



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Lis Franco Rocha

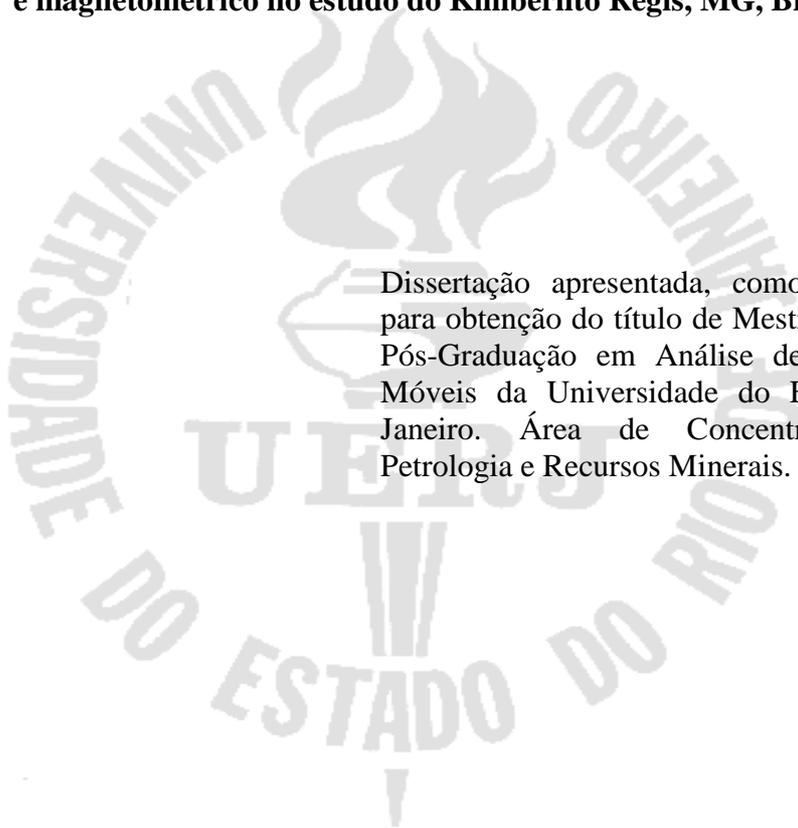
Inversão gravimétrica 3D e interpretação integrada dos métodos CSAMT, gravimétrico e magnetométrico no estudo do Kimberlito Régis, MG, Brasil.

Rio de Janeiro

2013

Lis Franco Rocha

Inversão gravimétrica 3D e interpretação integrada dos métodos CSAMT, gravimétrico e magnetométrico no estudo do Kimberlito Régis, MG, Brasil.



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Dr. Paulo de Tarso Menezes

Coorientador: Dr. Emanuele Francesco La Terra

Rio de Janeiro

2013

CATALOGAÇÃO NA FONTE

UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

R672 Rocha, Lis Franco.

Inversão gravimétrica 3D e interpretação integrada dos métodos CSAMT, gravimétrico e magnetométrico no estudo do kimberlito Régis, MG, Brasil / Lis Franco Rocha. – 2013. 47 f. : il.

Orientador: Dr. Paulo de Tarso Menezes

Coorientador: Dr. Emanuele Francesco La Terra

Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

Bibliografia.

1. Kimberlito – Minas Gerais - Teses. 2. Gravidade (Física) – Medição - Teses. 3. Geofísica - Teses. 4. Prospecção – Métodos geofísicos – Teses. I. Menezes, Paulo de Tarso. II. La Terra, Emanuele Francesco. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 552.323.6(815.1)

Autorizo apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Lis Franco Rocha

Inversão gravimétrica 3D e interpretação integrada dos métodos CSAMT, gravimétrico e magnetométrico no estudo do Kimberlito Régis, MG, Brasil.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 26 de fevereiro de 2013.

Orientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso Menezes

Banca Examinadora:

Dr. Emanuele Francesco La Terra (Coorientador)

Observatório Nacional - MCTI

Dr. Miguel Ângelo Mane

Faculdade de Geologia da UERJ

Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto

Observatório Nacional - MCTI

Rio de Janeiro

2013

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que sempre estiveram presentes ao longo dessa jornada.

Agradeço em especial aos meus orientadores, Paulo de Tarso Menezes e principalmente Emanuele La Terra por tudo que me ensinaram, incentivaram e somaram durante este mestrado.

Agradeço aos meus colegas de curso pelo seu incentivo e amizade.

Agradeço a todos os professores deste mestrado, pelo que me ensinaram e representaram nesta jornada.

Agradeço minha família, meus pais que sempre priorizaram e incentivaram os meus estudos e a minha irmã, Luana, por estar sempre tão presente.

Agradeço a FAPERJ pela bolsa de estudos concedida.

RESUMO

ROCHA, Lis Franco. *Inversão gravimétrica 3D e interpretação integrada dos métodos CSAMT, gravimétrico e magnetométrico no estudo do Kimberlito Régis, MG, Brasil*. 2013. Xxx f. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

Os diamantes são minerais raros e de alto valor econômico. Estes minerais se formam em condições mantélicas, numa profundidade aproximada de 150 a 200 km e ascendem à superfície em magmas alcalinos e carbonatíticos formando, respectivamente, kimberlitos e lamproitos que constituem os depósitos primários. No presente trabalho objetivou-se o estudo da geometria do Kimberlito Régis, através de inversão gravimétrica 3D e posterior modelagem 2D utilizando resultados magnetométricos e eletromagnéticos para reduzir a ambiguidade inerente ao processo de interpretação. Como resultado estimou-se um conduto vulcânico com cerca de 800 metros de profundidade e 200 metros de diâmetro na superfície. Este último diminui gradualmente em profundidade, o que confere ao kimberlito estudado uma típica configuração em cone invertido. Conforme esperado, a integração de métodos diferente métodos geofísicos mostra-se mais eficiente do que a interpretação isolada.

Palavras chave: Kimberlito. Gravimetria. Magnetometria. CSAMT

RÉSUMÉ

Les diamants sont des minéraux rares et de grande valeur économique. Ces minéraux sont formés dans des conditions mantelliques, dans une profondeur d'environ 150 à 200 km et montent vers la surface englobés en magmas alcalins et carbonatitiques, dans les kimberlites et lamproïtes (dépôts primaires). Ce travail a eu comme objectif l'étude de la géométrie du Kimberlite Régis. Pour cette étude nous avons réalisé une inversion en 3D et un modelage en utilisant des données de gravimétrie et les résultats d'une étude de magnétométrie (Menezes et La Terra, 2011) et CSAMT (La Terra et Menezes, 2012). Les anomalies Bouguer et magnétique ont été modélisées à partir d'un résultat CSAMT, en présentant comme résultat un conduit volcanique d'à peu près 800 mètres de profondeur et 200 mètres de largeur. Le résultat de l'inversion, par contre, a présenté un corps en forme de cône inverti avec des contrastes de densité négatives. La méthodologie de l'intégration des méthodes géophysiques s'est montrée efficace pour des études exploitatrices de kimberlites.

Mots-clés: Kimberlite. Gravimétrie. Magnétométrie. CSAMT

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	7
1 GEOLOGIA REGIONAL.....	12
2 METODO GRAVIMÉTRICO.....	14
3 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS.....	19
3.1 Aquisição dos dados.....	19
3.2 Processamento gravimétrico.....	21
4 INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D.....	24
4.1 Teoria da Inversão.....	24
4.2 Interpretação dos dados Inversão 3D.....	27
5 MODELAGEM INTEGRADA.....	33
6 INTERPRETAÇÃO CONJUNTA DOS DADOS GEOFÍSICOS.....	36
7 CONCLUSÃO.....	43
REFERÊNCIAS.....	45

INTRODUÇÃO

Os diamantes são minerais raros compostos por átomos de carbono que se ligam entre si através de quatro fortes ligações covalentes o que os tornam os polimorfos mais compactos de carbono e o mineral de maior dureza conhecida, sendo 10 na escala Mohs. Apresentam alto índice de refração, são transparentes e muito brilhantes, sendo uma das gemas mais valorizadas do mercado.

Estes minerais se formam no manto superior, a uma profundidade, que em geral, varia de 150 a 200 km e ascendem à superfície em magmas alcalinos, carbonatíticos e kimberlíticos dentre outros. Os kimberlitos ocorrem principalmente nas zonas de crátons, porções da crosta terrestre estáveis desde o período Pré-Cambriano. As gemas de alto valor no mercado ocorrem usualmente associadas a esses kimberlitos. Nas zonas pericratônicas (borda de crátons) os kimberlitos contém principalmente microdiamantes industriais (KAMINSKY et al, 2009).

Os principais depósitos mundiais de diamante estão associados às províncias kimberlíticas no Canadá, África do Sul e Austrália. Em geral, os kimberlitos da África do Sul são largamente mineralizados e são caracterizados como kimberlito do tipo 1 (micáceo, com mais água que gás carbônico). Já os kimberlitos do leste Africano e a maioria dos outros encontrados no mundo, são kimberlitos do tipo 2, basáltico, rico em olivina (ALLYALI et al, 2011). Segundo Bizzi et al, 1991, os kimberlitos do Brasil apresentam grande semelhança com os da África do Sul, do tipo 1.

No Brasil, os kimberlitos estão localizados tanto em núcleos como em bordas de áreas cratônicas, em geral, estão associados a grandes zonas de falhamentos profundos. As províncias ígneas onde ocorrem kimberlitos no Brasil estão localizadas na figura 1, onde o tracejado indica os principais Lineamentos Tectônicos brasileiros e os círculos pretos indicam a localização dos afloramentos de kimberlitos. As províncias kimberlíticas distribuem-se principalmente ao longo de dois grandes lineamentos de escala continental, designados como AZ-125° (*trend* SE-NW) e Transbrasiliano (*trend* SW-NE). Essas importantes feições estruturais regionais foram interpretadas por Bosun e Mollat, 1975 e Pereira, 1991 a partir de levantamentos geofísicos aeromagnéticos que identificaram anomalias magnéticas formando expressivos lineamentos magnéticos. Segundo Svisero et al., 1979, estes lineamentos crustais

são o resultado de enxames de diques máficos que penetraram pelas falhas geológicas profundas. Estas falhas são associadas com as falhas transformantes do Atlântico Sul, geradas durante a fragmentação do Gondwana, e se estenderam até o continente (Asmus,1978; Herz, 1977). Esse é o caso do lineamento azimute 125°.

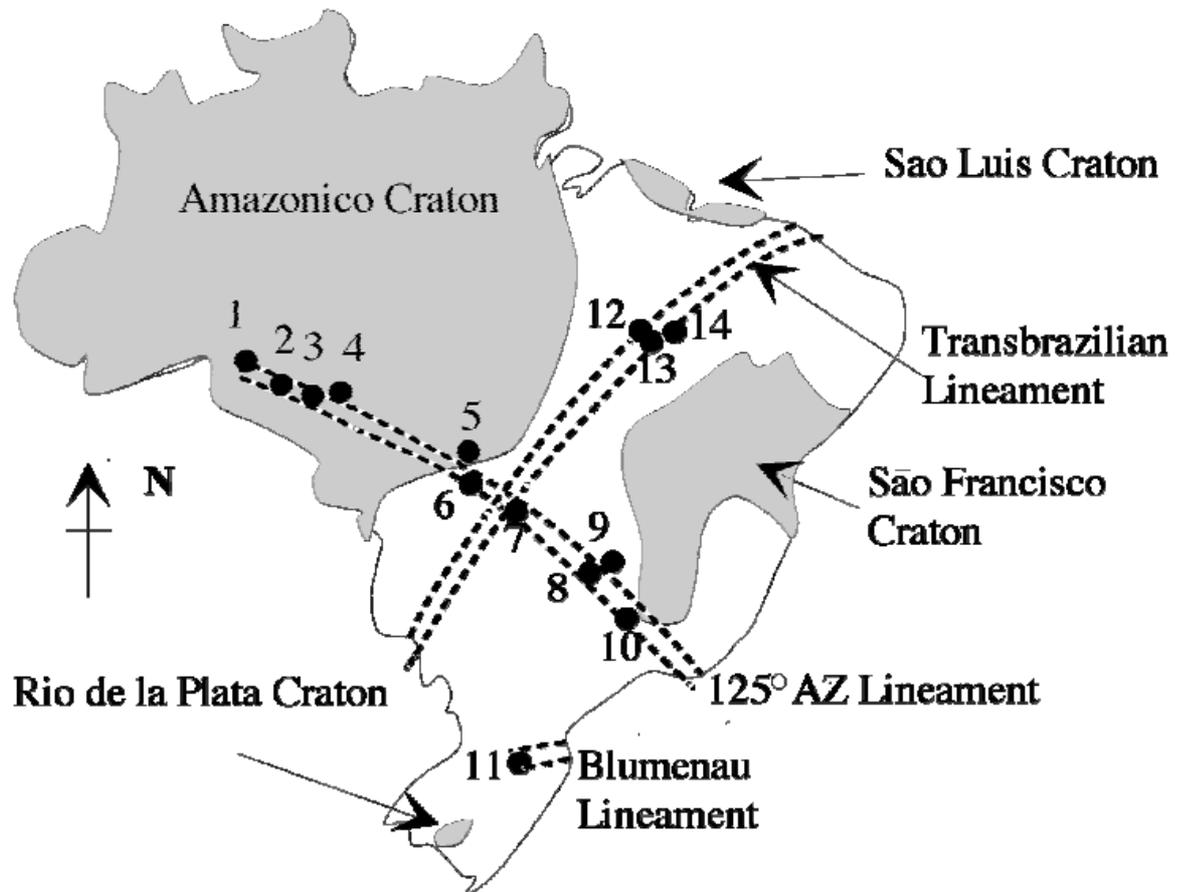


Figura 1 - Províncias kimberlíticas do Brasil. As linhas tracejadas mostram os lineamentos Transbraziliano (NE) e Azimute 125 (NW). Os círculos pretos são os afloramentos de kimberlitos.

Fonte: BARBOSA, 2006.

Legenda:

1,2,3 e 4 - Província kimberlítica de Juína;

5 - Província kimberlítica de Batovi;

6 e 7 - Província kimberlítica de Poxoréu;

8, 9, 10 - Província kimberlítica do Alto do Paranaíba

- 11 - Kimberlito lajes
- 12 - Kimberlito Moana
- 13 - Kimberlito Serrinha
- 14 - Kimberlito Picos.

A Província Ígnea do Alto do Paranaíba (PIAP) é a região de maior magmatismo alcalino brasileiro do Cretáceo. Está localizada entre à borda nordeste da bacia do Paraná e a margem oeste do Cráton de São Francisco limitando-se nos estados de Minas Gerais e Goiás. Centenas de corpos kimberlíticos foram identificados nesta província, ao longo e adjacente ao Arco do Alto Paranaíba, desde a cidade de Ouvidor até a serra do Salitre, passando por algumas outras cidades do estado de Minas gerais, como: Três Ranchos; Douradoquara; Coromandel; Patrocínio; Estrela do Sul e Carmo do Paranaíba (COSTA e SAD, 1968). Estas suítes intrusivas afloram pela região na forma pipes ou diatremas ultramáficos (BARBOSA et al., 1970).

