

METODOLOGIA EXPLORATÓRIA PARA DELIMITAÇÃO DE CONDUTOS VULCÂNICOS KIMBERLÍTICOS COM O USO DO MÉTODO CSAMT, MG, BRASIL

Emanuele Francesco La Terra¹, Paulo de Tarso Luiz Menezes² e Sergio Luiz Fontes³

Recebido em 14 outubro, 2009 / Aceito em 7 abril, 2010
Received on October 14, 2009 / Accepted on April 7, 2010

ABSTRACT. In the present work we present a case history where the Controlled Source Audiomagnetotelluric – CSAMT method have been applied to unveil the geological structure of Régis, a kimberlite pipe in Minas Gerais state, Brazil. The kimberlite outcrops were discovered in the late 1970's by surface geological mapping. Three CSAMT profiles, two striking north-south and the third striking east-west were acquired crossing the kimberlite crater. The Stratagem CSAMT sounding stations, with electrodes and coils laid in the classical cross configuration. Typical site spacing spanned from 50 to 100 m along each profile. The frequency range spanned from 10 Hz to 100 kHz, adequate for shallow investigations (depths less than 500 m). Shallow conductive anomalies were identified and associated to the main kimberlitic body. The present work subsidized the location of two successful drill holes within the studied pipe and allowed a proposition of a new geological model for the pipe.

Keywords: kimberlites, CSAMT, 2-D inversion.

RESUMO. No presente trabalho apresentamos um estudo de caso onde o método CSAMT (audiomagnetotélúrico com fonte controlada) foi aplicado para determinar a assinatura geoeétrica da estrutura geológica do kimberlito Régis, localizado e conhecido no Estado de Minas Gerais, Brasil. Afloramentos desses kimberlitos foram mapeados na década de 1970. Três perfis CSAMT, dois com direções norte-sul e um leste-oeste foram adquiridos ao longo do corpo. As estações CSAMT foram adquiridas com eletrodos e bobinas dispostos na configuração clássica em cruz. O intervalo típico entre estações variou de 50 a 100 m ao longo de cada perfil. A faixa de frequência utilizada foi de 10 Hz a 100 kHz, adequadas para investigações rasas (profundidades menores que 500 m). O presente trabalho deu subsídio para a locação de dois furos de sondagens dentro do *pipe* estudado e permitiu a proposição de um novo modelo geológico para o kimberlito.

Palavras-chave: kimberlitos, CSAMT, inversão 2-D.

¹Observatório Nacional/MCT, Rua General José Cristino, 77, São Cristóvão, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (21) 3504-9140; Fax: (21) 2580-7081
– E-mail: laterra@on.br

²DGAP/FGEL/UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, 4006-a, 20550-013 Rio de Janeiro, RJ, Brasil; Petrobras E&P-EXP/GEOF/MP – E-mail: ptarsomenezes@pq.cnpq.br

³Observatório Nacional/MCT, Rua General José Cristino, 77, São Cristóvão, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (21) 3504-9181; Fax: (21) 2580-7081
– E-mail: sergio@on.br

INTRODUÇÃO

Em razão de suas propriedades físico-químico peculiares, o diamante é um mineral dos mais singulares existentes na natureza. Sua grande importância advém do fato de que o diamante é raro e pode ser aproveitado economicamente tanto na joalheria como em aplicações industriais.

Concentrações econômicas de diamantes podem ser encontradas em uma série de rochas, tais como: rochas sedimentares consolidadas ou não (depósitos secundários); kimberlitos e lamproítos (depósitos primários). Os depósitos secundários, de origem sedimentar, estão associados a *placers* sedimentares e *paleoplacers*, onde se incluem os depósitos aluvionares (cascalhos) e os conglomerados. Praticamente toda a produção brasileira de diamantes está associada a este tipo de depósito. Os depósitos primários estão associados às rochas vulcânicas de filiação ultrabásica, os chamados kimberlitos e lamproítos, onde as principais jazidas no resto do mundo estão associadas a estes tipos de rochas.

A prospecção de depósitos primários para diamantes vem sendo realizada no Brasil desde a metade do século 20, apesar de vários corpos kimberlíticos terem sido identificados, nenhum foi considerado econômico até o presente momento (Menezes & Garcia, 2007).

Tradicionalmente a prospecção mineral de diamantes é realizada com o emprego de levantamentos geológicos, geofísicos e geoquímicos. Estes últimos incluem a amostragem de sedimentos de correntes e concentrados de bateia (Pereira, 2003), visando à identificação de minerais satélites do diamante, tais como: a ilmenita magnésiana; cromo-piropo; granada-piropo; cromo-diopsídio; espinélio e zircão.

Na fase regional de exploração, cujo principal objetivo é a seleção de alvos para o levantamento terrestre de detalhe, predomina os levantamentos aéreos, principalmente o aeromagnetométrico, em função de seu relativo baixo custo e cobertura de extensas regiões. A fase de detalhes, usualmente engloba levantamentos terrestres que visam à definição de locais mais propícios para a locação de furos de sonda.

A partir do final da década de 80 devido a uma série de fatores associados ao avanço tecnológico em diversas áreas, em especial computadores mais potentes, novos equipamentos e programas computacionais, houve uma crescente demanda pela utilização de métodos geofísicos na pesquisa mineral (Nabighian & Asten, 2002).

Os principais métodos geofísicos utilizados na prospecção de kimberlitos são o magnético (Keating & Sailhac, 2004; Me-

nezes & Garcia, 2007), o eletromagnético (Smith et al., 1996) e o gravimétrico (Vasanthi & Mallick, 2005), em virtude de geralmente se verificar alto contraste de susceptibilidade magnética, resistividade e densidade entre as rochas kimberlíticas e suas encaixantes.

Os métodos eletromagnéticos também são muito utilizados no *follow up* dos levantamentos aeromagnéticos, com destaque para os métodos TEM – *Transient Electromagnetic* (Nabighian & Macnae, 1991) e HLEM – *Horizontal Loop Electromagnetic* (Spies & Frischknecht, 1991). Atualmente, o método CSAMT – *Controlled Source Audiomagnetotelluric*, ainda é pouco utilizado devido a sua maior complexidade operacional, maior tempo na aquisição dos dados e processamento mais complexo, de modo que é necessário maior preparo das equipes que irão utilizá-lo. Entretanto, a principal vantagem é a de prover a mais completa imagem em subsuperfície com informações bidimensionais (2-D) e tridimensionais (3-D).

No presente trabalho foi aplicado o método CSAMT para estudar o corpo kimberlítico denominado de Régis (Fig. 1), que fica a noroeste de Belo Horizonte (MG). O referido corpo possui, em superfície, uma cratera de cerca de 100 ha.

Os estudos recentemente realizados pela SAMSUL Mineração, detentora dos direitos minerais da área, englobam a cartografia e levantamentos geológico, geoquímico, magnetométrico e finalmente furos de sondagens baseados na presente interpretação. Estes últimos permitiram a diferenciação faciológica do kimberlito, tendo como destaque uma zona de aproximadamente 20 hectares na região central da cratera.

A aplicação do método CSAMT no Régis teve como objetivo investigar a estrutura geoeétrica desde a superfície até profundidades de algumas centenas de metros visando à proposição de modelo geológico. Para tal, foram realizadas 54 sondagens CSAMT cortando toda a região da estrutura kimberlítica e sua encaixante. As estações CSAMT foram coletadas, na sua grande maioria, em intervalos de 50 a 100 m formando perfis semi-regular. A faixa de frequência utilizada foi de 10 Hz a 100 kHz, adequados para investigações de 5 a 400 m de profundidade. O presente trabalho deu subsídio para a locação de dois furos de sondagens que atingiram supostamente o conduto vulcânico principal.

