

IMAGEAMENTO DA SUBSUPERFÍCIE BASEADO NA CONDUTIVIDADE: OBTENÇÃO DE CDIs PARA O SISTEMA GEOTEM

Mônica Giannoccaro Von Huelsen¹, Roberto Alexandre Vitória de Moraes² e Thiago Silva de Carvalho³

Recebido em 24 abril, 2008 / Aceito em 16 setembro, 2008
Received on April 24, 2008 / Accepted on September 16, 2008

ABSTRACT. The objective of subsurface imaging is to transform responses measured by ATDEM methods in an image of the electrical conductivity versus depth (CDI) and with this, to get information on target geometry and conductivity (gEOELECTRICAL model). This work presents a methodology to get CDIs over the measurement profile (2-D) used subsequently to visualize the gEOELECTRICAL model in 3-D, which would help to integrate and to understand the local geology. To accomplish this, a layered gEOELECTRICAL model is used (1-D) together with the depth attained by the maximum electrical induced current concept. The conductivity and the layer characterization are based on a simplified modeling algorithm (early and late asymptote approximations). Resultant software (Sandberg, 1986) was adapted to calculate the depth and to process GEOTEM data.

Keywords: airborne electromagnetic survey, time domain, ATDEM, simplified electromagnetic modeling, imaging, conductivity-depth image, CDI.

RESUMO. O objetivo do imageamento da subsuperfície é transformar a resposta obtida pelo método ATDEM numa imagem da condutividade elétrica em função da profundidade (*conductivity-depth image* – CDI) e assim extrair informação da geometria e condutividade do alvo (modelo geoeletrico). Este trabalho objetiva apresentar uma metodologia para obtenção de CDIs ao longo dos perfis de medição (2-D), usadas posteriormente, para visualizar o modelo geoeletrico resultante em 3-D, facilitando sua integração e compreensão final da geologia local. Para isto, baseia-se num modelo geoeletrico estratificado (1-D) e no conceito da profundidade atingida pela corrente elétrica induzida máxima. A determinação da condutividade e a caracterização das camadas estão baseadas num algoritmo de modelamento simplificado (aproximações assintóticas nos tempos iniciais e tardios). O *software* (Sandberg, 1986) utilizado foi adaptado inserindo-se o cálculo da profundidade e adaptando-o para processar dados do sistema aéreo (o GEOTEM). Originalmente o *software* foi feito para sistemas eletromagnéticos terrestres.

Palavras-chave: levantamento eletromagnético aéreo, domínio do tempo, ATDEM, modelagem eletromagnética simplificada, imageamento, imagem da condutividade versus profundidade, CDI.

¹Pós-Graduação em Geologia – IG/UnB, Cond. Mônica Qd 23 c30, km 2 da DF 140, 71680-300 Brasília, DF, Brasil. Tel./Fax: (61) 3274-4553 – E-mail: monisis@unb.br

²Hgeolntergeo e IG/UnB, SCLN 111 Bl. C, S220, 70754-530 Brasília, DF, Brasil. Tel./Fax: (61) 3274-4553 – E-mails: rmoraes@hgeolntergeo.com.br / rmoraes@unb.br

³Graduação em Geologia – IG/UnB, SQS 107 Bloco B, ap. 405, 70346-040 Brasília, DF, Brasil. Tel./Fax: (61) 3274-4553 – E-mail: tscarvalho@gmail.com

INTRODUÇÃO

A utilização do primeiro sistema eletromagnético data de 1946 (Collett, 1986). A partir de então foram desenvolvidos inúmeros equipamentos visando contemplar as diversas aplicações geofísicas entre elas as que visavam sua utilização em plataformas aéreas (*Airborne Electromagnetics – AEM*). As empresas de exploração mineral sempre demonstraram grande interesse nesta ferramenta e os investimentos que patrocinaram permitiram o progresso nos projetos de novos sistemas aéreos, cada vez mais eficientes. No início predominaram equipamentos com medições no domínio da frequência e, posteriormente, no domínio do tempo (Collett, 1986).

Fundamentos científicos do método começaram a ser apresentados em 1951, através dos trabalhos de Wait (1951), que descreveu o comportamento de uma esfera condutora na presença de um campo magnético oscilante.