O kimberlito Régis (figura 2), objeto desse estudo, está situado próximo à porção central da Província do Alto do Paranaíba, na margem oeste do Cráton de São Francisco, região do Arco do Alto Paranaíba, cerca de treze quilômetros na direção oeste da cidade de Carmo do Paranaíba, MG.

A delimitação da geometria do kimberlito Régis é importante para a exploração mineral na área. Como os diamantes geralmente se alojam no conduto vulcânico das rochas kimberlíticas (LA TERRA et al, 2010), o conhecimento da geometria em profundidade, pode indicar possíveis locações de perfuração de poços exploratórios. Dessa forma, o uso da geofísica se torna muito relevante, caracterizando os contrastes de propriedades físicas do subsolo, permitindo o conhecimento da geometria e posição deste conduto. Dentre esses métodos geofísicos, destacam-se a magnetometria, os métodos eletromagnéticos e a gravimetria.

Diversos são os trabalhos que empregam o método gravimétrico nos estudos de kimberlitos. Dentre esses, se destacam os de Hoover e Campbell, 1993, que utilizando gravimetria, magnetometria, resistividade e imagens aéreas definiram a geometria de kimberlitos no Canadá. Já Vasanthi e Mallick, 2005, reconheceram através da gravimetria a ocorrência de um kimberlito na Índia.

No Brasil, dentre os diversos trabalhos de geofísica aplicados no mapeamento de kimberlito, destacam-se os estudos de magnetometria (MENEZES e GARCIA, 2007 e MENEZES e LA TERRA, 2011) e eletromagnetismo (LA TERRA, 2006 e LA TERRA e MENEZES, 2012).

O kimberlito Régis (figura 2) foi descoberto inicialmente na década de 70 por geólogos da empresa DeBeers. Na década de 1990 o controle da concessão passou para a empresa Samsul mineração Ltda. A partir de então, iniciaram-se trabalhos geofísicos sistemáticos de detalhe com levantamentos magnetométricos (MENEZES e LA TERRA, 2011) e audiomagnetoelútrico (LA TERRA et al., 2010; LA TERRA e MENEZES, 2012) objetivando determinar não só a extensão do corpo em profundidade, bem como definir sua geometria tridimensional. Como resultado, foi proposto um modelo geológico para o Régis a semelhança do proposto por Skinner (1986), com a identificação das fácies sedimentos de cratera e do pipe kimberlítico.

O presente trabalho envolve o estudo gravimétrico do Kimberlito Régis. Em especial, pretende-se estimar sua forma e extensão em profundidade por gravimetria. Para tal, dados gravimétricos coletados especialmente para este fim foram interpretados via inversão 3D. Como forma de reduzir à inerente ambiguidade do processo de interpretação da inversão foi realizada uma modelagem 2D integrada, utilizando-se como vínculos informação a priori advinda dos estudos geofísicos independentes de magnetometria (MENEZES e LA TERRA, 2011), e de eletromagnetometria (LA TERRA et al., 2010 e LA TERRA e MENEZES, 2012).

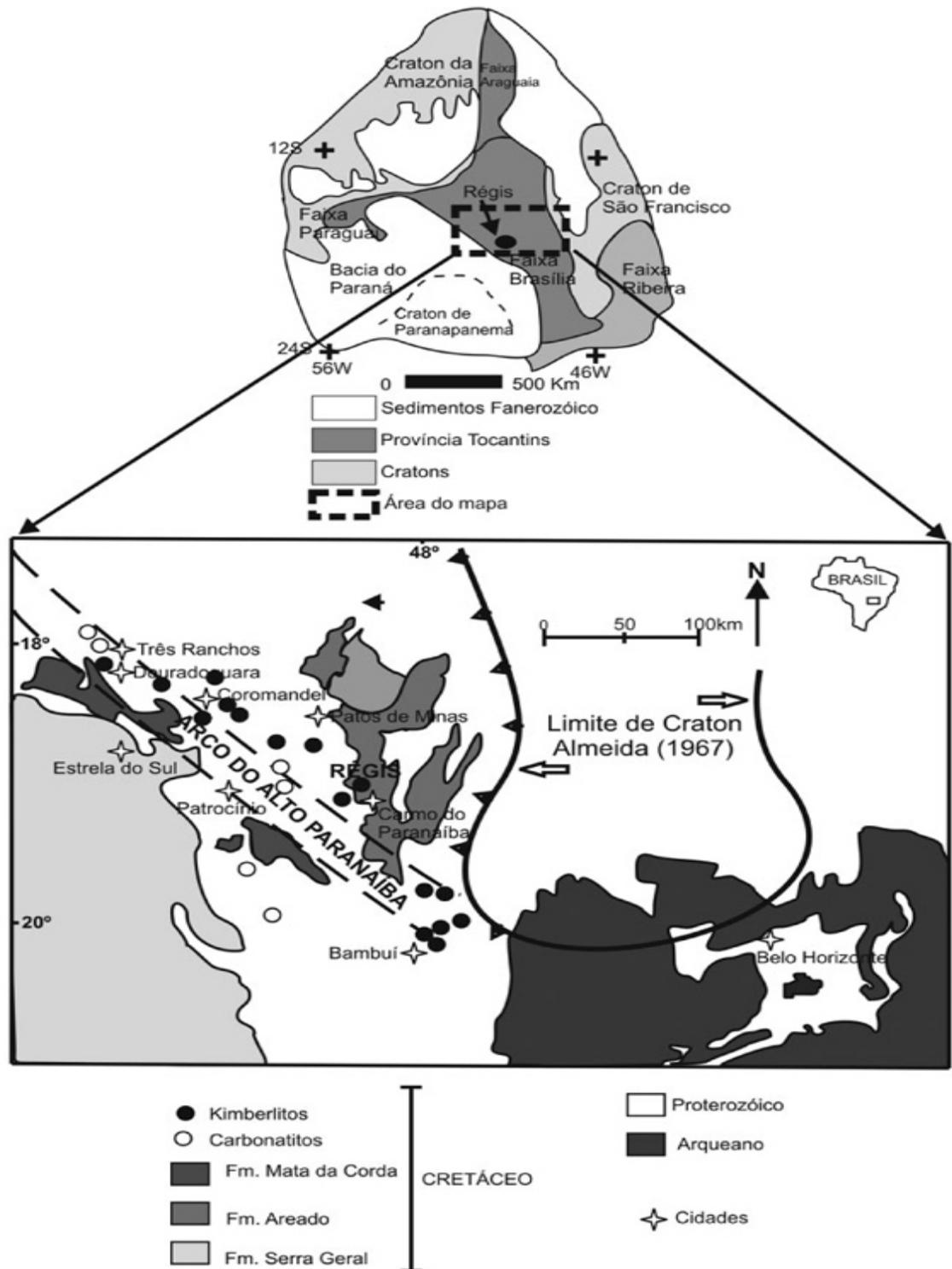


Figura 2 - Mapa geológico de localização do Kimberlito Régis.
 Fonte: modificado por LA TERRA et al., 2010.

1. GEOLOGIA REGIONAL

A fragmentação do Gondwana tem grande importância na assinatura geológica de toda a plataforma continental. Durante a abertura dos continentes Sul-americano e Africano intenso magmatismo alcalino de idade Cretácea foi gerado, afetando, entre outras áreas, a porção sul da província de Tocantins e do cráton de São Francisco (BIZZI et al, 1995).

Este Magmatismo alcalino, datado por Davis, 1977; Pereira e Fuck, 2005, com idade entre 80 e 120 MA, corresponde ao Cretáceo Superior, estando relacionado a importantes eventos de extravasamentos de basalto. Dentre esses, se destaca o evento magmático ocorrido no sul do Brasil e no Paraguai, o basalto Serra Geral da Bacia do Paraná.

Este processo de abertura continental gerou uma série de falhas transformantes originadas no Atlântico Sul que se estenderam como zona de fratura até o interior continental. Por estas falhas, o magmatismo alcalino Cretáceo pôde extravasar, gerando os kimberlitos da região. O lineamento azimuth 125° (Figura 1), se estende desde a costa do Rio de Janeiro até a porção leste do Estado de Rondônia. Esta feição corresponde a uma série de falhamentos de origem transformante gerados nesse processo de rifteamento continental, dando origem às intrusões kimberlíticas. O tectonismo vertical gerou soerguimento do Alto Paranaíba e a reativação de falhas proporcionou à formação de kimberlitos no Brasil, como é o caso do kimberlito Régis, situado na província estrutural do Tocantins (BARDET, 1977).

A Província Estrutural Tocantins (Figura 2), é um grande orógeno Neoproterozóico situado no Brasil central, a oeste do Cráton do São Francisco e está posicionado entre três núcleos cratônicos: Amazonas, São Francisco e o Paranaíba. Este último situado sob sedimentos Paleozóicos da Bacia do Paraná (ALMEIDA et al., 1981).

A província de Tocantins é dividida em três compartimentos principais: Faixas Paraguai, Araguaia e Brasília. A Faixa Brasília mostra vergência em direção ao Cráton de São Francisco, as Faixas Paraguai e Araguaia possuem vergências tectônicas opostas e situam-se, respectivamente, a sudoeste e leste da margem do Cráton Amazônico. A Faixa Ribeira se estende ao longo da margem sudeste brasileira e trunca a porção sudoeste da Faixa Brasília.

O kimberlito Régis corta as rochas supracrustais do grupo Canastra (Proterozóico médio) e rochas da bacia São Franciscana – Grupo Bambuí (Proterozóico Superior). Sua

rocha encaixante é formada por filitos, rocha metamórfica intermediária, com grau de metamorfismo entre a ardósia (baixo grau) e o xisto (alto grau), contrastando com o corpo kimberlítico, caracterizado como rocha ígnea alcalina, porosa e com os sedimentos da cratera, composto por lama cinza vulcanoclástica, intercalada com areia (LA TERRA, et al., 2010).

2 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

O método gravimétrico mede as variações do campo gravitacional terrestre, as quais são provocadas por contraste de densidade em diferentes corpos em subsuperfície (TELFORD et al., 1990).

A base teórica do método gravimétrico fundamenta-se na lei da atração gravitacional entre massas formulada por Newton em 1687. Sua fórmula relaciona a força de atração com a massa e a distância entre os corpos, correspondendo à interação de duas massas (m_1 e m_2) sujeitas ao campo gravitacional, e inversamente proporcional ao quadrado da distância (r) entre os corpos:

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \quad (1)$$

Sendo, $G=6.672 \times 10^{-8} \text{cm}^3 \text{g}^{-1}\text{s}^{-2}$, a constante universal de gravidade.

Associando esta fórmula à segunda lei de Newton, $F=ma$, obtemos a fórmula da aceleração da Terra, ou seja:

$$g = \frac{Gm}{r^2} \quad (2)$$

Sendo m_1 a medida da massa da Terra.

Esta aceleração é então medida em cada estação, de forma relativa utilizando o gravímetro LaCoste e Romberg, o qual mede a diferença da gravidade entre dois pontos observados, e não a gravidade absoluta. Assim, o dado medido numa estação é relacionado à estação base, cujo valor da gravidade é conhecido, fornecendo o valor da gravidade no local medido. A partir destes valores, o estudo das densidades em subsuperfície, através das anomalias produzidas devido ao contraste desta propriedade física entre os meios terrestres, pode ser realizado.

As equações apresentadas consideram uma terra homogênea e, portanto, não consideram as variações dos valores de densidade quando se contrastam litologias e latitudes. Para tanto, ao se investigar as anomalias gravimétricas, algumas propriedades, como altitude, latitude e morfologia do terreno devem ser corrigidas (TELFORD et al., 1990).

O cálculo das anomalias gravimétricas de estruturas simples é útil em diferentes fases do levantamento gravimétrico. Na fase de planejamento do projeto pode ajudar a decidir se os dados gravimétricos poderão ser úteis e quais anomalias serão esperadas. Baseado neste conhecimento os parâmetros e equipamentos para o levantamento podem ser selecionados.

Em uma fase interpretativa, a medida das anomalias gravimétricas são inicialmente interpretadas qualitativamente, mas o principal objetivo da interpretação é obter informações sobre o tamanho e profundidade das estruturas de interesse. Estruturas geológicas usualmente têm geometrias complicadas e seus efeitos sobre o campo gravimétrico não podem ser suficientemente descritos pelas equações matemáticas.

Os valores da gravidade são influenciados pela altitude, posição geográfica da estação gravimétrica, pelos efeitos de marés e pela morfologia do terreno, sendo necessário realizar diversas correções antes da interpretação dos dados. O objetivo de se realizar estas correções é fazer com que a medida de uma simples estação seja comparável aos resultados das outras estações e remover do valor de gravimetria todas as influências que não são devido à estrutura investigada (LAFEHR, 1991).

Assim, antes da análise dos dados é necessário corrigir todas as variações no campo gravitacional da Terra não decorrentes da variação de densidade das rochas. Este processo é conhecido como redução gravimétrica (LAFEHR, 1991), sendo o nível do mar usualmente o Datum mais conveniente.

A mudança na posição da Terra em relação ao sol e a lua causam variações nos valores de gravidade medidos. A estas variações denomina-se efeito de marés, e uma vez que é um fator de contribuição de fontes externas ao valor de gravidade, devem ser corrigidas para remoção destes. Algoritmos computacionais que calculam as marés lunares e solares estão disponíveis em qualquer bom programa de processamento de dados gravimétricos.

Os gravímetros são instrumentos muito sensíveis de modo que agentes externos podem mudar a resposta do gravímetro. Por exemplo, com uma mudança de temperatura no meio ou choques mecânicos, as propriedades da mola do equipamento podem variar, da

mesma forma, a mola após inúmeras medições também pode alterar suas propriedades. Dessa maneira, a correção do *drift* instrumental também deve ser aplicada aos dados gravimétricos. Para aplicação desta correção utiliza-se a estação base gravimétrica, local onde o valor absoluto da gravidade é conhecido. Durante todo o período de levantamento as medidas iniciam-se e finalizam-se diariamente nesta estação base. Tendo, então, a medida no mesmo ponto em tempos diferentes, estima-se a correção a ser aplicada para minimizar estes efeitos.

Como a Terra não é uma esfera perfeita e o valor do raio muda ao longo da latitude, a gravidade varia em função da latitude e por isso a correção da latitude deve ser realizada para se ter um valor de referência entre todas as medidas realizadas. A fórmula desta correção é dada na equação (3), de modo que esta deve ser somada a gravidade normal (definida abaixo) quando as medidas são realizadas próximo ao equador, e subtrair quando as medidas forem realizadas próximo ao polo.

$$Cl = 0.81 \text{sen} 2\phi \quad (3)$$

A unidade desta correção é mGal/km.