GEOLOGIA REGIONAL

Rochas alcalinas ultramáficas, como kimberlitos e lamproítos, são rochas características de magmas gerados em áreas interiores e adjacentes às regiões cratônicas da litosfera continental da

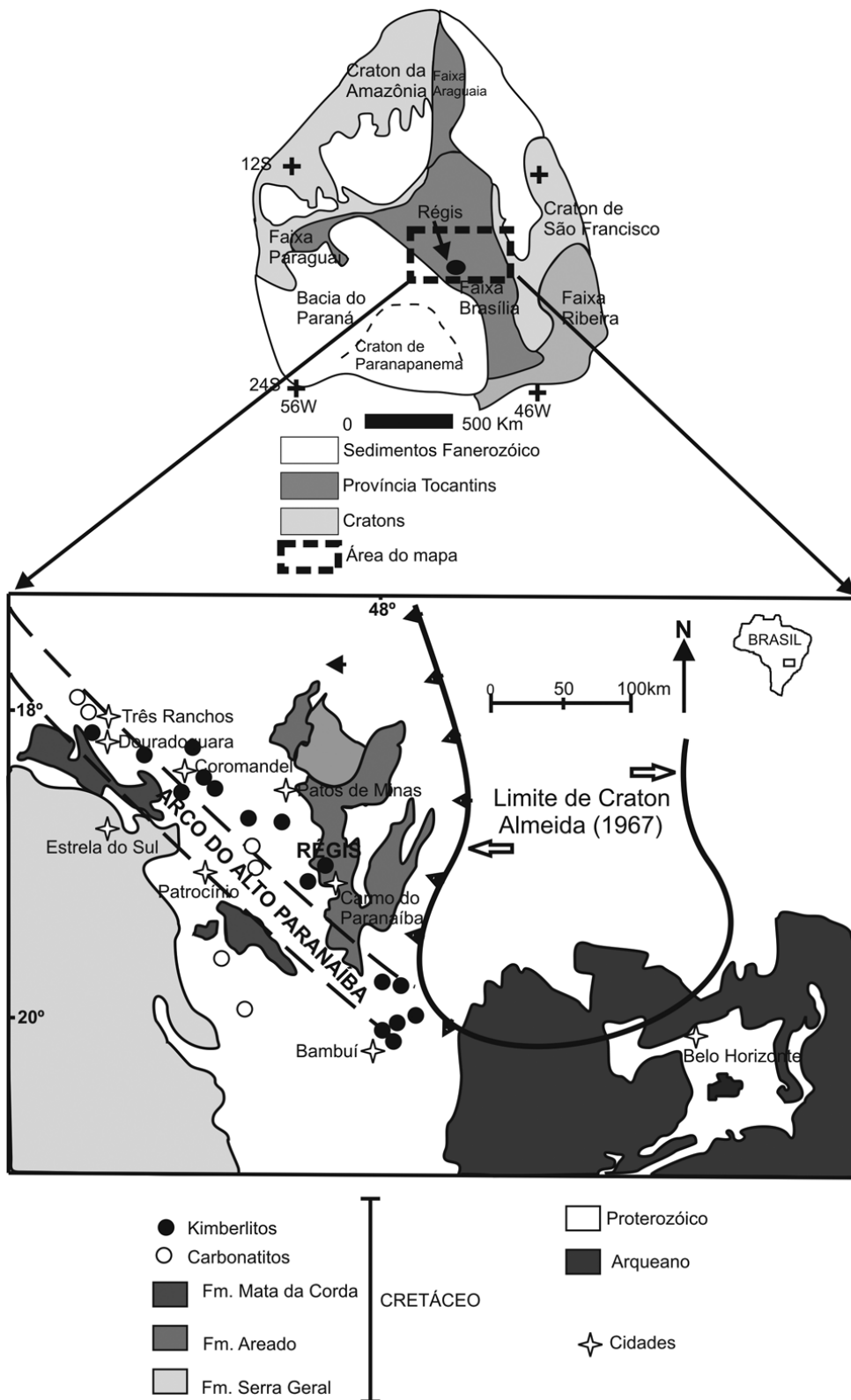


Figura 1 – Painel superior: mapa estrutural da Província Estrutural de Tocantins. Painel inferior: mapa geológico regional simplificado da Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), indicando localização do kimberlito Régis (modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984).

Terra. Existem muitas discussões sobre a sua origem, mas atualmente o consenso geral admite-se que são originadas pela fusão parcial do manto astenosférico em profundidades iguais ou superiores a 150 km e seus magmas ascende para superfície em de zonas de fraqueza da crosta relacionadas a grandes fraturas intra-placa, grábens e riftes (Hawkesworth et al., 1986; Peate et al., 1990; Thompson et al., 1990; Ellan & Cox, 1991; Gibson et al., 1995).

A província alcalina do Brasil Meridional tornou-se alvo de diversos trabalhos científicos, devido não somente ao seu importante valor econômico, bem como pela sua petrologia clássica. Levantamentos geológicos regionais mostraram estruturas regionais de grandes proporções que formam pelo menos dois alinhamentos distintos, um com direção NE e outro NW, ambos associados a grandes fenômenos geológicos iniciados durante a separação do Gondwana no Jurássico Superior (Herz, 1977; Asmus, 1978).

Ulbrich & Gomes (1981) definiram nove províncias petrográficas para as rochas alcalinas do Brasil Meridional, sendo as mais importantes para este trabalho, as que estão associadas às intrusões kimberlíticas, contemporâneas às intrusões alcalinas do oeste mineiro, situando-se no Triângulo Mineiro junto ao Arco do Alto Paranaíba (Fig. 1), (Ladeira et al., 1971), ocorrendo ao longo de uma importante feição estrutural regional de direção N55W também conhecida como 125AZ (azimute 125°), que limita a atual borda norte/nordeste da bacia do Paraná (Bardet, 1977).

A interpretação desta feição, obtida dos levantamentos geofísicos aeromagnéticos do convênio Brasil e Alemanha, na década de 70 e imagens de satélite, permitiram identificar expressivos lineamentos magnéticos e estruturais (Bosum & Mollat, 1975; Pereira, 1991). Segundo Svisero et al. (1979) e Berbert et al. (1981) estes lineamentos estão associados às falhas geológicas profundas originadas pelas falhas transformantes do Atlântico Sul, formando a zona de fraqueza da crosta continental. A tectônica vertical deste evento gerou soerguimento ou levantamento do Arco do Alto Paranaíba e a reativação de antigas falhas que controlaram as entradas dos materiais do manto e proporcionaram as intrusões das rochas alcalinas (Hasui et al., 1976).

A região de maior magmatismo alcalino Cretáceo brasileiro está na Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), mostrada no mapa geológico regional (Fig. 1). Esta província é composta de uma gama extensiva de diversos tipos de magmas (Svisero et al., 1984; Leonardos et al., 1991) variando de carbonatitos, kimberlitos e rochas potássicas ultramáficas.

O magmatismo alcalino associado a kimberlitos ocorreu durante o Cretáceo Superior em um período de intensos episódios

magmáticos, com idades variando entre 80 a 120 Ma (Davis, 1977; Pereira & Fuck, 2005). Neste período houve grande extravasamento de basalto, no sul do Brasil e Paraguai, ao redor das margens da bacia de Paraná. Este evento de grande duração tem uma história de diversas fases que ocorreram entre Ordoviciano Superior e Cretáceo Superior (Zalán et al., 1987).

Os kimberlitos na região da PIAP aparecem em afloramentos como diques, *pipes*, diatremas, derrames de lavas e depósitos piroclásticos. O kimberlito Régis fica situado próximo à porção central da PIAP, uma região de vários *pipes* ultramáficos do Cretáceo (Barbosa et al., 1970). Foram estimados cerca de 300 corpos kimberlíticos nas regiões de Coromandel, Estrela do Sul, Douradoquara, Patrocínio e Patos de Minas.

