysis. *J. of Geophysical Prospecting*, 67 (7), 1965-1976. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12795>

Tapia J., Townley B., Córdova L., Poblete F., Arriagada C. (2016). Hydrothermal alteration and its effects on the magnetic properties of Los Pelambres, a large multistage porphyry copper deposit. *Journal of Applied Geophysics*, 132, 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.07.005>

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge, 1, p.770.

Weiherrmann J.D., Ferreira F.J.F., Oliveira S.P., Cury L.F., Souza J. 2018. Magnetic interpretation of the Paranaguá Terrane, southern Brazil by signum transform. *Journal of Applied Geophysics*, 154, 116-127. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.05.001>

White N.C., Hendenquist J.W. 1995. Epithermal Gold Deposits: style, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, 23, 1, 9-23.

## 7 CONCLUSÃO

Através da geofísica aérea marcadores estruturas derivados de mapas magnéticos e zonas hidrotermais definidas pela gamaespectrometria selecionaram possíveis depósitos de ouro na Bacia de Castro. Assinaturas radiométricas que refletem o enriquecimento de potássio, característico do hidrotermalismo nesse tipo de ambiente, foi destacado no mapa do Fator F, que apresentou padrões semelhantes ao mapa do potássio anômalo. O urânio anômalo mostrou um comportamento complexo e uma associação menos forte, mas também positiva com as mineralizações, sendo essas afirmações baseadas em amostras geoquímicas. Os mapas TDR agregaram no entendimento da trama estrutural, onde os traçados magnéticos muitas vezes coincidiram com lineamentos já mapeados. Na geofísica terrestre os dados de cargabilidade acusaram o principal veio de quartzo-adularia, calcedônia e sericita e sugere ter revelado uma zona mineralizada importante, cuja resposta está associada ao acréscimo de argila e a um pequeno conteúdo de sulfetos metálicos na forma disseminada. As anomalias de resistividade foram de fundamental importância para mapear falhas através de padrões condutivos e verticalizados. Valores de amplitude intermediária nos dados de susceptibilidade devem remeter à concentração de magnetita em meio à matriz de brechas hidráulicas, que por sua vez estão ligadas aos mesmos eventos de alteração hidrotérmica responsáveis pela mineralização de Au, e aos riolitos, onde teores também são verificados. Quebras de gradiente magnético de direção NW e baixo topográfico alinhados são manifestações dos diques de diabásio, onde a explicação reside em sua composição rica em minerais de magnetita e por serem mais susceptíveis a alteração intempérica em relação às demais rochas. O modelo de elevação e o mapa de susceptibilidade ajudaram a remover a ambiguidade dos resultados de IP, discriminando as altas cargabilidades e altos magnéticos do solo diabásico e da própria intrusão do dique, que é assíncrona aos depósitos, das demais respostas geofísicas associados aos processos hidrotermais e aos eventos mineralizantes de ouro.

Os produtos geofísicos 2D e 3D foram comparados e confirmados pelos furos de sondagem. Os objetivos propostos tiveram êxito ao mostrar a eficácia da combinação de métodos geofísicos de baixo custo de aquisição, validando a hipótese levantada. O estudo complementa o recente trabalho do Serviço Geológico do

Brasil/CPRM, que classificou a região de relevante interesse mineral. Esse trabalho pode ser utilizado para direcionar futuras etapas de campanhas geofísicas em projetos de exploração de depósitos correlatos.

## 8 REFERÊNCIAS

- Airo M.L. 2001. Aeromagnetic and aero radiometric response to hydrothermal alteration. *Geological Survey of Finland*, **32**, 273-302.
- Airo M.L., Mertanen S. 2008. Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. *J. of Applied Geophysics*, **64**, 14-24.
- Allis R.G. 1990. Geophysical anomalies over epithermal system. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**, 339-374.
- Almeida R.P., Janikian L., Romalino A., Fragoso-Cesar S., Fambrini G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern: South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, **118**, 145-161.
- Antonelli F. 2016. Avaliação da possível influência de forçantes geofísicos sobre a variabilidade de temperatura na região litorânea do Rio Grande do Sul no último século. Trabalho de conclusão de curso de Geofísica da Universidade Federal do Pampa-Unipampa, Caçapava do Sul, p.68.
- Araújo O.S. 2018. Fonte eletromagnética focalizada e método diferencialmente normalizado: abordagens e aplicação em água subterrânea. Dissertação de Mestrado do curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná-UFPR, Curitiba, p.79.
- Baranov V., Naudy H. 1964. Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, **29**, 67-79.
- Bastos J.P.A. 2013. *Eletromagnetismo para engenharia: estática e quase estática*. Editora UFSC, 2, Florianópolis, p.398.
- Bertoldo A.L., Muratori A., Trein E., Basumallick. 1970. Folha Geológica de Joaquim Murtinho. Com. Carta Geológica do Paraná, Mapa Geológico em escala 1:50.000.
- Blackely R. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 1, Cambridge, p.464.