A correção Ar Livre corrige o decréscimo de (g) em função da altitude (ou seja, admitindo que não exista qualquer massa entre o ponto de observação e o nível de referência), resultante do aumento da distância ao centro da terra. Desta forma, representa a diferença entre a gravidade medida no nível do mar e em uma elevação, (h), no espaço livre.

A correção de Ar Livre utilizada foi:

$$Cal = 0.3086h \quad (4)$$

Já a anomalia Ar Livre é dada pela soma da gravimetria observada com esta correção, e subtração da gravidade normal (*gn*), sendo esta última obtida pela Fórmula Internacional da Gravidade. A gravidade normal é função da latitude, e é dada por:

$$gn = ge(1 + \alpha \text{sen}^2\phi - \beta \text{sen}^2 2\phi) \quad (5)$$

Sendo (ge) uma constante que representa a gravidade no equador e (α) e (β) são constantes dependentes do achatamento polar e da aceleração centrífuga.

A equação 6 demonstra a anomalia Ar Livre:

$$Cal = gobs - (gn - 0.3086h) \quad (6)$$

A fim de compensar o efeito da diferença de massas entre o ponto medido e o geóide é aplicada a correção de Bouguer. Em terra, a correção de Bouguer deve ser subtraída para compensar a atração exercida pelo material entre o ponto de observação e o nível de referência. No mar, deve ser adicionada. A correção Bouguer é dada pela fórmula:

$$Cb = 0.04192\rho h \quad (7)$$

Sendo (ρ) o valor da densidade em g/cm^3 .

A anomalia Bouguer é calculada pela diferença entre o valor da gravidade medida (com as correções Ar Livre, Bouguer, maré e de deriva instrumental) e a gravidade de referência (SÁ, 1994), e é, portanto, dada por:

$$gb = gobs - (gn - 0.3086h + 0.04192\rho h) \quad (8)$$

A correção de Bouguer parte do princípio de que a topografia em redor do ponto de medição é plana. Em geral, deve-se realizar a correção de terreno, a qual calcula o efeito da atração devido à topografia acidentada da área. Como a região estudada é relativamente plana, a correção de terreno não foi realizada.

Dados do valor de gravidade terrestre podem ser invertidos para recuperar a distribuição 2D ou 3D da densidade em uma determinada área em subsuperfície. Os estudos com gravimetria envolvem medidas na superfície do terreno das componentes verticais do campo gravitacional produzidas por anomalias (por excesso ou deficiência) de massa abaixo da superfície. A distribuição dessa massa anômala, caracterizada pela densidade $\rho(x,y,z)$, produz seu próprio campo gravitacional, \vec{F}_z que é sobreposto ao campo gravitacional ambiente ou regional. Ao se medir o campo resultante na superfície, a remoção do campo regional é realizada através de um processamento numérico, obtendo-se no final o campo devido à massa anômala ou campo gravimétrico residual.

A componente vertical do campo gravimétrico produzido pela densidade $\rho(x,y,z)$, é dada pela equação (9).

$$F_z(\vec{r}_0) = \gamma \int_V \rho(\vec{r}) \frac{z - z_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} dv \quad (9)$$

Onde, \vec{r}_0 é o vetor que expressa o ponto de observação na superfície e \vec{r} é a localização da fonte na subsuperfície. V denota o volume da massa anômala, e γ é a constante gravitacional. O eixo de coordenadas cartesianas ortogonais (x,y,z) tem a sua origem na superfície da Terra e o eixo z apontando verticalmente para baixo.

Os dados medidos em um estudo gravimétrico típico envolvem um conjunto de medições do valor da aceleração da gravidade obtidos na superfície do terreno em uma superfície de distribuição 2D. Inicialmente estes dados são processados para se obter uma estimativa do campo anômalo produzidos por excesso ou deficiência de massa na área medida.

3 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS GRAVÍMETRICOS

3.1 Aquisição dos dados

O levantamento gravimétrico na área do kimberlito Régis foi distribuído numa malha radial, irregular. Foram adquiridas 63 estações utilizando o gravímetro relativo LaCoste e Romberg. Estas estações foram adquiridas com espaçamento de 50 metros na região próximo ao kimberlito, e à medida que ia se afastando aumentava-se esta distância que variou de 50 a 200 metros.

Duas bases gravimétricas de referência foram utilizadas para este trabalho. A base Pato de Minas “C” (identificação: 023277, E), conhecida como bustos, localizada na cidade de Pato de Minas, que faz parte da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira do Observatório Nacional. A partir desta base foi criada uma base local, base Régis, situada próxima à área de aquisição dos dados, no município de Carmo do Paranaíba. Foi realizada então a transferência destas bases, a fim de otimizar a etapa de aquisição dos dados.

Concomitante a aquisição gravimétrica, as coordenadas planimétricas e altimétricas dos pontos de medidas foram adquiridas utilizando-se GPS diferenciais. A importância do uso deste tipo de GPS foi à obtenção de medidas precisas da altimetria, fator fundamental numa aquisição gravimétrica. Esses dados são de grande relevância, pois o campo gravitacional varia inversamente com o quadrado da distância entre as massas (equação 2), sendo esta precisão necessária no tratamento dos dados gravimétricos, assim como para a correção da latitude e maré. Neste estudo foram utilizados os GPS Leica modelo *system 300*, sendo um usado como base fixa e outro como móvel. Os dados adquiridos foram pós-processados obtendo-se precisões altimétricas nos pontos de medidas menores que 20 cm.

3.2 Processamento Gravimétrico

Os dados gravimétricos foram processados seguindo os passos descritos no Capítulo 2 utilizando o software Oasis Montaj versão 7.5 da Geosoft. Para a correção de Bouguer empregou-se a densidade de 2.67 g/cm^3 . Os dados gravimétricos foram referenciados à Rede de Padronização Gravimétrica Internacional de 1971 – IGSN 71. Após a realização das reduções gravimétricas, gerou-se o mapa de anomalia Bouguer (Figura 3). Este mapa foi confeccionado a partir do método de interpolação de mínima curvatura. Para a escolha do método de regressão, foram testados dois métodos de modo a obter o que melhor recupera os valores verdadeiros da anomalia durante o processo de interpolação. Assim, realiza-se através do ajuste de uma função a pontos não amostrados, baseando-se em valores obtidos em pontos amostrados e gerar o mapa de anomalia Bouguer. Testou-se o método Kriging, o qual leva em consideração a posição espacial de cada estação, onde os pontos mais próximos da estação têm valores próximos a esta. Outro método de interpolação testado foi a Mínima Curvatura que apresentou melhor resultado que o método da krigagem. Na interpolação por Mínima Curvatura a superfície estimada é independente da distribuição dos dados e da presença de ruído. O mapa foi gerado pelo método de Mínima Curvatura apresentando certa suavidade nos contornos das anomalias de Bouguer (Figura 3).

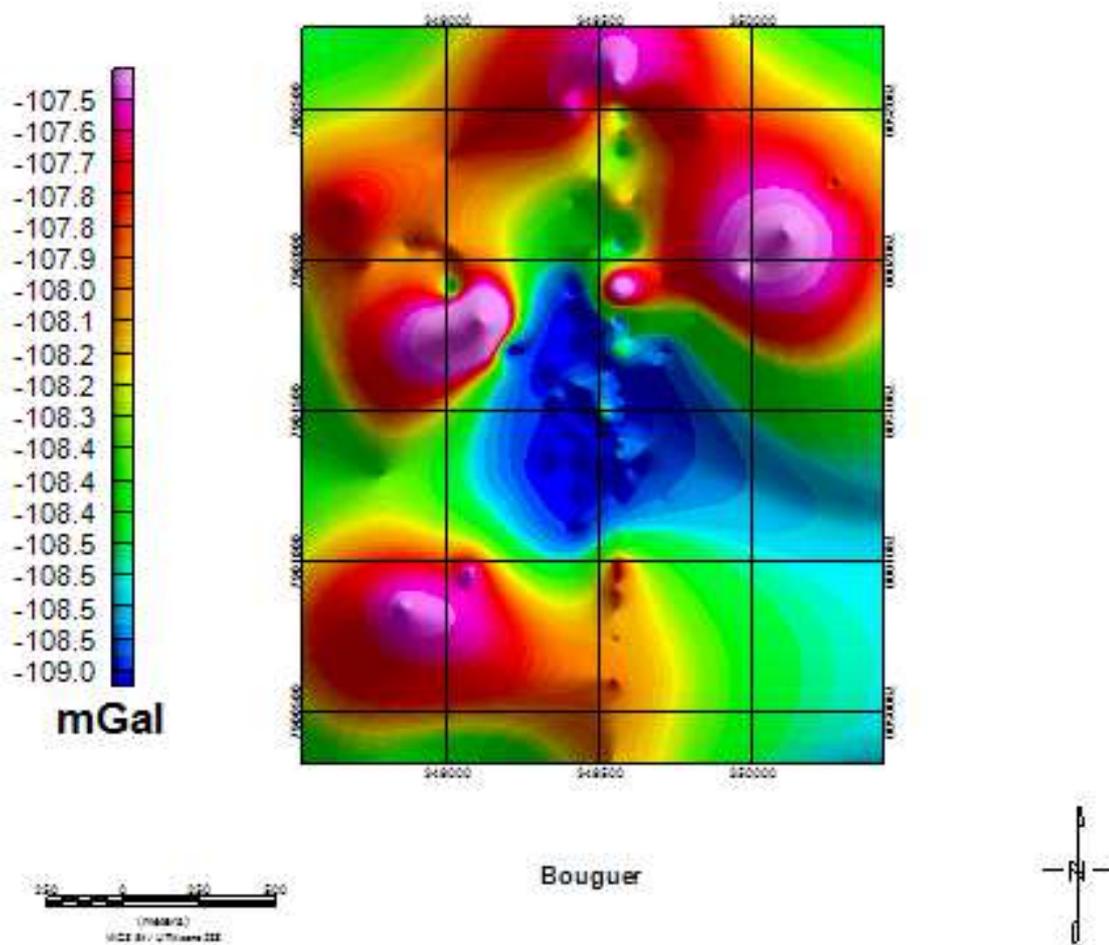


Figura 3- Mapa da Anomalia Bouguer do Kimberlito Régis.

A anomalia Bouguer representa a contribuição de todas as fontes gravimétricas no local da aquisição, sejam elas rasas ou profundas. As fontes profundas associam-se usualmente anomalias de grande comprimento de onda (regional), ao passo que anomalias de corpos rasos e pequenos geram anomalias de pequenos comprimentos de onda (anomalia local ou residual). No presente estudo, o objetivo é o de estudar um corpo raso e pequeno tornou-se necessário a separação da anomalia Bouguer nas suas componentes regional e residual e a subsequente interpretação quantitativa do campo residual. A metodologia empregada (BELTRÃO et al. 1991) ajusta um polinômio ao campo regional e como resíduo obtém-se o campo residual. No presente trabalho foi utilizado um polinômio de grau 1 como representativo do campo regional. O Bouguer residual obtido pode ser visualizado na Figura 5.

O grid da anomalia Ar Livre (figura 4) e o grid da anomalia Bouguer (figura 5), foram interpolados a partir do método de mínima curvatura. No mapa de anomalia Bouguer observam-se alguns padrões gravimétricos que serão alvo deste estudo. Neste mapa, podem ser destacados valores negativos de anomalia Bouguer residual no centro os quais são envoltos por valores mais altos. A partir do grid da anomalia Bouguer residual foram seleccionados dois perfis (figura 5) os quais foram utilizados na modelagem gravimétrica do kimberlito Régis, já que estes continham dados tanto de gravimetria como de magnetometria e CSAMT.

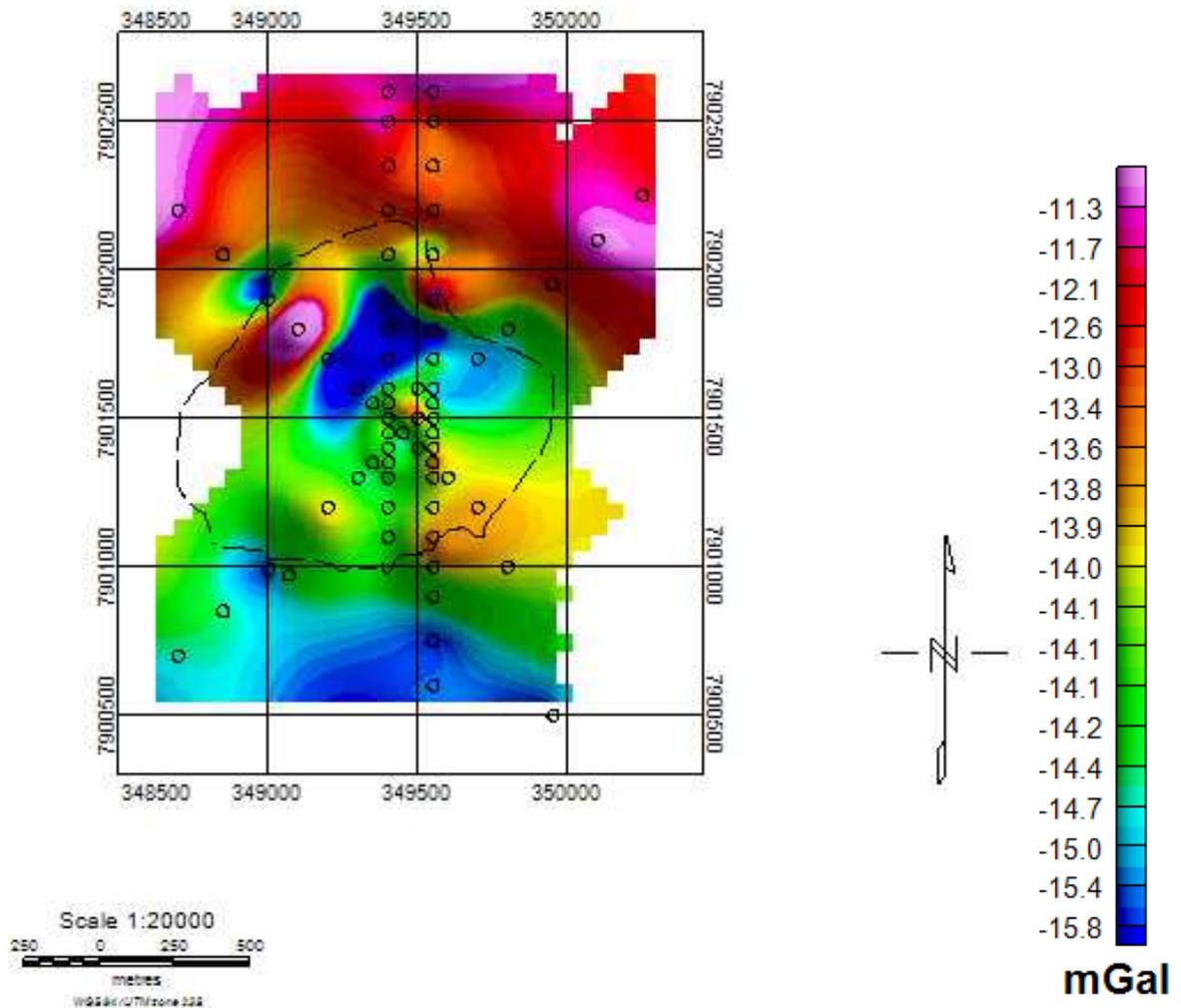


Figura 4 - Mapa da anomalia de Ar Livre, com as estações coletadas e o contorno do kimberlito.