O kimberlito Régis localiza-se próximo à porção central da PIAP (Fig. 1) que cobre uma área de 105 km² e se estende até a região de Coromandel à Noroeste de Bambuí. Segundo Costa & Sad (1968), esta porção corresponde a um alto estrutural (Arco do Alto Paranaíba) e gravimétrico desenvolvido durante o Cretáceo. Este Arco separa o nordeste da Bacia do Paraná da parte sudoeste do Cráton do São Francisco e é caracterizado por um *trend* de diques toleíticos, semelhante em composição química/mineral com os basaltos da Formação Serra Geral. O limite ocidental do cráton não é bem definido, por ser mascarado por rochas do Proterozóico. Estudos gravimétricos realizados por Almeida (1967), Almeida et al. (1980) e Pires (1986) sugerem que toda a PIAP está próxima aos limites do cráton. Isto é reforçado pela recente descoberta de xenólitos de granada lherzolito no oeste da província, em Três Ranchos, que parece ter equilibrado a profundidades ao redor 150 km (Leonardos et al., 1993). Estudos magnetotélúricos confirmaram o limite do cráton na região de João Pinheiro, caracterizando a região com um forte resistor crustal (1000 ohm.m) estendendo-se desde 30 a 70 km de profundidade (Travassos & Menezes, 1999). Bologna et al. (2005) mostram que as zonas geoeletricamente anisotrópicas são correlacionáveis aos eventos tectônicos transpressionais e magmáticos ocorridos no Proterozóico. Tais estruturas subverticalizadas apresentam correlação com os limites propostos para o PIAP.

GEOLOGIA LOCAL

O kimberlito Régis, mostrado no mapa geológico simplificado da Figura 2, apresenta uma boa exposição superficial embora seus afloramentos encontrem-se fortemente intemperizado. A cratera em superfície é composta por solo argiloso de coloração vermelho/amarelado, originado a partir do vulcanismo alcalino-ultramáfico-ultrapotássico que afetou o oeste mineiro, que per-

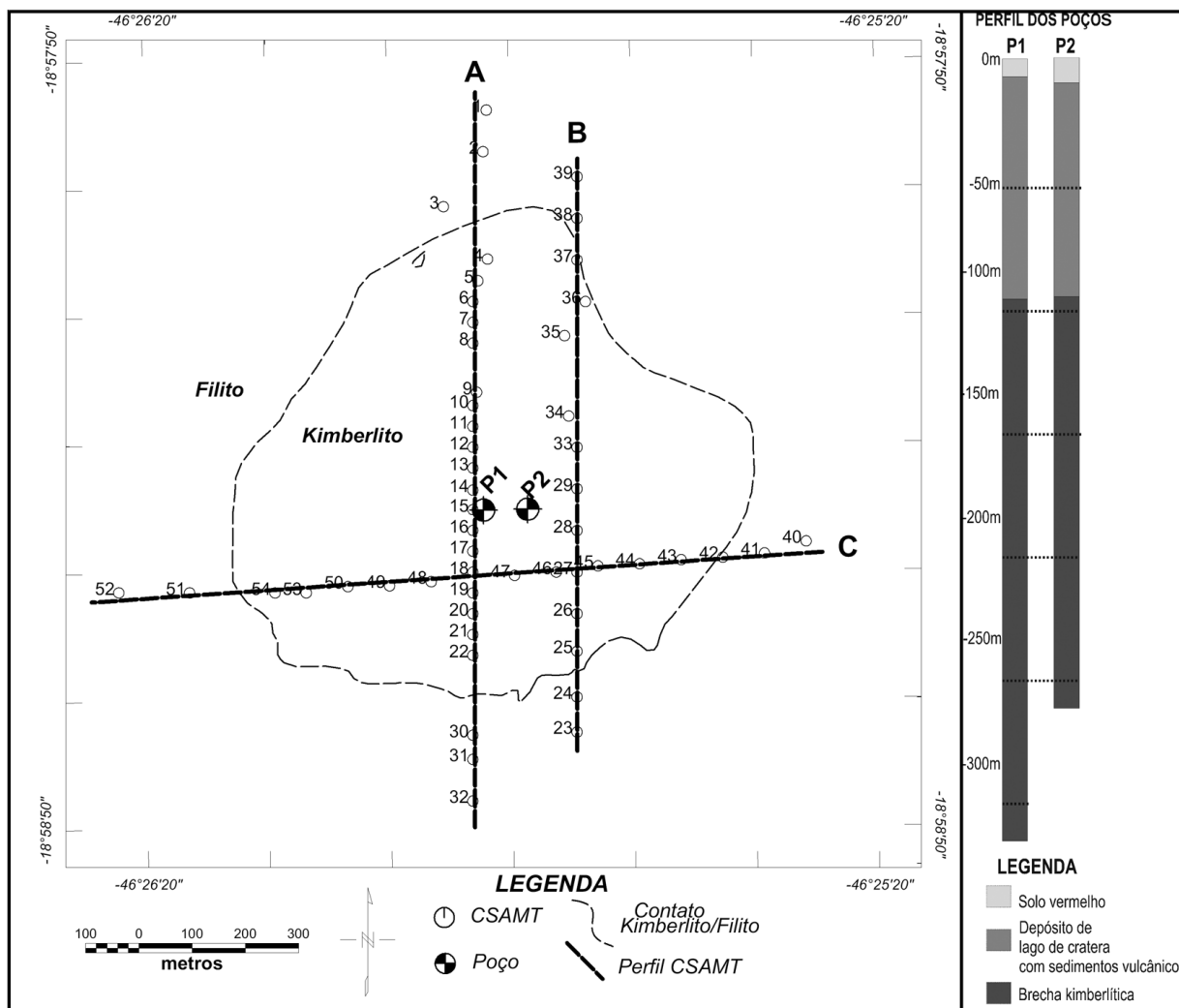


Figura 2 – Pannel esquerdo: mapa geológico simplificado do kimberlito Régis. As linhas tracejadas retas com círculos mostram os perfis CSAMT, A, B e C com os números das estações. Pannel direito: perfis litológicos dos poços P1 e P2 perfurados no local.

tence ao Grupo Mata da Corda, da Bacia Sanfranciscana. Esse Grupo assenta-se sobre o Grupo Areado, unidade basal da bacia, constituído por rochas siliciclásticas do Cretáceo Inferior sobre o embasamento formado por metassiltitos do Grupo Bambuí. Este kimberlito encontra-se encaixado em ardósias intemperizadas do Pré-Cambriano da Província Estrutural de Tocantins, mostrado no pannel da Figura 1.

MÉTODO CSAMT

O CSAMT é um método eletromagnético no domínio da frequência que permite estimar os valores da condutividade elétrica em subsuperfície, a partir de medidas na superfície terrestre dos campos elétricos e magnéticos. Este método é uma variante do método magnetotelúrico (MT), onde uma fonte artificial de altís-

sima frequência é utilizada de modo a compensar a baixa amplitude do campo natural na denominada banda-morta (1-30 kHz). No modo *Far-field* (Zonge & Hughes, 1991) o transmissor é posicionado em distâncias maiores que três vezes a *skin depth* na menor frequência transmitida. Tal afastamento fonte-receptor faz com que a onda eletromagnética gerada possa ter tratamento matemático de onda plana como o utilizado no método MT tradicional.

De acordo com o princípio básico da teoria do método em uma Terra condutora não homogênea, o comportamento dos campos eletromagnéticos pode ser descrito em termos das equações de Maxwell como uma dependência temporal harmônica ($e^{-i\omega t}$), onde se considera que todas as permeabilidades magnéticas serão aproximadas para o vácuo (μ_0).