Biondi J.C. 2015. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros*. Oficina de Textos, São Paulo, 2, p.552.

Braga A.C.O. 2016. *Métodos Geométricos em Hidrogeologia*. Oficina de Textos, 1, São Paulo, p.159.

Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**, 39-48.

Buchanan, L.J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest, in Kermode Resources LTD. Site: <<http://www.kermode.com/s/qwikreport.asp?IsPopup=Y&printVersion=now&X8WZ=538765,523645,523710>>. Acesso em 01 de setembro de 2019 às 16:20.

Butler R.F. 1998. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Science, 1, Portland, p.336.

Cole K.S., Cole R.H. 1941. Dispersion and Absorption in Dielectrics - Alternating Current Characteristics. *J. Chem. Phys.*, **9**, **4**, 341–352.

Corti C.W., Holliday R.J. 2004. Commercial aspects of gold applications: From materials science to chemical science. *Gold Bulletin*, **37**, 1-2, 20–26.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 1978. Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul. CPRM/GEOFOTO (arquivo digital), Rio de Janeiro.

CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 2011. Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, Lasa Prospecções, 1, p.326.

CPRM. Serviço Geológico Brasileiro. 2016. Occurrence of free gold in hydrothermally-altered volcanic rocks at Castro Basin, State of Paraná, Brazil: perspectives for new potential areas. Technical report, 8, 2448-2242.

Dentith M., Mudge S.T. 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 1, Cambridge, p.438.

Dickson K.M., Scott B.L. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys adding the geochemical factors. *AGSO Journey of Australian Geology & Geophysics*, **17**, 2, 187-200.

Diniz V.C.S., Dantas B.B., Figueiredo A.R., Cornejo D.R., Costa A.C.F.M. 2015. Avaliação microestrutural e magnética de Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> sintetizada pelo método de reação de combustão. *Cerâmica*, **61**, 298-302.

Feebray C.A., Hishida H., Yoshika K., Nakayama K. 1998. Geophysical expression of low sulphidation epithermal Au-Ag deposits and exploration implications

- examples from the Hokusatsu region of SW Kyushu, Japan: *Resource Geology*, 48, 75–86.

Franklin W. R. 1973. Triangulated irregular network program. <ftp://ftp.cs.rpi.edu/pub/franklin/tin73.tar.gz>. In: Franklin W.R., Vogt C. 2006. Tradeoffs when multiplex observer siting on large terrain cells. *Progress in Spatial Data Handling*, 845-861.

Frigo E., 2013. Variações geomagnéticas, heliomagnéticas e do fluxo de raios cósmicos galácticos: possíveis consequências climáticas na região da América do Sul. Tese de Doutorado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, p.142.

Ford K., Keating P., Thomas M.D. 2007. Overview of geophysical signatures associated with canadian ore deposits. In: Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods; by Goodfellow, W D (ed.); Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 939-970.

Galeano E. 2010. As veias abertas da América Latina. L&PM, Montevideu, p.392.

Gilmore G.R. 2008. *Practical Gamma-ray Spectrometry*. John Wiley & Sons, 2, Chichester, p.389.

Google Earth Imagens. Acesso em: 16 de maio de 2018.

Gouvêa J.L. 2013. *Geofísica na prospecção mineral: Guia para aplicação*, SBGF, Séries de Geofísica 2, Rio de Janeiro, p.108.

Gnojek I, Prichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23**, 491-502.

Grant F.S., Dodds J. 1972. MAGMAP FFT processing system development notes. Paterson Grant & Watson Ltd.