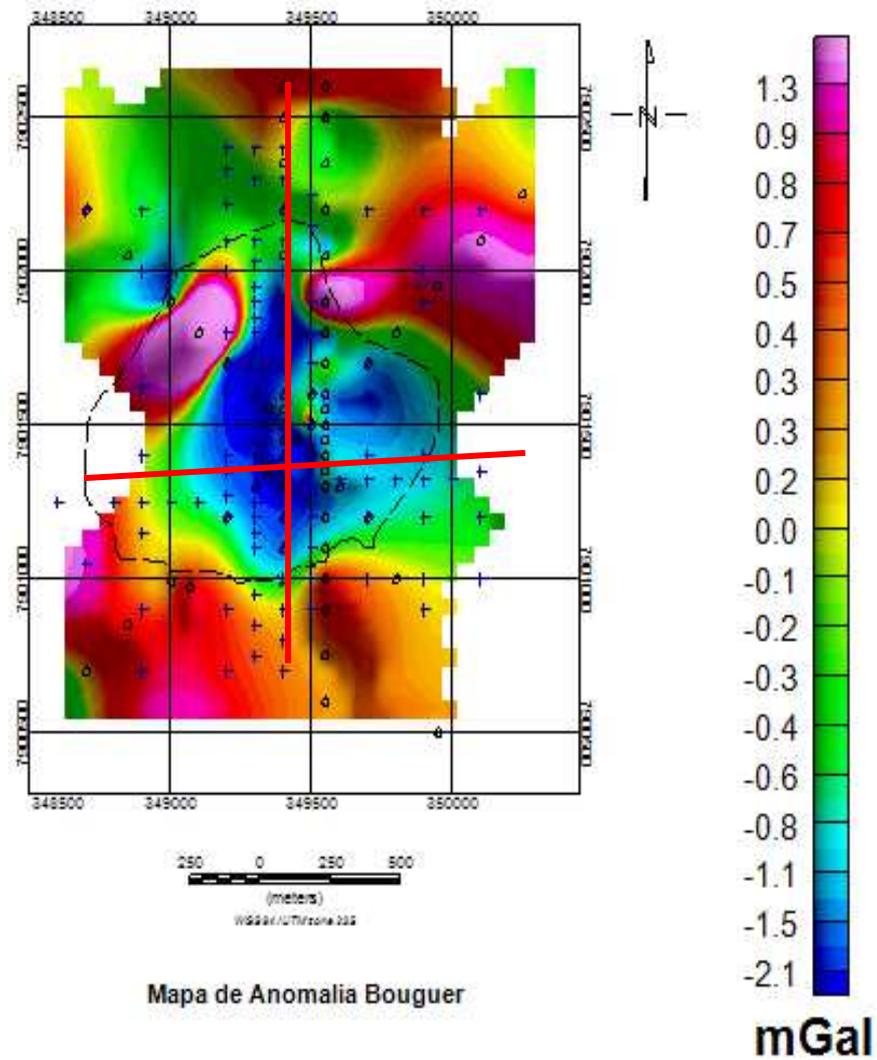


Figura 5- Mapa da anomalia Bouguer residual. Círculos pretos, estações gravimétricas e cruces, as estações CSAMT. Em vermelho, os dois perfis onde a modelagem foi realizada.

4 INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D

4.1 Teoria da Inversão

A inversão de dados gravimétricos terrestres, aéreos e de poço para gerar modelos 3D do contraste de densidade é baseada nos estudos dos autores Li e Oldenburg, 1998. O problema inverso é formulado como um problema de otimização onde a função objetivo (equação 10), do modelo de densidade é minimizada para gerar dados sintéticos sujeitos às restrições de erros que correspondam à observação em um grau de desvio ou *misfit* (equação 11), conforme as estatísticas dos dados. Os detalhes da função objetivo são problemas-dependentes e podem variar de acordo com as informações a priori disponíveis, mas em geral a função objetivo deve ter a flexibilidade de construir um modelo próximo ao de referência ρ_0 e produzir um modelo suave nas três direções espaciais.

$$\begin{aligned} \phi_m(\rho) = & \alpha_s \int_V \bar{w}_s \bar{w}_s(z) (\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_V \bar{w}_x \left(\frac{\partial \bar{w}(z)(\rho - \rho_0)}{\partial x} \right)^2 dv + \alpha_y \int_V \bar{w}_y \left(\frac{\partial \bar{w}(z)(\rho - \rho_0)}{\partial y} \right)^2 dv \\ & + \alpha_z \int_V \bar{w}_z \left(\frac{\partial \bar{w}(z)(\rho - \rho_0)}{\partial z} \right)^2 dv \end{aligned} \quad (10)$$

Nesta equação, as funções w_s , w_x , w_y e w_z são espacialmente dependentes, enquanto, α_s , α_x , α_y e α_z são coeficientes que afetam com uma importância relativa os diferentes componentes da função objetivo.

Quanto maior a razão α_x/α_s e sucessivamente, mais suave é o modelo recuperado na direção do eixo.

$$\phi_d = \left\| W_d (d - d^{obs}) \right\|^2 \quad (11)$$

A escala de suavização pode ser definida em cada direção pelas equações (12), (13) e (14):

$$L_x = \sqrt{\alpha_x / \alpha_s} \quad (12); \quad L_y = \sqrt{\alpha_y / \alpha_s} \quad (13); \quad L_z = \sqrt{\alpha_z / \alpha_s} \quad (14)$$

Os maiores valores da escala produzirão modelos mais suaves. Um termo de ponderação de distância ou a profundidade (equação 15) é inserido no algoritmo de inversão para neutralizar a falta de informação da distância entre o ponto medido e a fonte.

$$w(\vec{r}_j) = \left[\frac{1}{\Delta_{zj}} \int_{\Delta_{zj}} \frac{dz}{(z + z_0)^2} \right]^{1/2}, \quad j = 1, \dots, M \quad (15)$$

Na inversão (\vec{r}_j) é utilizado para identificar o nº da célula, Δ_{zj} a espessura, $\frac{1}{(z + z_0)^2}$ como a gravidade decai com o inverso da distância no ponto de medida.

Um modelo inicial na inversão pode ser inserido a partir de informações geofísicas ou geológicas que assumem limites superiores e inferiores nas células com contrastes de densidades. O parâmetro de regularização é controlado em termos de *misfit* e é melhorado a partir do conhecimento da natureza dos dados medidos.

Nas soluções de problemas de amplas escalas em inversões da gravidade são necessárias grandes quantidades de memória para armazenar a matriz de sensibilidade e tempo altos de CPU são gastos para aplicar a matriz de sensibilidade aos vetores do modelo. Estes problemas são atenuados com o uso da compressão Wavelet (OLDENBURG et al., 1997). Em uma inversão 3D, cada linha da matriz pode ser tratada como uma imagem 3D e uma transformada Wavelet pode ser aplicada a ela.

Pelas propriedades da transformada Wavelet, a maioria dos coeficientes são nulos ou quase nulos. Quando as componentes de pequenas magnitudes são descartadas pelo limite de

corte, os coeficientes restantes ainda contêm a maior parte das informações necessárias para reconstruir a sensibilidade com precisão. Estes coeficientes formam uma representação esparsa da sensibilidade no domínio Wavelet. O requisito de memória é então reduzido com o armazenamento destes coeficientes e, além disso, a multiplicação da sensibilidade por um vetor pode ser realizado com a multiplicação esparsa no domínio Wavelet, reduzindo muito o tempo de CPU. Uma vez que a multiplicação matriz-vetor constitui o núcleo do programa de inversão, o tempo para a solução inversa é reduzido significativamente.

Para a inversão dos dados gravimétricos foi utilizado o software GRAV3D, versão 2.0 desenvolvida pelo grupo de inversão da Universidade de British Columbia (UBC). Este software utiliza o algoritmo desenvolvido por Li e Oldenburg, 1998, cuja metodologia foi discutida acima. Este programa funciona a partir de três subprogramas, o GZFOR3D que calcula a superfície gravimétrica produzida por um modelo de densidade dado, o GZSEN3D, que calcula a matriz de sensibilidade utilizada na inversão, e o GZINV3D que inverte a anomalia gravimétrica gerando o modelo de densidade.

Para esta inversão, primeiro realizou-se a elaboração de um grid regular, preenchendo os valores em que não existiam dados de anomalia Bouguer por 0.001 mGal e um erro pequeno também, de 0.001. No total foram invertidos 900 dados. O modelo invertido contou com 3430347 células retangulares com largura de 10 metros. Optou-se por trabalhar com um modelo com células de 10 metros, por permitir a obtenção de um modelo com maior definição e o mapeamento de um corpo com geometria mais suavizada. O modelo apresentou profundidade de 1604 metros, porém, como o método gravimétrico apresenta grande decaimento de resolução com a profundidade, na razão de $1/r^2$, os melhores resultados considerados para esta interpretação são para profundidades até 800 metros.

A anomalia de Bouguer residual foi utilizada como dados de entrada para esta inversão, assim como seu erro absoluto (o desvio padrão dos valores da anomalia mencionada). Assim, um arquivo com os valores das coordenadas métricas, X, Y e Z, o valor da anomalia Bouguer e seus respectivos erros funcionam como o dado de entrada. Além deste arquivo, deve-se especificar o grid utilizado, o qual irá representar como o volume de subsuperfície foi discretizado. Nenhum modelo de referência foi utilizado na entrada de dados.

A inversão foi realizada em sete iterações obtendo um erro médio quadrático de $0.1480E+05$. Seus resultados serão apresentados a seguir.

4.2 Interpretação dos dados de inversão 3D

A inversão dos dados gravimétricos permitiu a obtenção do modelo de contraste de densidade do kimberlito Régis, representando este corpo tridimensionalmente. Esta inversão apresentou bons resultados, os quais serão apresentados a seguir.

A figura 6 apresenta o modelo com vista em planta da inversão na profundidade zero. Nesta figura, estão localizados dois perfis, um leste-oeste e outro norte-sul, os quais estão muito próximos dos perfis interpretados no modelo 2.5D, porém, este software de visualização do programa GRAV3D, só permite traçar perfis diagonais, impedindo a geração de um perfil igual ao traçado no modelo direto. Estes dois perfis estão representados nas figuras 7 e 8 e apresentam as seções bidimensionais geradas pela inversão 3D.

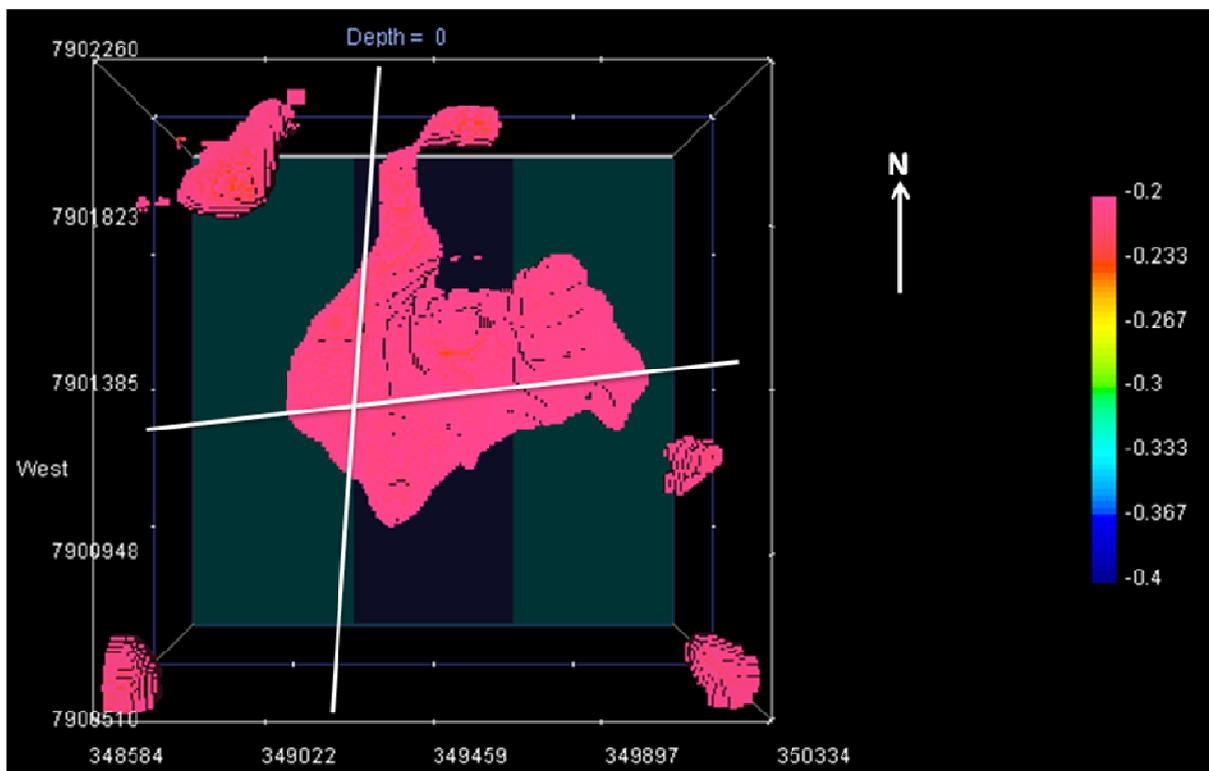


Figura 6 - Visualização em planta do kimberlito com os perfis.

A figura 7 representa o perfil leste-oeste. Neste perfil, observam-se contrastes negativos no centro e positivos e próximos de zero no entorno. Estes valores são associados ao kimberlito alterado no centro (em azul) e nos tons de verde e amarelo, a rocha encaixante, indicando que a densidade do kimberlito alterado é menor que o filito, rocha encaixante. Este contraste pode ser observado visto que a densidade do kimberlito alterado (menores profundidades), é em média 2.4 g/cm^3 enquanto que do filito, é 2.6 g/cm^3 (Menezes et al, 2011; Hoover et al, 1993). Da mesma forma, a figura 8, representa o perfil norte-sul, apresentando um corpo com contraste de densidade negativo no interior, envolto por um corpo de densidade maior, apresentando contraste positivo.