Partindo-se das equações de Maxwell obtêm-se o tensor de impedância (Z) que expressa a relação entre as componentes horizontais dos campos magnéticos e elétricos. No domínio da frequência essa relação é definida por:

$$E(\omega) = Z(\omega)H(\omega) \quad (1)$$

onde,

$$E(\omega) = \begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} \quad H(\omega) = \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (2)$$

e

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (3)$$

O tensor de impedância $Z(\omega)$ é usualmente representado através de dois elementos: resistividade aparente ρ_a e fase φ

$$\rho_{a,xy}(\omega) = \frac{1}{\mu_0\omega} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 \quad (4)$$

$$\varphi_{xy}(\omega) = \arctan \left(\frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right). \quad (5)$$

AQUISIÇÃO DOS DADOS CSAMT

Dados CSAMT de alta qualidade foram coletados em 54 estações em intervalos de 50 a 100 m ao longo dos três perfis cortando o kimberlito Régis (Fig. 2). Utilizou-se o equipamento comercial Stratagem EH4, que permitiu o imageamento da condutividade elétrica da subsuperfície entre 5 e 400 m de profundidade. Foram medidos os campos eletromagnéticos horizontais nas componentes, norte magnético (E_x , H_x) e leste magnético (E_y , H_y). Os canais elétricos (E_x , E_y) foram medidos por meio de eletrodos de aço em dipolos de 52 m comprimento no arranjo de campo em cruz. Os campos magnéticos (H_x , H_y) foram registrados com o uso de bobinas de indução de alta sensibilidade com núcleo de μ -metal. Os tempos típicos de medidas em cada sondagem não ultrapassaram 40 minutos, divididos em três bandas de amostragem na faixa de frequência entre 10 Hz a 100 kHz. As bandas 1 e 4 foram estabelecidas entre 10 Hz a 1 kHz e 500 Hz a 3 kHz respectivamente. A aquisição nessas bandas foi feita utilizando-se somente os sinais naturais. Na aquisição da banda 7 (800 Hz a 92 kHz) foi empregado um transmissor portátil de alta potência posicionado a cerca de 1500 m de distância do receptor, suficiente para operação no modo *Far-field* (Zonge & Hughes, 1991), sendo maior que três vezes a profundidade de observação alcançada pelo método na

área de estudo que ficou próximo de 400 m. O arranjo de campo empregado neste estudo foi em cruz com transmissor e pode ser visualizado na (Fig. 3).

PROCESSAMENTO E INVERSÃO 2-D DOS DADOS

O tratamento básico para as séries temporais teve o seguinte fluxo de processamento: análise espectral (Bendat & Piersol, 1971) e aplicações de métodos robustos de estimativas de impedância (ex. Menezes & Travassos, 1996) com o objetivo de atenuar diversos tipos de ruídos, como exemplo o ruído de 60 Hz e seus harmônicos gerados por linhas de alta tensão; o processamento estatístico robusto aplicado nos dados e ruídos espúrios conhecidos por *outliers* (Egbert & Booker, 1986). Após a estimação da impedância procedeu-se a rotação tensorial das componentes das impedâncias para as direções da principal estrutura geoeletrica regional como descrito adiante.

No presente trabalho, os elementos dos tensores foram rotacionados para o *strike* geológico regional N55W definido pelo lineamento 125AZ. Obtendo-se, dessa maneira os modos TE (E_x paralelo ao *strike*) e TM (H_x perpendicular ao *strike*).

Os modelos geoeletricos finais apresentados na Figura 4 foram estimados a partir da inversão 2-D dos perfis estudados. Apesar do alvo estudado ser uma estrutura 3-D, alguns autores (Wannamaker et al., 1984; Wannamaker, 1999; Ledo et al., 2002) já demonstraram ser possível obter-se uma boa definição de estruturas 3-D a partir de interpretações 2-D.

Segundo Ledo et al. (2002) é possível utilizar-se a interpretação 2-D MT de dados 3-D, mostrando que os efeitos sobre um *strike* finito não são significantes em estruturas condutivas 3-D que se posiciona abaixo do perfil geofísico e a estrutura tenha uma extensão de *strike* maior que meio *skin depth*. O resultado da inversão 2-D conjunta TE e TM deve ter um bom ajuste na região do perfil localizada sobre a superfície condutora.

Em nossos estudos a estrutura de diatrema, semelhante a um cone invertido, apresenta-se como um corpo condutivo 3-D sobre uma estrutura 2-D (lineamento 125AZ). Os resultados apresentaram um ótimo ajuste com erros médios quadráticos menores que 1.0, na inversão conjunta 2-D dos modos TE e TM sobre o corpo condutivo, sendo assim possível utilizar-se a interpretação 2-D para dados 3-D conforme descrito por Ledo et al. (2002).

O método de inversão utilizado se baseia na minimização Euclidiana da primeira derivada do vetor de parâmetros (método de regularização de primeira ordem de Tikhonov (1950). Este método impõe variações suaves para a distribuição das resistividades estimadas (Rodi & Mackie, 2001). A solução para o problema

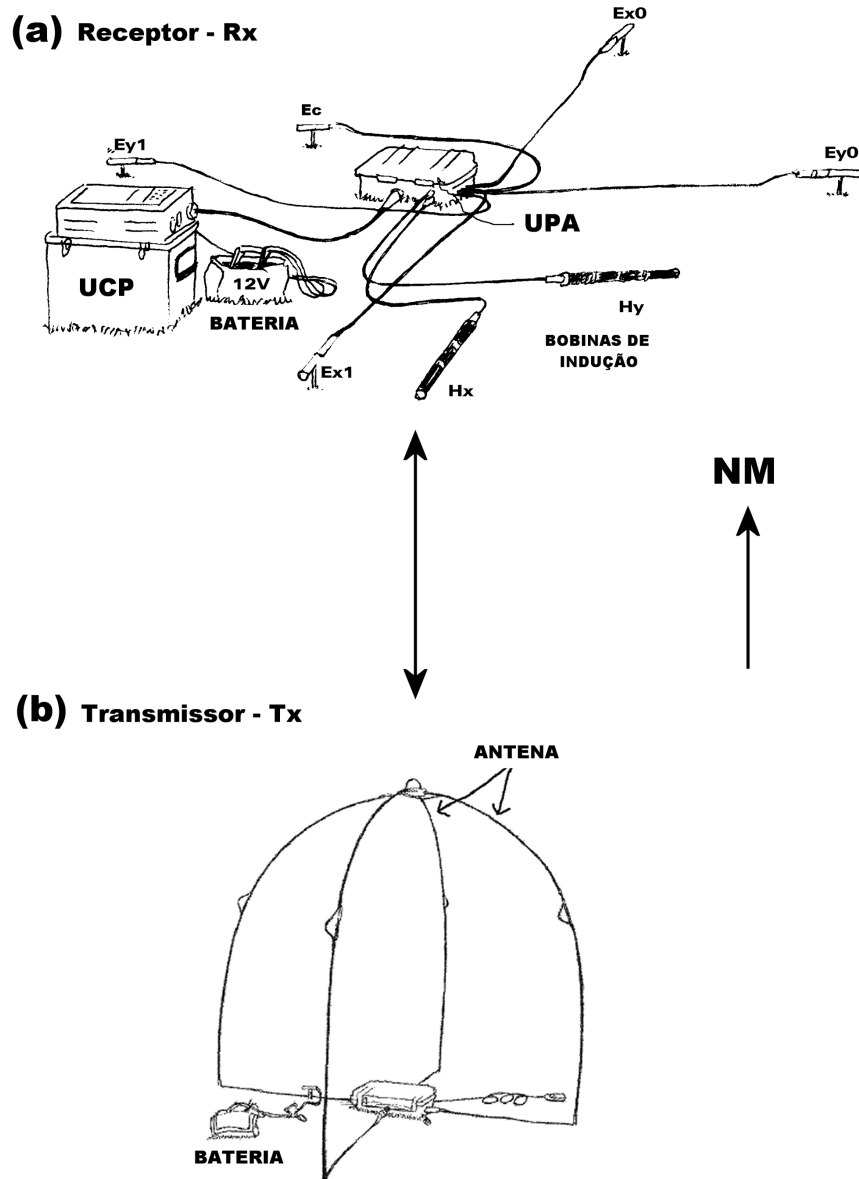


Figura 3 – Arranjo de campo CSAMT com dipolo elétrico e magnético em cruz, orientados para norte e leste magnético. (a) Conjunto do receptor (Rx) formado por eletrodos, bobinas de indução, unidade central de processamento (UCP) e unidade pré-amplificadora (UPA). (b) Transmissor (Tx) formado por dois dipolos magnéticos (modificado Geometrics Inc.).

inverso, onde se busca minimizar a função S por um modelo estimado não conhecido m , é dada pela equação abaixo:

$$S(m) = [d - F(m)]^T R_{dd}^{-1} \times [d - F(m) + \tau] \|L(m - m_0)\|^2, \quad (6)$$

onde d é o vetor dos dados observados, F o operador da modelagem direta, (m) o modelo não conhecido, R_{dd} a matriz de erro covariante, L o operador linear, m_0 o modelo inicial e τ o parâmetro utilizado para regularização.