A evolução dos conhecimentos geofísicos sobre o método, suas aplicações à geologia e, principalmente à solução de muitas de suas equações governantes de forma mais prática (métodos e soluções numéricas) e da disposição de recursos de computação mais robustos fez com que se buscasse, hoje em dia, não apenas uma análise qualitativa de dados AEM, mas, e principalmente, também quantitativa. Assim, a modelagem de dados AEM vem sendo objeto de estudos para melhor interpretar as assinaturas eletromagnéticas.

Será aqui abordado um procedimento que pode ser usado como técnica de pré-processamento de dados AEM, no domínio do tempo, ainda durante a aquisição dos dados.

Este servirá para obter uma imagem aproximada da distribuição da condutividade em subsuperfície, facilitando a caracterização do modelo físico presente (geoeletrico) e ajudando sua transcrição em possíveis modelos geológicos pertinentes à utilização em foco (caracterizações relativas ao mapeamento geológico, às prospecções minerais e de hidrocarbonetos, à hidrogeologia, entre outras).

Para a obtenção da modelagem será adaptado um programa que foca sua aplicação em dados adquiridos com um sistema ATDEM.

METODOLOGIA

O programa aqui utilizado baseia-se em um modelo de resistividade constituída por um meio formado de camadas horizontais (Macnae & Lamontagne, 1987; Nekt, 1987).

Foi projetado para calcular a resistividade aparente através da tensão induzida em uma bobina receptora estando concêntrica a

outra bobina transmissora (sistema de bobinas centralizadas).

Sua versão original data de 1986, e foi escrito por Stewart K. Sandberg. Desde então sofreu algumas modificações e para este trabalho ele foi adaptado para o sistema GEOTEM, e foi inserido o cálculo da espessura das camadas baseado na profundidade da corrente máxima (Eaton & Hohmann, 1989; Fullagar, 1989; Fullagar & Oldenburg, 1984).

O *software* adaptado permite que se calcule a condutividade aproximada a ser usada como modelo geoeletrico referente à sondagem eletromagnética estudada. Isto é feito a partir da tensão de decaimento do campo magnético secundário, normalizada pela corrente transmitida, em função do seu tempo da discriminação na janela (ou canal) correspondente. É ainda necessário que se informe o ganho do receptor, a corrente do transmissor, o tempo de decaimento (microsegundos), o raio do transmissor e a área efetiva do receptor.

O cálculo da resistividade relativa aos tempos iniciais (*early time*) vem a partir de (Frischknecht & Raab, 1984):

$$\rho = 6,3184 \left(\frac{a_1^2 a_r}{vt^{2.5}} \right) \quad (1)$$

onde:

- a_1 = comprimento do transmissor
- t = tempo
- v = impedância (V/A)
- a_r = área efetiva do receptor

A resistividade relativa aos tempos tardios (ou *late time*), calcula-se a partir de (Frischknecht & Raab, 1984):

– tempo tardio (*late time*)

$$\rho = \frac{va^3}{3a_r} \quad (2)$$

a = raio do transmissor

Com a resistividade obtida inicialmente pelas equações 1 e 2, obtém-se a função que representa a curva de decaimento $f(t, \rho)$ através de (Frischknecht & Raab, 1984):

$$f(t, \rho) = \frac{\left(\frac{0,886226 \mu r a_e}{\delta a_t} \right) (1 - 2R) \left[\left(\frac{\mu r^2}{ix} \right)^{k+1,5} - \left(\frac{\mu r^2}{(t+\delta x)} \right)^{k+1,5} \right]}{4^k k! (2k+5)(2k+3)} \quad (3)$$

onde:

- r = raio da bobina transmissora em m ;
- μ = permeabilidade magnética ($= 4\pi 10^{-7}$);
- δ = corte da rampa em segundos;
- a_e = área efetiva da bobina receptora em m^2 ;

- a_t = área da bobina transmissora em m^2 ;
 k = número de iterações;
 R = resto da divisão $k/2$ (vale 0 ou 1);
 x = logaritmo da ρ (resistividade);
 t = tempo em segundos.

O algoritmo calcula a resistividade aparente através do método da secante. O método presume a função aproximadamente linear numa região local de interesse e é iterativo.

O incremento de resistividade não excede 10% do valor da resistividade calculada em espaço logaritmo, evitando um salto na curva de decaimento e valores negativos.