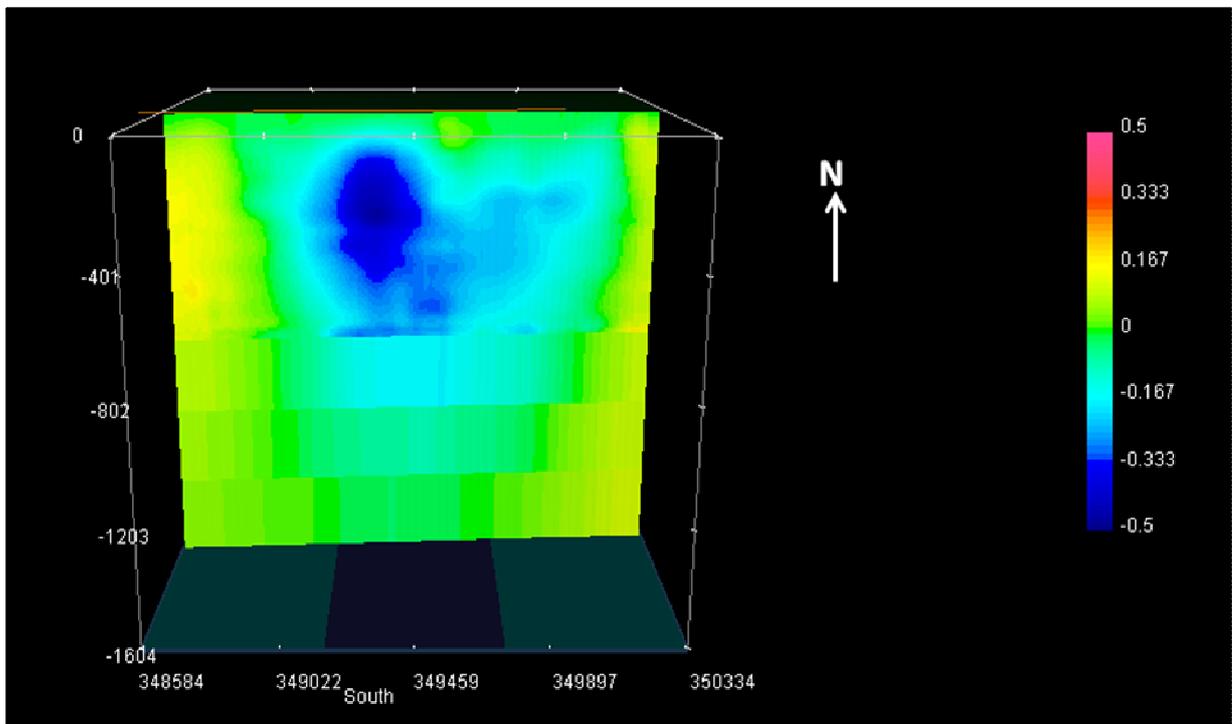


Figura 7 - Resultados da inversão do perfil leste-oeste.

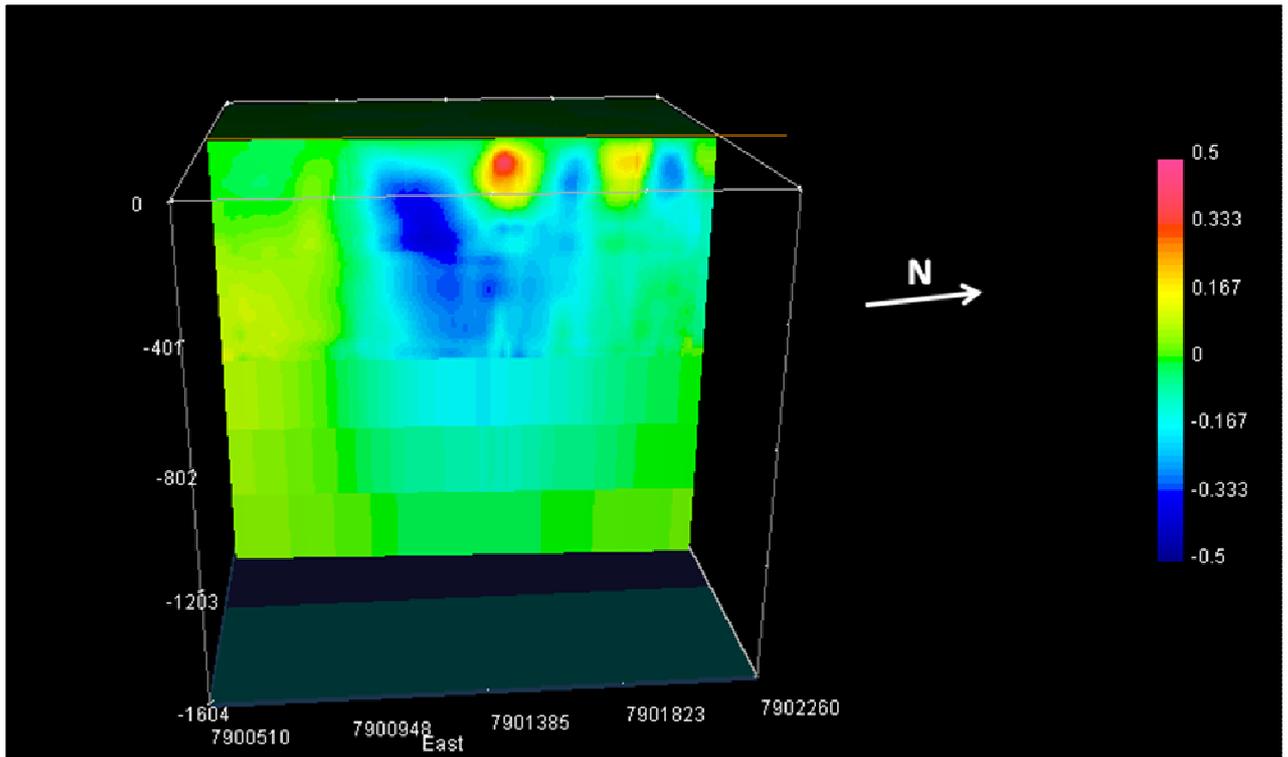


Figura 8 - Resultado da inversão no perfil norte-sul.

A figura 9 apresenta um dos produtos da inversão tridimensional. Como o kimberlito alterado apresenta densidade inferior à rocha encaixante, filito, as células que representam este corpo kimberlítico apresentam um contraste de densidade negativo, como dito anteriormente. Considerando os valores utilizados para a modelagem 2.5D, o contraste entre o kimberlito alterado (2.4 g/cm^3) e o filito (2.6 g/cm^3) apresenta contrastes negativos de -0.2 em média. Nesta figura 9, o kimberlito pôde ser ressaltado, demonstrando sua geometria como um corpo em forma de cone invertido. A visualização do corpo kimberlítico, sem a resposta da rocha encaixante, se deve a delimitação dos valores de densidade para um *range* de contrastes de densidades negativos, variando então o *cutoff* entre -0.2 e -0.4 . Estes resultados demonstram então que os valores de densidade de entrada para a modelagem 2.5D corroboram com a inversão, que mapeou um corpo contraste de densidade próximo a -0.2 .

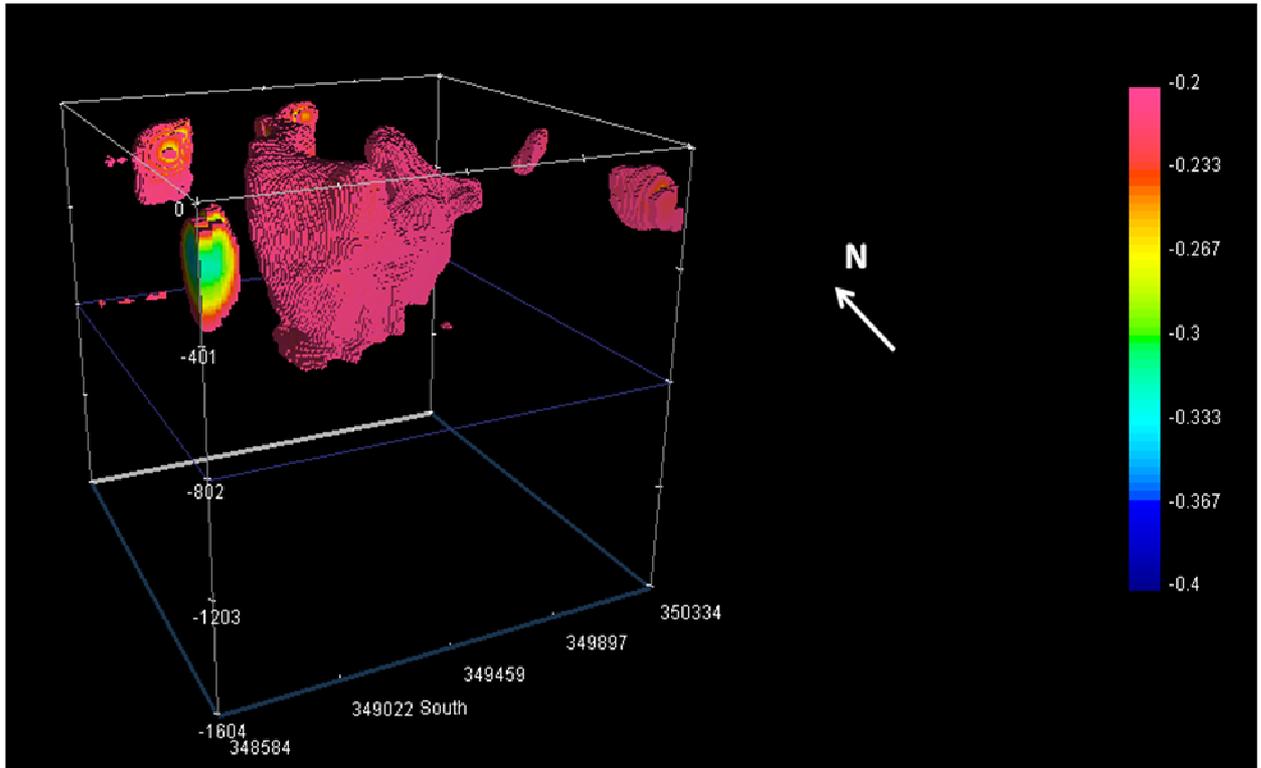


Figura 9 - Produto da inversão 3D

A figura 10 apresenta o kimberlito discretizado a partir dos mesmos parâmetros de *cutoff* da figura anterior, porém na direção noroeste. A inversão pôde mapear o kimberlito alterado, a partir dos contrastes negativo de densidade, devido à baixa densidade apresentada por este corpo em comparação com o filito encaixante. O kimberlito alterado apresentou uma profundidade de 800 metros, o qual apresenta um corpo em forma cônica e assimétrico. Estes resultados demonstram grande semelhança com o trabalho de Menezes e La Terra, 2011, que a partir da inversão magnetométrica 3D apresentou o kimberlito com esta mesma geometria de cone invertido, se estendendo desde os 50 aos 720 metros.

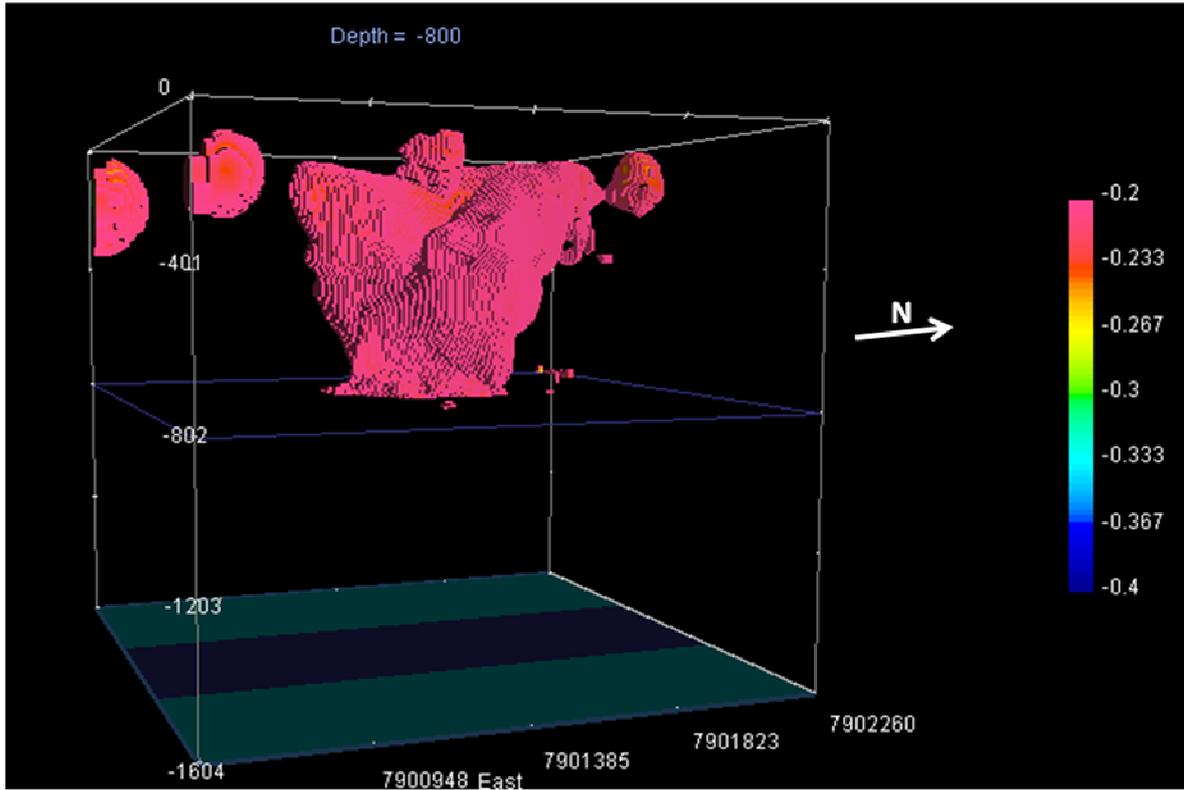


Figura 10 - Resultado 3D com a geometria do kimberlito.

Os dados preditos estão muito semelhantes aos dados observados, demonstrando que o modelo gerado pela inversão foi bem ajustado ao dado. Estes mapas podem ser visualizados na figura 11.