Guimarães B.G. 2000. *As rochas granitóides do complexo granítico cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos*. Tese de Doutorado do curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná-UFPR, p.218.

Gunn P.J., Dentith M.C. 1997. Magnetic responses associated with mineral deposits. *AGSO Journey of Australian Geology & Geophysics*, **17**, 2, 145-158.

Hansen R.O., Pawlowski R.S. 1989. Reduction to the Pole at low latitudes by Wiener filtering. *Geophysics*, **54**, 1607-1613.

Hedenquist J.W., White N.C. 1995. Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG News Letters*, **23**, 1, 9-13.

Hedenquist J.W., Arribas A.R., Gonzales-Urien E. 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits, *SEG Reviews*, **13**, 7, 245-277.

Hedenquist J.W. 2005. Depósitos de Au e Ag-Au em veios epitermais: estilos antigos, novos alvos. 1º Simpósio de Metalogenia, Gramado-RS.

Irvine R.J., Smith M.J. 1989. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Geochemical Exploration*, **36**, 375-412.

Kridge D.G. 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, **52**, 119-139.

Lagoeiro L.E. 2004. Transformation of magnetite to hematite and its influence on the dissolution of iron oxide minerals. *J. Metamorphic Geology*, **16**, 3, 415-423.

Li Y., Oldenburg D.W. 2001. Stable reduction to the pole at the magnetic equator. *Geophysics*, **66**, 571-578.

Lima D.P.D. 2017. Caracterização Geofísica da Região Sudeste do Brasil a partir de Dados Potenciais Satelitais: Porção Centro-Norte. Relatório apresentado à disciplina Processamento e Interpretação Geofísica Aérea do Curso de Geologia da Universidade de Brasília-UnB, p.47.

Loke M.H. 1999. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Notes, p.57.

Lopes J.A., Trein E., Muratori A., Palka J., Fuck R.A. 1966. Folha Geológica de Castro. Com. Carta Geológica do Paraná, Mapa Geológico em escala 1:50.000.

Macdonald E.H. 2007. *Handbook of gold exploration and evaluation*. Woodhead Publishing, 1, Cambridge, p.647.

Mastellone D., Fedi M., Ialongo S., Paoletti V. 2013. Volume upward continuation of potential fields from the minimum-length solution: An optimal tool for continuation through general surfaces. *SEG Conference Paper*, 83rd SEG Annual Meeting, Houston, 1-4.

Matthews A. 1976. Magnetite formation by reduction of hematite with iron under hydrothermal conditions. *American Mineralogist*, **61**, 927-932.

Mendonça C.A., Silva J.B.C. 1993. A stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator. *Geophysics*, **58**, 1084-1090.

Merril R.T. 1992. *Our Magnetic Field, The Science of Geomagnetism*. The University of Chicago Press, 1, Chicago, p.260.

Mineropar. Minerais do Paraná S.A. 2006b. Mapas Geológicos do Paraná, Folha Telêmaco Borba – Escala 1:250.000. 2 ed. Software de Geoprocessamento: QGis 3.8

Miller H.G., Singh V. 1994. Potential field tilt – A new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**, 213-217.

Modriniak N., Marsden E. 1938. *Experiments in geophysical survey in New Zealand*. Geological Memoirs, 4, DSIR, New Zealand, p. 92.

Moreira C., Ilha L.M. 2011. Prospecção geofísica em ocorrência de cobre localizada na bacia sedimentar do Camaquã (RS). *R. Esc. Minas*, **64**, 3, 305-311.

Moro R.P.X. 1993. *A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro, PR*. Dissertação de Mestrado do curso de Geologia da Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro, p.156.

Morrell A.E., Locke C.E., Cassidy J., Mauk J.L. 2011. Geophysical Characteristics of Adularia-Sericite Epithermal Gold-Silver Deposits in the Waihi-Waitekauri Region, New Zealand. *Economic Geology*, 106, 1031-1041.

Muratori A., Fuck R.A., Trein E., Lopes J.A. 1966. Folha Geológica de Piraí do Sul. Com. Carta Geológica do Paraná, Mapa geológico em escala 1:50.000.

Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with Polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *J. of Geophysics*, **37**, 507–517.