O operador diferencial de segunda ordem, Laplaciano, é utilizado na equação acima, mostrado logo abaixo:

$$\|L(m - m_0)\| = \int \{\Delta[m(x) - m_0(x)]\}^2 dx, \quad (7)$$

onde $m(x) = \log \rho(x)$, em que x é a posição e ρ é a resistividade.

Foram simultaneamente invertidos os dados nos modos TE e TM (Rodi & Mackie, 2001) no intervalo de frequências de 10 Hz a 100 kHz. Os ajustes finais dos modelos observados

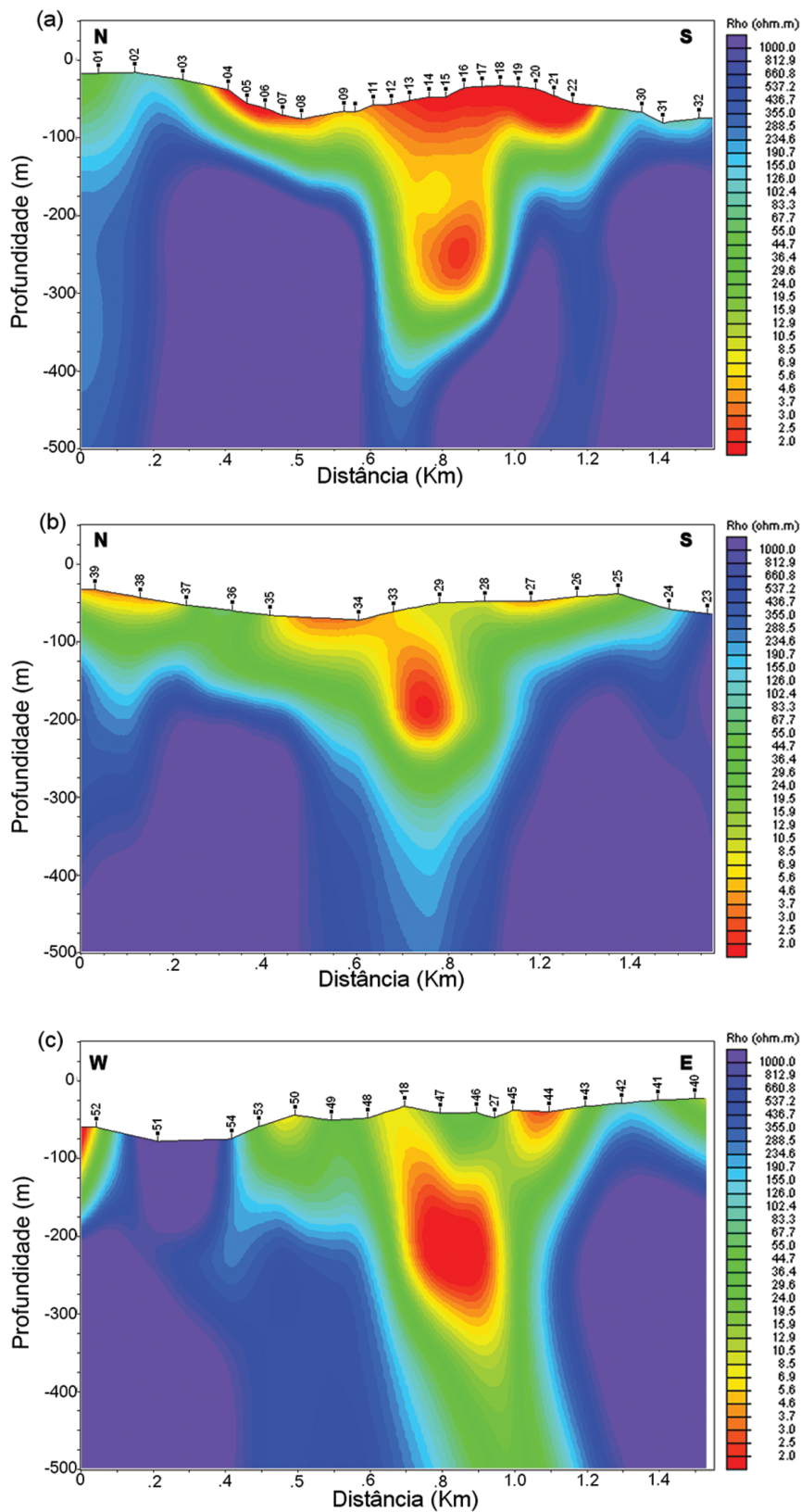


Figura 4 – Modelos inversos para os perfis CSAMT A, B e C (localização na Fig. 2).

com os estimados para os três perfis (Fig. 4) apresentaram erros médios quadráticos (RMS total) menores que 1,0.

Para ilustrar a confiabilidade das interpretações finais dos modelos de inversão 2-D aqui apresentados foram gerados mapas de sensibilidades das inversões realizadas para os perfis A e B, mostrados na Figura 5.

Nestes mapas os tons verde-azulados correspondem aos valores mais altos de sensibilidades, onde o modelo inverso 2-D possui parâmetros que influenciam no ajuste aos dados observados, ou seja, quaisquer variações impostas a esses parâmetros implicam uma mudança nas curvas de resistividade aparente e fase. Neste caso, os modelos apresentam alta confiabilidade até a profundidade de 400 m. Abaixo dos 400 m os valores de sensibilidade são extremamente baixos, indicativos que os parâmetros do modelo não influenciam no ajuste aos dados observados.

INTERPRETAÇÃO LITOLÓGICA DOS POÇOS

Dois poços verticais (P1 e P2), mostrados no painel direito do mapa geológico simplificado da Figura 2 foram perfurados baseados na interpretação geofísica CSAMT aqui proposta. Os poços P1 e P2 atingem profundidades de 317 m e 251 m respectivamente. O poço P1 foi posicionado sobre o perfil A, no mesmo ponto da sondagem CSAMT 15, e o outro, P2, deslocado 100 m a leste deste ponto (painel à esquerda da Fig. 2). A análise dos poços permitiu a identificação de duas zonas principais distintas cratera e diatrema. A descrição dessas zonas é dada a seguir.

Cratera

Fácies de depósito de lago de cratera, cratera de epiclásticos, finalmente acamadados formados por sequência dominada por lama cinza vulcanoclásticas intercalada com camadas de areias com espessuras menores que 0,5 m. Depósitos de anéis tufáceos bastante intemperizados com cores esbranquiçadas apresentando Tufo Lapilli com fragmentos de rochas vulcânicas com granações que variam de areia, a clastos arredondados com minerais de calcita, granadas e serpentinas com clastos $>0,054$ cm e xenólitos de ardósia $>0,5$ cm, variando para material mais aglomerado, com clastos marrom, bolas (*pellets*) criadas por compressão do material original, predominante com clastos cinzas, xenólitos de arenito e ardósia, presença de possíveis diques em pequenas falhas, observa-se granadas, diopsídios, calcita e minerais máficos. Estes depósitos são semelhantes aos observados na fácies de cratera de aberturas de ultramáficas (Dawson, 1980; Lorenz, 1986; Smith & Lorenz, 1989).