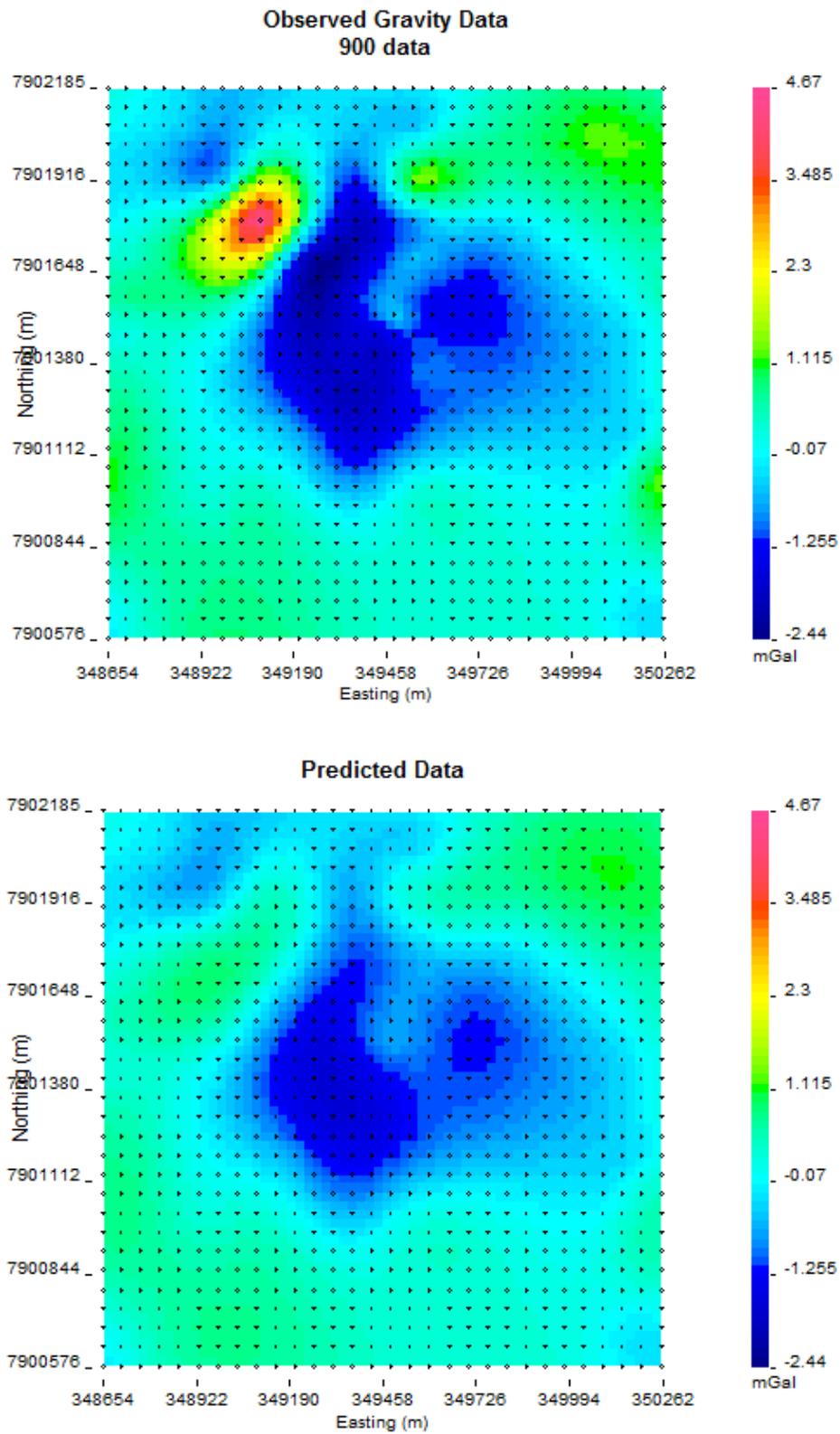


Figura 11 – Dado observado no topo, e predito na base, demonstrando a consistência da inversão.

5 MODELAGEM INTEGRADA

A magnetometria é o método geofísico que mede anomalias geradas a partir de concentrações anômalas de suscetibilidade magnética. Segundo Blakely, 1995, as rochas máficas intrusivas, como é o caso dos kimberlitos, podem chegar a apresentar uma suscetibilidade magnética de até 0.012 SI, enquanto que para as rochas metamórficas, como os filitos encaixantes, apresentam no máximo 0.0008 SI, gerando grande contraste desta propriedade.

Já o audiomagnetotelúrico com fonte controlada (CSAMT) é um método eletromagnético (EM), registrando, então, campos EM gerados por contrastes de resistividade (ou condutividade). Como o kimberlito é uma rocha de grande porosidade, devido às reações sofridas com a entrada de águas meteóricas ou subterrâneas no sistema (BARBOSA, 2006), este apresenta, usualmente, altos valores de condutividade.

A modelagem geofísica, deste estudo, é caracterizada como um modelo direto que busca definir as características da geologia local baseado nos perfis de anomalia de gravimetria e de magnetometria. Este modelo é utilizado para termos um diagnóstico de como as propriedades magnéticas e gravimétricas varia em subsuperfície, num determinado perfil 2.5D. Apesar de representar um corpo bidimensional, enquanto o corpo real é tridimensional, este modelo acaba sendo mais confiável que a inversão 3D. Como a inversão é um problema mal posto, pode apresentar infinitas soluções, então a modelagem direta é utilizada a fim de se testar as hipóteses geradas pela inversão. Desta forma, esta modelagem direta fornece indícios de que a inversão realizada é representada no modelo geológico 2.5D, de modo a validar o resultado de inversão.

A modelagem geofísica foi realizada em programa no programa GM-SYS, versão 7.5 da Geosoft que utiliza a metodologia de Talwani, et al, 1959. Este programa possibilita a criação e a manipulação interativa de modelos geológicos bidimensionais, permitindo o ajuste das curvas calculadas e observadas dos dados de gravimetria e magnetometria.

Os dois perfis ortogonais, onde se realizou a modelagem estão localizados tanto no mapa de anomalia Bouguer residual (figura 5) assim como no mapa residual do campo total,

ou seja, mapa da anomalia magnética (figura 12). Estes perfis são então modelados gerando a interpretação geológica da área de estudo.

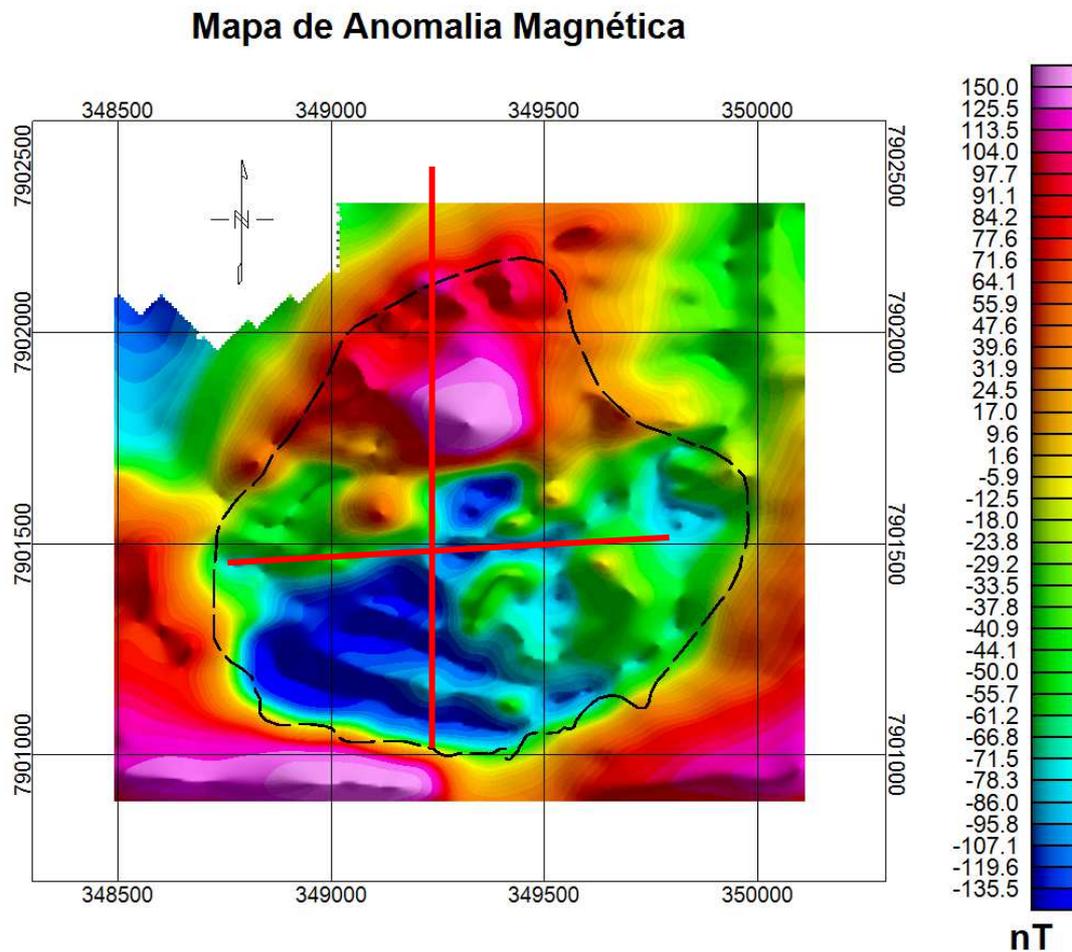


Figura 12 - Mapa da anomalia magnética. Em vermelho, os dois perfis modelados.

Estes dois perfis foram selecionados por apresentarem tanto dados de CSAMT, como dados de gravimetria e magnetometria. Os dados eletromagnéticos foram utilizados como base para a modelagem de modo que este fornece como os valores de resistividade (ou condutividade) variam. A imagem dos perfis CSAMT foi então colocada no fundo da tela (backdrop - como referência de partida), auxiliando na interpretação do modelo geológico, visto que onde o valor de condutividade é maior, esta associada ao kimberlito, que, em geral, apresenta valores de densidade baixa e suscetibilidade magnética alta.

As densidades utilizadas para esta modelagem foi de 2.1 a 2.3 g/cm³ para os sedimentos da cratera, 2.4 g/cm³ para o kimberlito alterado, 2.79 g/cm³ para a diatrema e 2.6

g/cm³ para o filito, rocha encaixante. Já os valores de suscetibilidade magnética utilizados para esta modelagem foram 0.00056 SI para a cratera, 0.00018 SI para o kimberlito alterado, 0.0049 SI para o diatrema em profundidade e 0.00016 SI para o filito.

Esses valores foram obtidos a partir de bibliografias que discutem estes valores para kimberlitos (MENEZES et al, 2011; HOOVER et al, 1993). Nesta modelagem, uma inversão 1D é aplicada, de modo que estes valores puderam ser modificados e ajustados para a área. Esta pseudo-inversão pode ser realizada em profundidade, em suscetibilidade magnética e em densidade, de forma que os valores inseridos no modelo inicial vão se ajustando, variando estas propriedades físicas ou posição (em profundidade), alcançando os valores da área estudada. A partir desses ajustes descritos, os dados modelaram o kimberlito Régis, utilizando os dados integrados de gravimetria, magnetometria e CSAMT. Os resultados desta modelagem serão apresentados no próximo capítulo.

6 INTERPRETAÇÃO CONJUNTA DOS DADOS GEOFÍSICOS

Após a interpretação dos resultados da inversão 3D e da elaboração dos produtos resultantes do tratamento dos dados gravimétricos e magnetométricos, foi realizada a modelagem de dois perfis ortogonais, um com direção leste - oeste e outro norte - sul (figuras 5 e 12).

Os dados de CSAMT forneceram os valores de resistividade do kimberlito e das rochas adjacentes da área de estudo. Estes valores podem ser associados a outras propriedades físicas deste corpo, como densidade e suscetibilidade, a fim de discretizá-lo. Dessa forma, as imagens CSAMT são usadas como bases para esta interpretação e os perfis de magnetometria e gravimetria foram modeladas a partir deste.

O modelo do perfil norte-sul (visualizado em planta nas figuras 5 e 12) é apresentado na figura 13. Esta figura representa o modelo geológico limitado à profundidade de 800 metros, com a imagem do CSAMT ao fundo. A figura apresenta o perfil magnetométrico no topo, seguido do perfil gravimétrico e na base o modelo geológico reproduzido por esta modelagem. Nos perfis, os dados pontilhados em preto representam os dados observados, que devem ser ajustados aos dados calculados (linha preta contínua). Já a linha vermelha representa o erro do ajuste. Este é o erro médio entre o dado observado e o calculado, sendo o erro do dado magnetométrico de 22.40 nT enquanto que o de gravimetria foi de 0.15 mGal. Esta ordem de grandeza do erro é muito boa para os dados gravimétricos e boa para os dados magnetométricos, que em geral, costumam apresentar erro maior que o de gravimetria (exemplo, MIO et al., 2005).

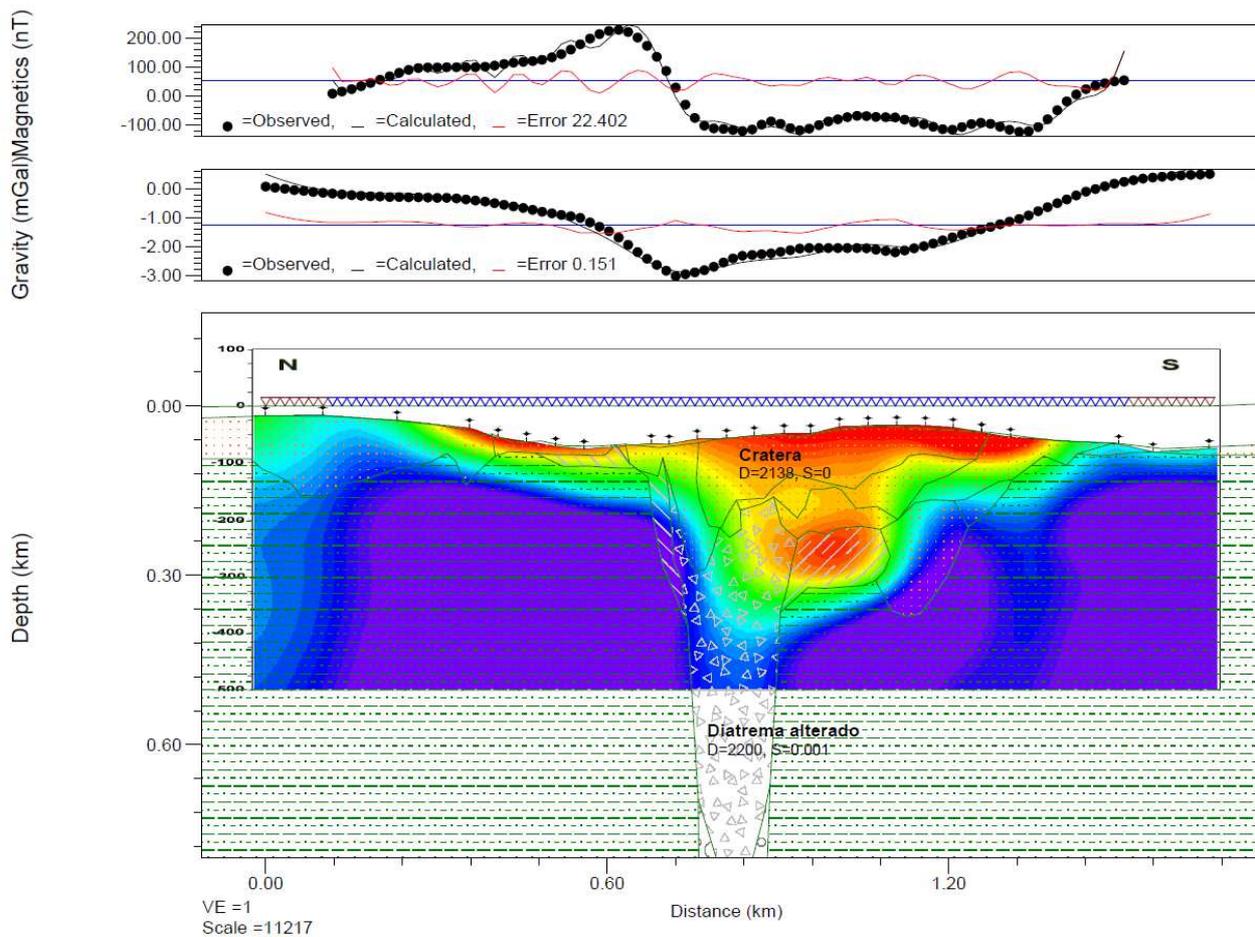


Figura 13 - Modelo final do perfil norte-sul, em detalhe.