Orellana E. 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo, 1, Madrid, p.523.

Orellana E. 1974. *Prospección geoelectrica por campos variables*. Paraninfo, 1, Madrid, p.571.

Pereira L.C.L., Santos L.C.M., Carrino T.A. 2019. The role of airborne geophysics in the investigation of gold occurrences in the Itapetim Region, Borborema Province, Northeast Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **49**, 3, 1-17.

Pinheiro K. Magnetismo da Terra: Curso on-line. 2012 Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 1, disponível online no ano de 2012.

Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits*. Springer, 1, Berlin, p.709.

Pullaiah G., Irving E., Buchan K.L., Dunlop D.J. 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planetary Science Letters*, **28**, 2, 133-143.

Reis Neto J.M., Moro R. de P.X., Siga Jr.O. 1994. Grupo Castro: Idade e Implicações Tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos, 2, 394-395.

Reynolds J.M. 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester, 2, John Willey-Blackwell, p.696. Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.J., McEwan C.J., Rowe R.R., Zhou X. 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types. *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 691-711.

Roest. W.R., Verhoett J., Pilkington M. 1993. Magnetic interpretation using the 3D analytic signal. *Geophysics*, **50**, 1, 116-125.

Schön J.H. 2011. *Propriedades físicas das rochas aplicadas à Engenharia*. Elsevier, 1, São Paulo, p.496.

Seoane J.C.S. 1999. *Geologia do ouro epitermal de Castro*. Tese de Doutorado do curso de Geologia da Universidade Federal de Campinas-Unicamp, p.216.

Serrano V.D. 2018. Modelagem geológica e avaliação dos recursos minerais de ouro e prata na Fazenda São Daniel - Carambeí-PR. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, p.90.

Shepard D. 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly -paced data. ACM '68 Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference, 517-524.

Schön J.H. 2011. *Propriedades físicas das rochas aplicadas à Engenharia*. Elsevier, 1, São Paulo, p.496.

Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid composition, and epithermal precious metal deposits. *Soc. Econ. Geol., Spec. Publ.*, **10**, 315–343.

Silva D.C. 2001. Atlas comentado da geologia e dos recursos do Estado do Paraná. Mineropar, Curitiba, p.125.

Shi W. 1998. Advanced Modeling and Inversion Techniques for Three-dimensional Geoelectrical Surveys. Tese de doutorado, Universidade de Massachusetts, Massachusetts, p.210.

Skeppström K, Olofsson B. 2007. Uranium and radon in groundwater. *European Water*, **18**, 51-62.

Sumner J.S. 1976. *Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration*. Elsevier Science, 1, Arizona, p.276.

Taylor B.E., 2007, Epithermal gold deposits, in Goodfellow, W.D., 1, Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: *Geological Association of Canada*, Mineral Deposits Division, Special Publication, **5**, 113-139.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, 1, Cambridge, p.770.

Trein E., Fuck R.A., R.A., Lopes J.A., Muratori A., Palka J. 1966. Folha Geológica de Colônia Iapó. Com. Carta Geológica do Paraná, Mapa geológico em escala 1:50.000.

Trein E., Fuck R.A. 1967. O grupo Castro. Boletim Paranaense de Geociências, 23-25:257-305.

Yao L., Xue D-Y., Wang M. 2010. Reduction to the pole at the geomagnetic equator. *Chinese Journal of Geophysics*, 53, 6, 1082-1089.

Yamamoto J.K., Landim P.M.B. 2013. *Geoestatística, conceitos e aplicações*. Oficina de textos, 1, São Paulo, p. 215.

Yin C. 2000. Geoelectrical inversion for a one-dimensional anisotropic model and inherent non-uniqueness. *Geophysical Journal International*, 140, 1, 11-23.

Weiherrmann J.D., Ferreira F.J.F., Oliveira S.P., Cury L.F., Souza J. 2018 Magnetic interpretation of the Paranaguá Terrane, southern Brazil by signum transform. *J. of Applied Geophysics*, 154, 116-127.

White N.C., Hendenquist J.W. 1995. Epithermal Gold Deposits: style, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, **23**, 1, 9-23.

Wilford J.R., Bierwirth P.N., Craig M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO J. of Applied Geology and Geophysics*, **17**, 2, 201-206.