Diatrema

Zona kimberlítica formada por brechas kimberlíticas e xenólitos do manto com cores variando de verde oliva, cinza/azul/verde a cinza/azul.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os modelos geoeletricos obtidos por inversão 2-D (Fig. 4) mostram as mesmas características associadas às litologias descritas para os poços, apresentando faixas de valores de resistividades associadas a fácies cratera em profundidades rasas sub-horizontais (4 a 100 m) e ao conduto vulcânico subvertical (100 a 350 m).

Os baixos valores de resistividades encontrados nos perfis estudados, situados entre 2 e 50 ohm.m foram associados aos sedimentos do lago de crateras formado por epiclásticos e brechas vulcânicas do conduto central, apresentam altas porosidades e fraturamentos, permitindo a percolação de fluidos meteóricos que dissolvem os argilominerais constituintes das rochas, facilitando boa condução eletrolítica fazendo reduzir os valores das resistividades.

O modelo final da inversão 2-D para o perfil A, mostrado na Figura 4(a), que corta o kimberlito Régis na direção norte a sul (Fig. 2) tem aproximadamente 1800 m de comprimento, com sondagens CSAMT que variam de 50 a 100 m de espaçamento e apresenta na sua parte central resistividades que variam de 2 a 50 ohm.m entre as sondagens 4 e 22. Estas faixas de valores de foram associadas às rochas kimberlíticas e zonas de metamorfismo de contato. Neste intervalo de sondagens encontram-se os limites do corpo kimberlítico mapeado pelo levantamento geológico realizado.

A Figura 6 mostra as localizações dos furos P1 e P2 em relação aos modelos finais de inversão 2-D referentes aos perfis A e B.

Os resultados do perfil A mostram condutores estratificados sub-horizontais com espessuras de aproximadamente 50 m na parte norte entre as sondagens 04 e 08. Os dados litológicos dos poços P1 e P2 permitiram a interpretação de correlação destes condutores com a fácies cratera.

Na parte sul da cratera a espessura dos condutores chega a 100 m, corroborada pela interpretação litológica do furo, que indicou uma zona de ressedimentados até a profundidade de 113 m. A parte central do corpo vulcânico (sondagens 13 e 17) formado pelo *pipe* apresenta resistividades que variam de 2 a 20 ohm.m até profundidades de 325 m, sendo próximo do final da perfuração.

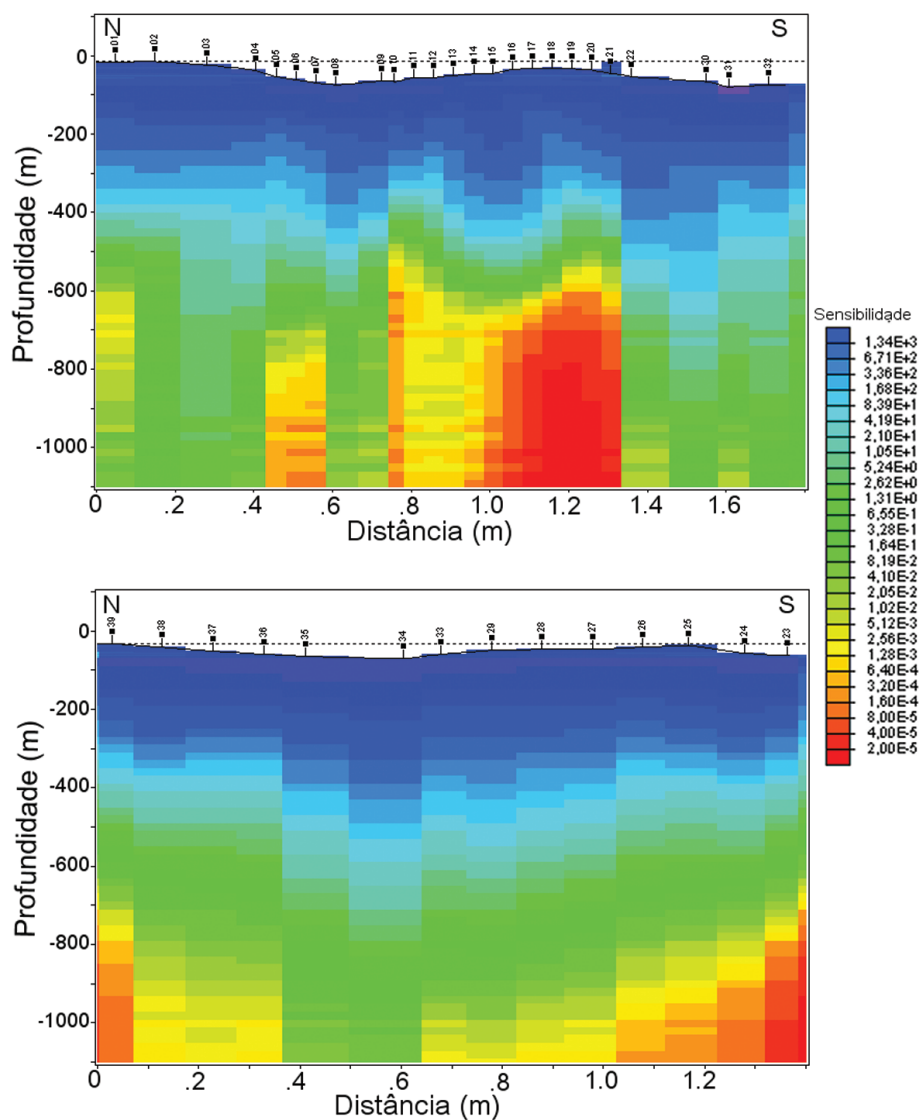


Figura 5 – Mapas de sensibilidades para os perfis A e B.

As resistividades que variam de 150 a 1000 ohm.m apresentadas pelas sondagens de 01 a 03 e de 30 a 32 estão especialmente associadas às rochas encaixantes, filitos do Subgrupo Paraopeba Indiviso (mapa geológico CPRM, 2004).

Na interpretação geofísica pode-se dizer que o limite do corpo kimberlítico para este perfil na parte norte está entre as sondagens 03 e 04 e o limite sul está entre a 22 e 30 que são limites compatíveis com a interpretação geológica da Figura 2.

O modelo final invertido 2-D para o perfil B, mostrado na Figura 4(b), também corta o corpo kimberlítico Régis na mesma direção do perfil mostrado anteriormente. Este possui 1400 m de comprimento e com sondagens CSAMT que variam de 100 a

200 m de espaçamento. Neste perfil foi indicado o segundo furo P2 (Fig. 6) posicionado entre as sondagens CSAMT 29 e 33, e a 100 m a leste da sondagem CSAM 15 (Fig. 2) com profundidade máxima de 251 m.

A área investigada pelo furo apresentam resistividades que variam de 2 a 50 ohm.m entre as sondagens 25 e 35, associadas à rocha kimberlítica e zonas de metamorfismo de contato. A parte interpretada da cratera tem espessura aproximada de 80 m na parte norte e 50 m na parte sul. A parte central do corpo vulcânico, formado pelo *pipe*, localiza-se entre as sondagens 29 e 33 com profundidades que variam desde a superfície em até 250 m definidas com o método CSAMT. As resistividades que variam de