O perfil de anomalia magnética (figuras 13 e 14) mostra altos valores magnéticos no centro (0.6 km) deste perfil. Esses valores podem indicar a presença de rochas ígneas ou corpos magnéticos. Com isso, os altos valores magnéticos devem estar relacionados com a fácies diatrema. No entanto, a maioria do perfil apresenta baixos valores magnéticos. Estes valores estão novamente relacionados às variações litológicas na subsuperfície. Estes baixos valores de susceptibilidade magnética estão associados às fácies cratera (rocha sedimentar) e fácies filito (rochas metamórficas).

O perfil de anomalia gravimétrica (figura 13 e 14) apresenta um baixo gravimétrico no centro do perfil (0.7 km). Já nas bordas a anomalia Bouguer é maior, o que pode também estar relacionado às litologias em subsuperfície. O baixo valor da anomalia pode estar relacionado com a fácies cratera e o kimberlito alterado. Já os altos valores nas bordas estão associados à encaixante (fácies filito).

Este corpo apresenta uma cratera heterogênea de epiclásticos com lama cinza vulcanoclástica intercalada com finas camadas de areia (LA TERRA et al, 2010). Na figura 13, observa-se, que a fácies cratera apresenta densidade de 2.1 g/cm^3 e se estende até a profundidade de 100 metros aproximadamente. Em algumas regiões esta profundidade pode ser um pouco maior, alcançando 160 metros. Os valores de densidade também variaram, o que pode estar relacionado com a ocorrência dos Tufos de Lapilli (2.3 g/cm^3), depositados no entorno da cratera demonstrando a heterogeneidade desta fácies.

Como o kimberlito apresenta variação de suas propriedades físicas em profundidade algumas camadas foram criadas para que o modelo pudesse se comportar da maneira mais próxima a realidade. A porção mais rasa apresenta maior alteração devido à reação com a água meteórica, aumentando a porosidade da rocha, diminuindo a densidade, por isto, valores baixos desta propriedade podem ser encontrados (BARBOSA, 2006). Este diatrema é uma brecha que contém xenólitos do manto fazendo com que haja variação nas propriedades físicas. Este corpo apresenta largura de cerca de 220 metros, na profundidade de 100 metros e vai afinando até os 2800 metros de profundidade, onde apresenta 50 metros de largura, formando a geometria de um cone invertido (figura 14).

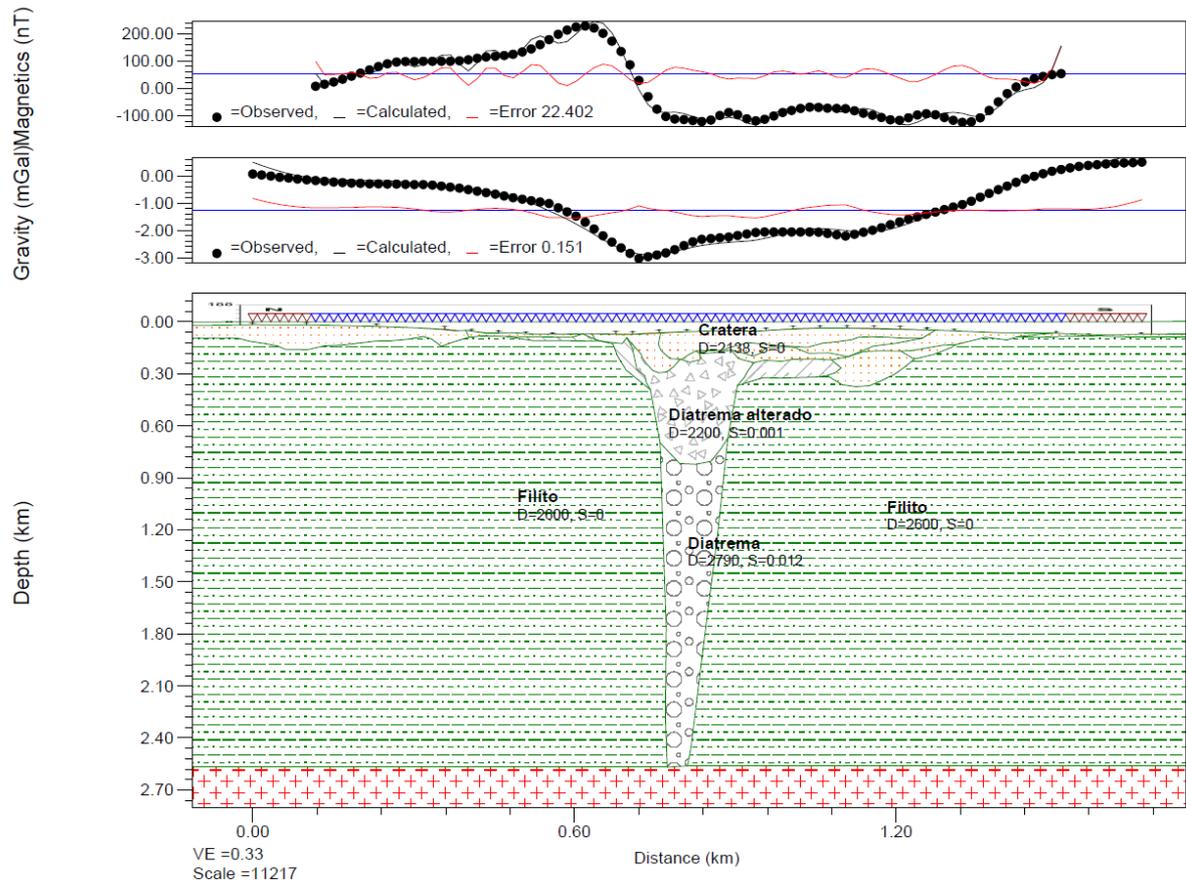


Figura 14 - Modelo do perfil norte-sul

A figura 15 apresenta o perfil leste – oeste (localizado em planta nas figuras 5 e 12). Esta figura apresenta o modelo geológico 2.5D gerado para este perfil a partir das anomalias de magnetometria e gravimetria.

O perfil de magnetometria, no topo, indica um alto valor de suscetibilidade magnética na borda esquerda e um pico no centro do perfil (0.9 km). O pico no centro pode estar associado ao conduto vulcânico, que devido as suas propriedades magnéticas, apresentam maior valor de suscetibilidade que as rochas encaixantes (TELFORD et al., 1990). Em geral, o valor de suscetibilidade magnética é baixo, devido à influência das rochas metamórficas (fácies filito) e sedimentares (fácies cratera).

Já o perfil de gravimetria, apresenta baixos valores de anomalia Bouguer no centro (1.0 km) e altos valores na borda. Assim como no perfil norte – sul, estes baixos valores estão associados às rochas sedimentares da fácies cratera e do kimberlito alterado. Os maiores valores de densidade das bordas estão associados ao filito, encaixante.

Pela figura 15, pode-se observar que o conduto vulcânico apresenta uma leve inclinação demonstrando sua heterogeneidade lateral e em profundidade. A fácies cratera apresentou uma profundidade de aproximadamente 50 metros. O diatrema apresentou largura de 230 metros a partir dos 50 metros de profundidade, afinando até 2800 metros de profundidade, onde esta apresenta largura de 60 metros.

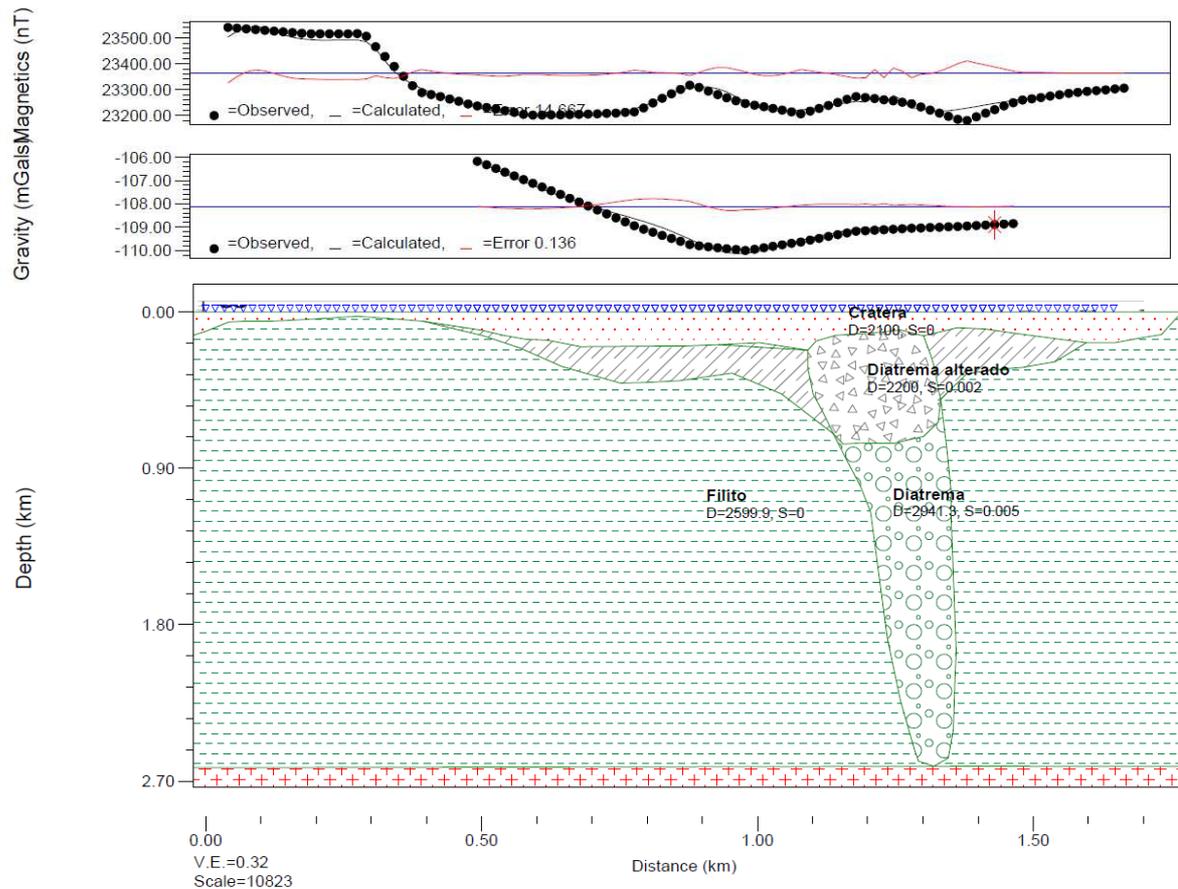


Figura 15 - Resultado da modelagem do perfil de direção leste – oeste.

A figura 16 apresenta o modelo limitado à profundidade de 800 metros, com a imagem CSAMT ao fundo. O erro do ajuste para este perfil foi de 14.67 nT para o método magnetométrico enquanto o erro da gravimetria foi de 0.13 mGal, obtendo-se um bom ajuste entre os dados observados e os estimados.

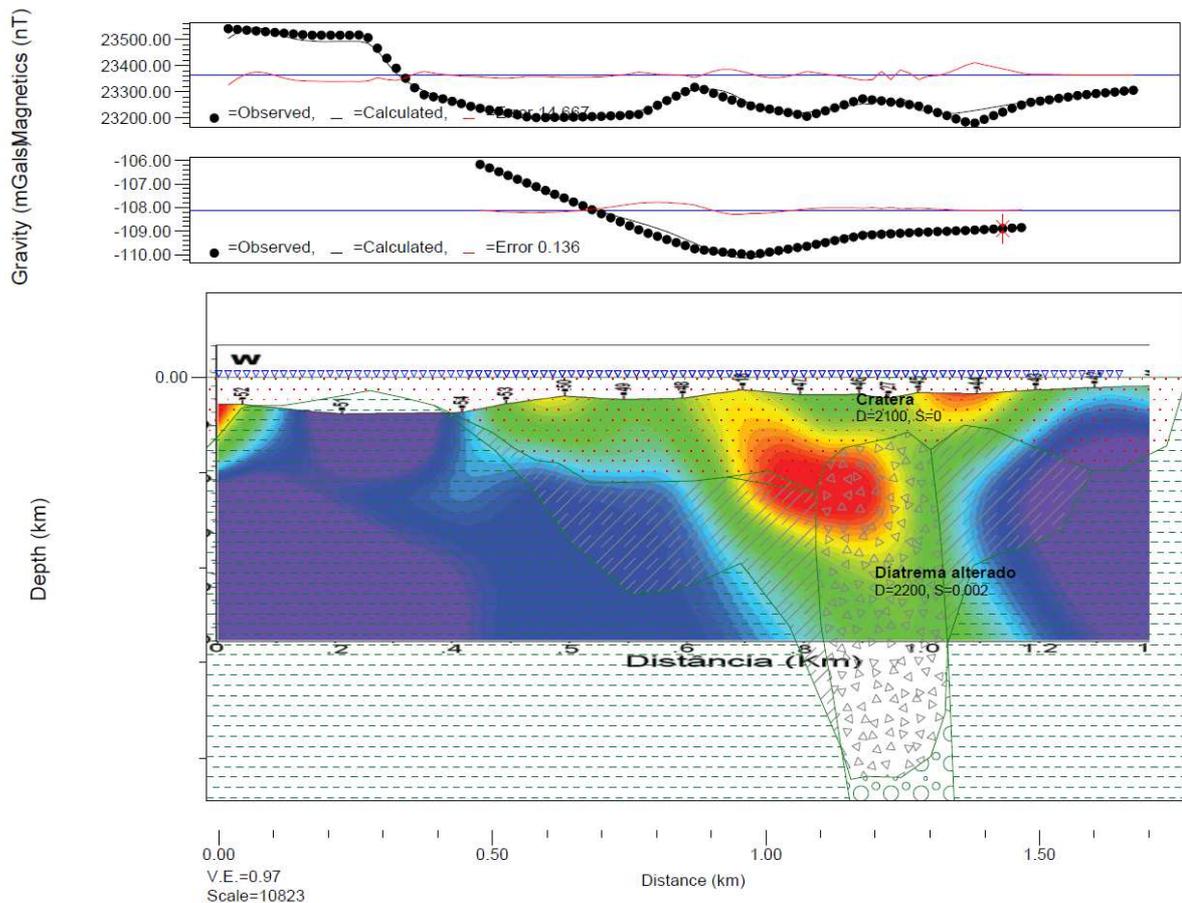


Figura 16 - Modelo do perfil leste-oeste com a imagem CSAMT ao fundo.