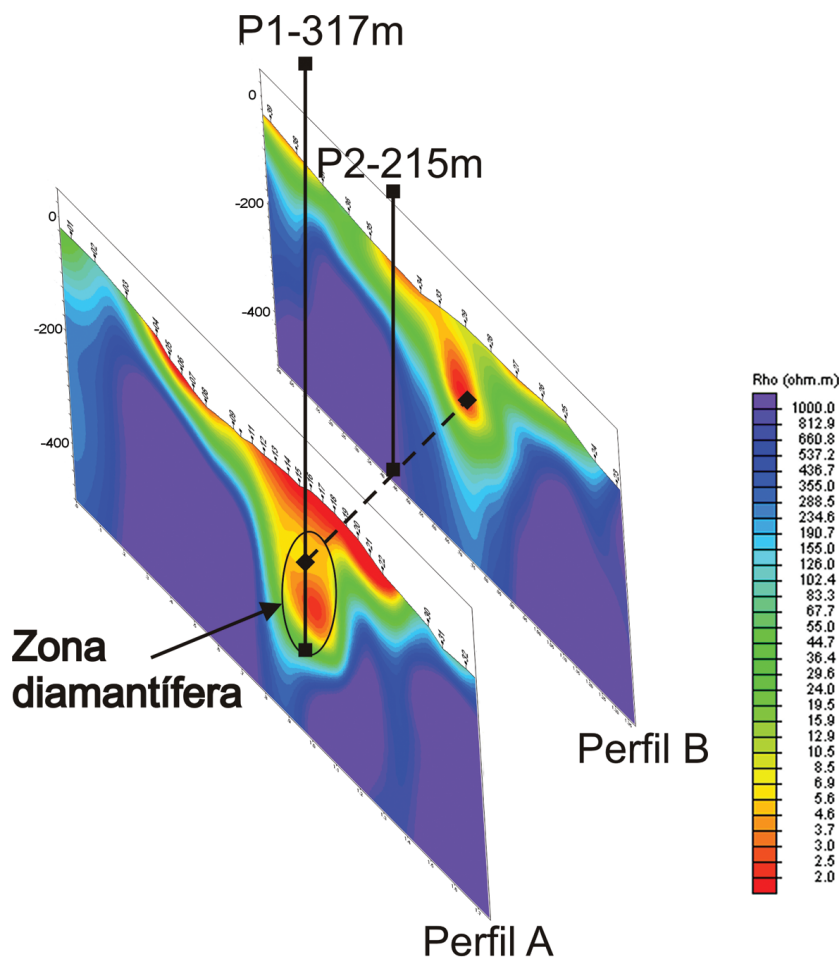


Figura 6 – Perspectiva dos modelos inversos 2-D dos perfis A e B. Indica-se na figura a posição das sondagens P1 e P2 e possível zona de ocorrência de diamantes junto ao perfil A.

150 a 1000 ohm.m estão espacialmente associadas aos filitos da encaixante.

Ainda na interpretação geofísica pode-se estimar que o contato da borda da cratera e a rocha encaixante para este perfil, considerado como o limite do corpo kimberlítico, só foi alcançado na parte sul entre as sondagens 24 e 25. Na parte norte este limite não pode ser visto e possui diferença com a interpretação geológica que indica como limite na sondagem 37.

O último modelo invertido 2-D gerado do perfil C, Figura 4(c) corta o kimberlito Régis de oeste para leste com aproximadamente 1750 m de comprimento e sondagens variando de 100 a 200 m de espaçamento. Este apresenta na sua parte central resistividades que variam de 2 a 50 ohm.m entre as sondagens 54 e 42, associadas à rocha kimberlítica e zonas de metamorfismo de contato. Tanto na parte oeste como na parte leste, a cratera vulcânica interpretada apresenta espessura que chega a 100 m.

A parte central do corpo vulcânico formado pelo *pipe* com resistividades que variam de 2 a 20 ohm.m localiza-se entre as sondagens 27 e 18 com profundidades que podem ser visualizadas com o método CSAMT que variam desde a superfície até próximo de 450 m. Resistividades que variam de 150 a 1000 ohm.m apresentadas pelas sondagens 40, 41, 42, 51, 52 e 54 estão associadas aos filitos encaixantes.

Na interpretação geofísica pode-se dizer que o limite do corpo kimberlítico para este perfil na parte oeste localiza-se na sondagem 54 e na parte leste, na 42, sendo muito próximas dos limites da interpretação geológica, Figura 2.

A integração dos três perfis CSAMT, mapeamento geológico e furos de sondagens, permitiram a proposição de um modelo clássico de diatrema para o kimberlito Régis (Fig. 7). Os resultados geofísicos mostram que o *pipe* tem a largura aproximada de 200 m no perfil A, afinando para leste com 100 m e possui a

largura aproximada 200 m para sul, evidenciado no perfil C. Isto mostra uma geometria irregular em subsuperfície do *pipe*.

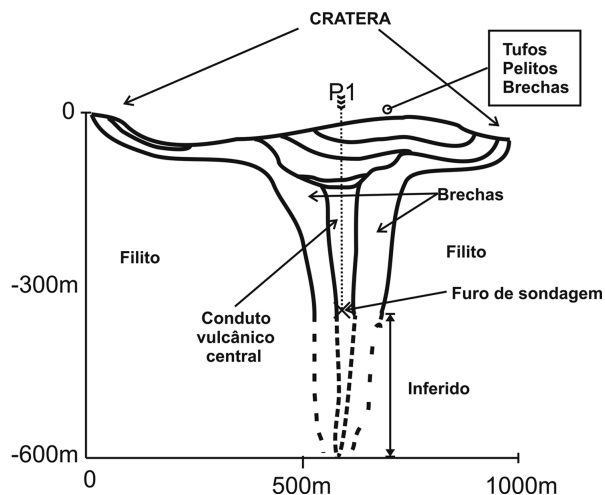


Figura 7 – Modelo geológico final de diatrema proposto para o kimberlito Régis.

AGRADECIMENTOS

A aquisição de dados CSAMT deste projeto foi apoiada pelo Observatório Nacional/MCT, Samsul Mineração e pelo grupo canadense Brazilian Diamonds. Agradecemos ao técnico Ronaldo M. de Carvalho, do Observatório Nacional, e aos técnicos da Samsul Mineração, Hilton Gomes e Antonio Tomaz pelo desenvolvimento de todas as etapas dos trabalhos de campo. Aos geofísicos Jefferson Miranda e Maurício Garcia e à diretoria do grupo Brazilian Diamonds por autorizarem os estudos na área e apoios de infra-estrutura e logística. PTLM agradece bolsa de pesquisa do CNPq n. 302015/2007-8. O presente trabalho também contou com o apoio do projeto Edital-Universal/CNPq n. 474878/2006-6.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA FFM. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36 p.
- ALMEIDA FFM de, HASUI Y, DAVINO A & HARALYI NLE. 1980. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 52: 46–60.
- ASMUS HE. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorreram nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: Projeto REMAC, no. 4, Petrobras, Rio de Janeiro, p. 39–75.
- BARBOSA O, BRAUN OPG, DYER RC & CUNHA CABR. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. DNPM (Departamento Nacional de Pesquisa Mineral), Boletim Técnico, 136: 140 p.
- BARDET MG. 1977. Géologie du Diamant. Troisième partie: Gisements de Diamants d'Asie, d'Amérique, d'Europe et d'Austrasie. Memories du B.R.G.M. no. 83: 169 p.
- BENDART JS & PIERSOL AG. 1971. Random Data Analysis and Measurement Procedures. Wiley-Interscience, New York. 408 p.
- BERBERT CO, SVISERO DP, SIAL AN & MEYER HOA. 1981. Upper mantle material in the Brazilian Shield. Earth Sci. Rev., 17: 109–133.
- BOLOGNA MS, PADILHA AL & VITORELLO I. 2005. Geoelectric crustal structures off the SW border of the São Francisco Craton, central Brazil, as inferred from magnetotelluric survey. Geophysics J. Int., 162: 357–370.
- BOSUM W & MOLLAT H. 1975. Interpretação do levantamento aerogeofísico sistemático de Minas Gerais e Espírito Santo. Fundamentos Teóricos, Belo Horizonte. DNPM/CBGA/CPRM, v. 1. 305 p.
- COSTA MT & SAD JHG. 1968. O Cretáceo em Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22., Belo Horizonte, Anais, Brasil, Resumo de Comunicações. p. 23–36.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. CPRM. Coleção 41 CDs.
- DAVIS GL. 1977. The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. Carnegie Institute of Washington, USA, Yearbook, vol. 76, p. 631–635.
- DAWSON JB. 1980. Kimberlite and their xenoliths. Springer-Verlag, New York, 250 p.
- EGBERT GD & BOOKER JR. 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. Geophysics. J.R. Astr. Soc., 87: 173–194.
- ELLAN RM & COX KG. 1991. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere. Earth Planet. Sci. Lett., 105: 330–342.
- GIBSON SA, THOMPSON RN, LEONARDOS OH, DICKIN AP & MITCHELL JG. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. Journal of Petrology, 36: 189–229.
- HASUI Y, ALMEIDA FFM & SVISERO DP. 1976. Contexto Tectônico dos Carbonatitos do Oeste de Minas Gerais. In: International Symposium on Carbonatites, 1., Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil, p. 181–191.
- HAWKESWORTH CJ, MANTOVANI MSM, TAYLOR PN & PALACZ Z. 1986. Evidence from the Paraná of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. Nature, 322: 356–359.
- HERZ N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkali rocks. Geological Society of America Bulletin, 88(1): 101–112.

- KEATING P & SAILHAC P. 2004. Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes. *Geophysics*, 69: 180–190.
- LADEIRA EA, BRAUM OPG, CARDOSO RN & HASUI Y. 1971. O Cretáceo em Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25., São Paulo, Anais, SBG, 1: 15–31.
- LEDO J, QUERALT P, MARTI A & JONES AG. 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolution. *Geophys. J. Int.*, 150: 127–139.
- LEONARDOS OH, ULBRICH MN & GASPAR JC. 1991. The Mata da Corda volcanic rocks. In: LEONARDOS OH, MEYER HOA & GASPAR JC (Eds.). *Field Guidebook. 5th International Kimberlite Conference*, Araxá, CPRM, Spec. Publ., 3/91: 17–24.
- LEONARDOS OH, CARVALHO JB, TALLARICO FHB, GIBSON SA, THOMPSON RN, MEYER HOA & DICKIN AP. 1993. O xenólito de granada Iherzolito de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na província magmática cretássica do Alto Paranaíba, Goiás. In: *Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 1., Cuiabá*. 3–16.
- LORENZ V. 1986. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. *Transaction of the Geological Society of South Africa*, 88: 459–470.
- MENEZES PTL & GARCIA MDM. 2007. Kimberlite exploration at Serra da Canastra province, Brazil. *Geophysics*, 72: M1–M5.
- MENEZES PTL & TRAVASSOS JM. 1996. Outlier detection and robust estimation of MT data: an example of Paraná Basin. *Geociências (São Paulo)*, 15(2): 415–424.
- NABIGHIAN MN & ASTEN M. 2002. Metalliferous Mining geophysics-State of the art in the last decade of the 20th century and the begging of the new millennium. *Geophysics*, 67: 964–978.
- NABIGHIAN MN & MACNAE JC. 1991. Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods. In: NABIGHIAN MN (Ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, SEG, v. 2, Application, Parts A and B, Chapter 5, 427–519.
- PEATE DW, HAWKESWORTH CJ & MANTOVANI MSM. 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, 18: 1223–1226.
- PEREIRA RS. 1991. Projeto Minas Sudeste: Interpretação geológica e estrutural de imagens de satélite TM, mapa (esc. original 1:250.000). Unidades de Sensoriamento Remoto, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- PEREIRA RM. 2003. Fundamentos de Prospecção Mineral. Rio de Janeiro: Editora Interciência. 167 p.
- PEREIRA RS & FUCK RA. 2005. Archean Nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 93–104.
- PIRES RM. 1986. The southern limits of the São Francisco craton. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58: 139–145.
- RODI WL & MACKIE RL. 2001. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2-D Magnetotelluric Inversion. *Geophysics*, 66: 174–187.
- SCHOBENHAUS FC & CAMPOS DA. 1984. A Evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais Concentrações Minerais. *Geologia do Brasil, DNP, Brasília*, 9–53.
- SMITH PS, ANNAN AP, LEMIEUX J & PEDERSEN RN. 1996. Application of a Modified GEOTEM System to Recognition Exploration for Kimberlites in the Point Lake, NWT, Canada. *Geophysics*, 61: 82–92.
- SMITH CB & LORENZ V. 1989. Volcanology of the Ellendale lamproite pipes, Western Australia. In: ROSS J (Ed.). *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Perth*. *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1: 505–519.
- SPIES BR & FRISCHKNECHT FC. 1991. Electromagnetic Sounding. In: NABIGHIAN MN (Ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, SEG, v. 2, Application, Parts A and B, Chapter 5, p. 285–425.
- SVISERO DP, HASUI Y & DRUMOND D. 1979. Geologia de kimberlitos do Alto Paranaíba, Minas Gerais. *Rev. Min. e Metal.*, 406: 34–38.
- SVISERO DP, MEYER HOA, HARALYI NLE & HASUI Y. 1984. A note on the geology of some Brazilian kimberlites. *J. Geol.*, 92: 331–338.
- THOMPSON RN, LEAT PT, DICKIN AP, MORRISON MA, HENDRY GL & GIBSON SA. 1990. Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98: 139–153.
- TIKHONOV A. 1950. Ob opredelenii elektricheskikh glubokikh sloev zemnoi kory. (About the computation of the electrical characteristic of the layers of the Earth), *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 73: 295–297.
- TRAVASSOS JM & MENEZES PTL. 1999. Goelectric structure beneath limestones of the São Francisco Basin, Brazil. *Earth Planets Space*, 51: 1047–1058.
- ULBRICH HHGJ & GOMES CB. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 17: 145–154.
- VASANTHI A & MALLICK K. 2005. Bouguer gravity anomalies and occurrence patterns of kimberlite pipes in Narayanpet-Maddur regions, Andhra Pradesh, India. *Geophysics*, 70: J13–J24.
- WANNAMAKER PE. 1999. Affordable magnetotellurics: Interpretation in natural environments. In: ORISTAGLIO M & SPIES BR (Eds.). *Three-dimensional electromagnetics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. Chapter 22, 28 p.
- WANNAMAKER PE, HOHMANN GW & WARD SH. 1984. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49: 1517–1533.

- ZALÁN PV, WOLFS S, CONCEIÇÃO JC, ASTOLIFI MAM, VICINI IS, APPIS VT & ZANNOTTO OA. 1987. Tectonics and sedimentation in the Paraná Basin. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., Anais, Curitiba, 30–33.
- ZONGE KL & HUGHES LJ. 1991. Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics. In: NABIGHIAN MN (Ed.). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, SEG, v. 2, Application, Parts A and B, Chapter 9, p. 713–809.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Emanuele Francesco La Terra. Bacharel em Geologia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro, doutorando em Geofísica pelo Observatório Nacional. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geofísica Aplicada e Geotectônica, atuando principalmente nos seguintes temas: Petróleo, Bacia Sedimentar, Meio Ambiente, Água Subterrânea, Instrumentação Geofísica e Prospecção Mineral.

Paulo de Tarso Luiz Menezes. Possui graduação em Geologia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (1986), mestrado em Geofísica pela Universidade Federal do Pará (1990) e doutorado em Geofísica pelo Observatório Nacional (1996). Atualmente é professor adjunto da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, geofísico – Petróleo Brasileiro S/A, revisor – Revista Brasileira de Geofísica, editor – Revista de Geologia (Fortaleza) e colaborador do Observatório Nacional. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geofísica Aplicada, atuando principalmente nos seguintes temas: exploração de petróleo, prospecção mineral, magnetometria, gravimetria e magnetotelúrico.

Sergio Luiz Fontes. Possui bacharelado em Física pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1976), mestrado em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (1982) e doutorado em Geofísica, University of Edinburgh (1988). Atualmente é pesquisador do Observatório Nacional, correspondente nacional – International Association of Geomagnetism and Aeronomy e coordenador de Geofísica do Instituto Panamericano de Geografia e História. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geoeletricidade, atuando principalmente nos seguintes temas: magnetotelúrica, Geofísica, Geociências, indução eletromagnética e eletromagnético transiente.