Não há grandes variações nos valores de suscetibilidade magnética e densidade quando se comparam os dois perfis, porém existem algumas variações entre os valores utilizados de entrada e os gerados pelo modelo. A fácies cratera, foi então caracterizada, neste modelo, por valores de resistividade baixa (entre 2 e 50 ohm.m), baixa densidade entre 2.0 e 2.3 g/cm³ e suscetibilidade magnética muito baixa, de 0.00019 SI. A fácies diatrema alterada apresentou resistividades que variam de 2 a 20 ohm.m (até profundidades de 325 metros) densidade de 2.2 g/cm³ e suscetibilidade magnética de 0.0018 SI. O diatrema apresentou densidade de 2.79 g/cm³ suscetibilidade de 0.0049 SI. A rocha encaixante, filito, apresentou valor de resistividade mais alto quando comparado com a cratera e o diatrema, sendo para o filito na ordem de 100 a 150 ohm.m, densidade de 2.6 g/cm³ e suscetibilidade de 0.00018 SI.

A integração dos dados permitiu a análise com diferentes respostas físicas, amarrando assim os resultados e favorecendo a modelagem do corpo mais fidedigna. Como resultado,

todos os métodos mapearam um corpo de forma cônica e assimétrico, sendo possível a modelagem do kimberlito com a metodologia adotada. A largura da cratera em superfície foi em média de 800 metros, enquanto que o conduto vulcânico apresentou próximo de 200 metros de largura o qual vai afinando e se estendendo até uma profundidade aproximada de 2800 metros, onde sua largura era de aproximadamente 50 metros.

Estes resultados apresentam um modelo que corrobora com a inversão realizada. No entanto, a profundidade alcançada em cada metodologia foi distinta. Isto se deve ao fato da inversão trabalhar com os valores de contrastes de densidades, e o kimberlito em grandes profundidades, não foi alterado pela reação com a água meteórica, de forma que a água não entrou no sistema e o kimberlito apresenta densidade de rocha ígnea, não porosa. Esta densidade é, portanto, alta não gerando contrastes negativos de densidade entre o kimberlito e o filito. Já no modelo direto, o kimberlito pôde ser mapeado em profundidade, diferenciando a fácies de kimberlito alterado e diatrema.

7 CONCLUSÃO

Os métodos geofísicos utilizados neste estudo foram eficazes no mapeamento do kimberlito Régis. A modelagem integrada de diferentes ferramentas geofísicas vem sendo uma nova fronteira a ser investigada, visto que melhora a acurácia e a confiabilidade dos dados. Da mesma forma, a inversão tridimensional, proporciona um modelo mais realístico da geometria dos corpos em subsuperfície, já que estes são tridimensionais por natureza.

Pode-se concluir que a gravimetria respondeu bem na delimitação do kimberlito Régis, podendo esta ser estendida para o mapeamento de outros kimberlitos, já que é uma metodologia mais simples e barata que muitos métodos geofísicos, como os métodos eletromagnéticos e a sísmica. A gravimetria, portanto, contribuiu de maneira a acrescentar mais um parâmetro de propriedade física no modelo, aprimorando-o e corroborando com resultados anteriores.

Neste caso, o uso da geofísica tornou a modelagem do kimberlito mais acessível, rápida e prática, além de se reduzir o custo do projeto, se comparado aos métodos de exploração tradicional dos kimberlitos, que utilizam inúmeros poços para este estudo. Como os diamantes se alojam no conduto vulcânico dos kimberlitos, o mapeamento da geometria deste, utilizando esta metodologia, permitiu a delimitação da diatrema de forma a poder ajudar nos possíveis trabalhos de locação dos poços na exploração de diamantes.

Dados de inversão 3D gravimétrica apresentaram resultados muito bons na definição tridimensional deste kimberlito, porém sem esta modelagem integrada o resultado não poderia ser confiável, já que os problemas inversos não apresentam solução única. Assim, esta modelagem permitiu a legitimação da inversão gravimétrica 3D, contribuindo para a definição da geometria do kimberlito Régis.

A inversão apresentou um bom resultado, mapeando o corpo kimberlítico tridimensionalmente. Este modelo inverso apresentou a geometria do kimberlito, a partir dos contrastes de densidade negativos, delimitando, portanto, um corpo em forma de cone invertido.

A modelagem 2,5D de subsuperfície, utilizando, gravimetria, magnetometria e

CSAMT contribuiu para o conhecimento em subsuperfície da geometria e profundidade do kimberlito Régis. Os resultados de gravimetria, magnetometria e CSAMT, possuem boa resposta, fornecendo assim um modelo mais preciso da geometria deste kimberlito. Esse modelo integrado permitiu a caracterização do kimberlito, delimitando suas principais fácies. A fácies cratera apresentou um modelo de baixa densidade, entre 2.0 e 2.3 g/cm³, baixos valores de resistividade entre 2 e 50 ohm.m e baixa suscetibilidade magnética, de 0.00019 SI. A fácies kimberlito alterado apresentou resistividades que variaram de 2 a 20 ohm.m metros, densidade de 2.2 g/cm³ e suscetibilidade magnética de 0.0018 SI. A fácies diatrema apresentou densidade de 2.79 g/cm³ e suscetibilidade magnética de 0.0049 SI. As rochas encaixantes, filitos, apresentaram altos valores de resistividade, variando de 100 a 150 ohm.m, densidade de 2.6 g/cm³ e suscetibilidade de 0.00018 SI. Observa-se que os dados de CSAMT apresentam resultados só até os 400 metros, enquanto que a modelagem de magnetometria e a gravimetria chegaram a 2800 metros.

Os sedimentos da cratera apresentaram uma largura de 800 metros, podendo alcançar uma profundidade de 160 metros. O conduto vulcânico apresentou largura variando de 200 metros, na porção mais rasa a 50 metros (porção mais profunda, se estendendo até aproximadamente 2800 metros). Já no modelo de inversão, a profundidade do kimberlito alcançou 800 metros, visto que este pôde mapear os contrastes de densidade, e em profundidade o kimberlito não sofreu alteração pela água meteórica, apresentando então maior densidade que o filito encaixante.

Portanto, mapeou-se um corpo de baixa densidade (parte alterada), alta suscetibilidade magnética e baixa resistividade. Obtendo assim, um corpo na forma de um cone invertido e assimétrico. Estes resultados foram coerentes tanto para a modelagem direta quanto para a indireta, e corrobora como os trabalhos de Menezes e La Terra, 2011 com modelagem magnetométrica e La Terra e Menezes, 2012 e La Terra et al., 2010, utilizando o método CSAMT. Estes trabalhos mapearam tridimensionalmente o kimberlito Régis gerando resultados semelhantes ao encontrado utilizando a gravimetria, possibilitando a delimitação da geometria do kimberlito.

REFERÊNCIAS

- ALLIALY, E.A. CHÉRUBIN, D.S. YACOUBA, C. NICAISE, K.A. BERTIN D.Y. ANDRÉ P. Comparative Geochemistry of Seguela Cretaceous Kimberlites, South Africa Group II Kimberlites and Other Worldwide Kimberlites. *European Journal of Scientific Research*, [S. l.], v. 48, n. 4, p.693-718, 2011.
- ALMEIDA F. F. M., HASUI Y., NEVES B. B. B., FUCK R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review* v. 17. p. 1-29. 1981.
- ASMUS H.E. *Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/ alinhamentos continentais que ocorreram nas regiões sudeste e sul do Brasil.*, Rio de Janeiro: Petrobras, 1978. p. 39-75. (Projeto REMAC, n. 4)
- BARBOSA, R.C. *Kimberlito: Morfologia, Formação e Kimberlitos Diamantíferos em Minas Gerais*. Belo Horizonte: UFMG, 2006.
- BARBOSA O., BRAUN O.P.G., DYER R.C., CUNHA C.A.B.R. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1970. 140p. Boletim 136
- BARDET, M.G. *Géologie du diamant*. Paris: BRGM, 1977. 236 p. (Memoires du BRGM, n. 83).
- BELTRÃO, J. F., SILVA, J. B. C. COSTA, J. C. *Robust polynomial fitting for regional gravity estimation*. *Geophysics*, v. 56, p. 80–89. 1991.
- BIZZI L. A., MEYER C. B., AMSTRONG H. O. A.; DE WIT M. J. R. Mesozoic kimberlites and related alkalic rocks in south-western São Francisco craton, Brazil: A case for local mantle reservoirs and their interaction. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5, 1991. Extended abstracts..., 1991. p. 583
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. 692 p.
- BLAKELY, R. J., *Potential Theory in Gravity e Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.
- BOSUM W e MOLLAT H. *Interpretação do levantamento aerogeofísico sistemático de Minas Gerais e Espírito Santo. Fundamentos Teóricos, Belo Horizonte*. Rio de Janeiro: DNPM/CBGA/CPRM, 1975. v. 1.
- CHAVES, M, L, S, C, ANDRADE, K,W, MOREIRA L,A. A intrusão diamantífera Abel Régis (Carmo do Paranaíba, MG): kimberlito ou lamproíto? *Revista de Geociências: Escola de Minas, Ouro Preto*,v. 62, n. 4. 2009.

CHAVES M. L. C., ANDRADE K. W., BENITEZ L. BRANDÃO, P. R.G. Província diamantífera da serra da canastra-1; primeira fonte primária de diamantes economicamente viável do país. *Geociências*, Rio Claro, v. 27, n. 3, p. 299-317, 2008.

CORREA, E. A. *Diamantes e kimberlitos do sul e do leste da bacia do Parnaíba (Brasil)*, 1990. 306 p. Tese (Doutorado) – Universidade do Porto, Porto, 1990.

COSTA, M.T., SAD, J.H.G. O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 22, 1968, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1968.

ENGL, H. W., HANKE, M. e NEUBAUER, A., *Regularization of Inverse Problems*. Dordrecht: Kluwer, 1996. (Mathematics and its Applications).

, Y., HARALVI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto do Parnaíba. *Geociências*, [S. l.], v. 10, p. 57-7, 1991.

HADAMARD, J. Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique. *Bull Princeton Univ.*, [S. l.], v. 13, p. 1-20, 1902.

HERZ N. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkali rocks. *Geological Society of America Bulletin*, [S. l.], v. 88, n. 1, p. 101-112.1977.

HOOVER D. P. CAMPBELL D. L. (Org.). Geophysical Model of Diamond Pipes. In: HERAN, W. D. (Ed.). *Codicil to The Geophysical Expression of Selected Mineral Deposit Models*. Washington: United States Department of the Interior Geological Survey, 1994. Open-File Report 94-174.

KAMINSKY, F. V., NOAN, C. *A Technical Report on the Juína Diamond Project*, Juína, 2009.

LA TERRA, E.F. *Audiomagnetolelúrico com fonte controlada (CSAMT) em exploração de kimberlito: kimberlito Régis, Minas Gerais*. 2006. 35 p. Monografia (Graduação em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

LA TERRA, E.F., MENEZES, P.T.L. Audiomagnetotelluric 3D imaging of the Regis Kimberlite pipe, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, [S. l.], v.77 . p. 30–38. 2012.

LA TERRA, E.F., MENEZES, P.T.L.; FONTES, S.L. Metodologia exploratória para delimitação de condutos vulcânicos kimberlíticos com o uso do método CSAMT, MG, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, [S. l.], v. 28, p. 1-14, 2010.

LAFEHR, T.R., *An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction*. Geophysics, [S. l.], v. 56, n. 8, p. 1179-1184, 1991.

LI, Y., OLDENBURG, D. W., 3D inversion of gravity data. *Geophysics*, [S. l.], v. 63, p. 109–119, 1998.

MENEZES, P.T.L., GARCIA, M.D.M. Case History: Kimberlite exploration at Serra da Canastra province. *Geophysics*, [S. l.], v. 72, n. 3, 2007.

MENEZES P.T.L, LA TERRA, E.F. 3D magnetic interpretation of the Regis kimberlite pipe, Minas Gerais, Brazil, *Near Surface Geophysics*, [S.l.] v. 9. p. 331-337, 2011.

OLDENBURG, D. W., LI, Y., ELLIS, R. G., Inversion of geophysical data over a copper-gold porphyry deposit: A case history for Mt. Milligan. *Geophysics*, [S.l.] , v. 62, p. 1419-1431, 1997.

PEREIRA R.S., *Projeto Minas Sudeste: Interpretação geológica e estrutural de imagens de satélite TM, Brasília: De Beers Brasil, 1991. Escala: 1:250.000. Unidades de Sensoriamento Remoto, Internal Report.*

SÁ, N.C. *Redução de Observações Gravimétricas, Teoria e Prática. São Paulo: IAG/USP, 1994. 90 p*

SGARB, P.B.A, GASPARI, J.C, VALENÇA, J.G. Brazilian Kamafugite. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, v. 30, n. 3, p. 417-420, 2000.

SKINNER E.M.W. *Contrasting group 1 and group 2 kimberlite petrology, towards a genetic model for kimberlites. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 4., 1986, Perth. Expanded Abstracts... Perth, 1986. p. 202–204.*

SVISERO D.P., HASUI Y. e DRUMOND D. Geologia de kimberlitos do Alto Paranaíba, Minas Gerais. *Rev. Min. e Metal*, [S. l.], v. 406,p. 34-38, 1979.

TALWANI, M., WORZEL, J. L., LANDISMANT, M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendicino submarine fractured zone. *J. Geophys. Res.* [S. L.], v. 64. p. 49-59. 1959

TEIXEIRA, N. *Geologia, petrologia e implicações prospectivas da província kimberlítica de Juína (MT)*. Brasília: UnB, 1996. 84p.

TELFORD W.M., GELDART, L. P., SHERIFF R.E., *Applied Geophysics*, 2. ed., Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

VASANTHI, A., K. MALLICK. Bouguer gravity anomalies and occurrence patterns of kimberlite pipes in Narayanpet-Maddur regions, Andhra Pradesh, India. *Geophysics*, v. 70, n. 1, J13–J24. 2005.