A saída fornece a resistividade aparente (Eqs. 1 e 2) e a profundidade da camada é calculada através da equação:

$$g = 750 \sqrt{\frac{t}{\sigma}} \left[1 - 5,67e^{-24,0\lambda} \right] \quad (4)$$

onde:

- t = tempo em (s);
 σ = condutividade (S/m);
 $\lambda = \sqrt{\frac{t}{\sigma h^2}}$;
 h = altura do transmissor (m).

A profundidade (g) aplicada aqui foi obtida por Eaton (1998) para o sistema GEOTEM e bobina com eixo vertical.

Para cada curva de decaimento de um levantamento AEM obtêm-se as respectivas condutividades e profundidades referentes a cada canal. Estes dados são processados e encontram-se os perfis de condutividade, como será mostrado a seguir. O método aplicado aqui se destaca por sua rapidez podendo ser realizado durante o levantamento de campo.

DADOS REAIS

Localização

Os dados que ilustram o procedimento em discussão foram coletados por um sistema denominado GEOTEM (Palacky & West, 1991), obtidos em levantamento executado para o USGS em 1997 (Gettings, 2000). As linhas de levantamento ATDEM cedidas cobriram uma região a oeste do Rio San Pedro cobrindo uma área de 400 km². A área por ele abrangida situa-se a sudeste do Estado de Arizona, entre o Forte Huachuca e o Rio San Pedro, limitada por um retângulo com vértices nas coordenadas: 31°25' LN e 110°5' WGr e a 31°45' LN 110° a 30' WGr (Fig. 1).

Na área de estudo predomina, geologicamente, o sistema *Basin-Range*, terreno constituído por cadeias de montanhas alinhadas, limitadas por falhas e bacias sedimentares que começa-

ram a se formar a cerca de 17 Ma como resultado da extensão crustal de direção E-NE/W-SW (Gettings & Houser, 1995).

Dados aeroeletromagnéticos

O sistema de medições empregado, o GEOTEM, foi desenvolvido pela Geoterrex a partir do sistema original conhecido como INPUT. Efetua medições no domínio do tempo – ATDEM (Palacky & West, 1991; Smith & Klein, 1996). Sua vantagem sobre um sistema que trabalha no domínio da frequência é que ele emite sinal num espectro de frequências contínuo. Seu transmissor está representado por uma bobina estabelecida usando-se a extremidades da fuselagem e das asas. A bobina transmissora consiste de seis espiras com área total de 232 m² (Fig. 2). O sinal energizador emitido tem a forma uma onda semi-senoidal. A corrente empregada chegou a um pico de 935 A. Seu receptor é rebocado num charuto (*bird*) abaixo da aeronave e mantido a aproximadamente 70 m acima do chão. O fluxo magnético induzido foi medido em termos de três componentes ortogonais (x , y e z).

Para este levantamento o transmissor EM operou com frequência base de 30 Hz. A corrente no transmissor foi estabelecida enviando-se um curto pulso de corrente (4.037 microssegundos). Cada ciclo de energização-medida teve duração de 16.667 microssegundos. Foi discriminado em 128 amostras (janelas de tempo) e distribuído de modo a formarem 20 canais onde o fluxo do campo magnético foi caracterizado. A parte correspondente ao fluxo magnético induzido em subsuperfície, medido após seu desligamento, teve uma duração de 12.530 microssegundos. O pulso foi emitido em duas polaridades inversas entre si e o conjunto totaliza 256 amostras distribuídas em 32 milissegundos.

Os canais 17 a 20 mediram o fluxo do campo eletromagnético emitido durante os quatro milissegundos iniciais quando o pulso é produzido (*on time*). Representou o sinal que está sendo transmitido e sua interação imediata com os contrastes em condutividade no subsolo, sendo chamado de campo primário. Os canais de 1 a 16 medem o fluxo do campo magnético secundário após o desligamento do pulso (*off time*).

Estas medições produziram uma curva de decaimento (Fig. 3), que representam os resultados provenientes de uma única sondagem eletromagnética. Assim tem-se o comportamento do campo magnético induzido na subsuperfície descrito numa função de decaimento em termos de uma tensão, expressa em $\rho V/A$, registrada em função do tempo de decaimento.

Desta forma, as sondagens assim obtidas numa linha de amostragem quando modeladas e colocadas lado a lado dão origem à imagem da condutividade pela profundidade (CDIs), obti-

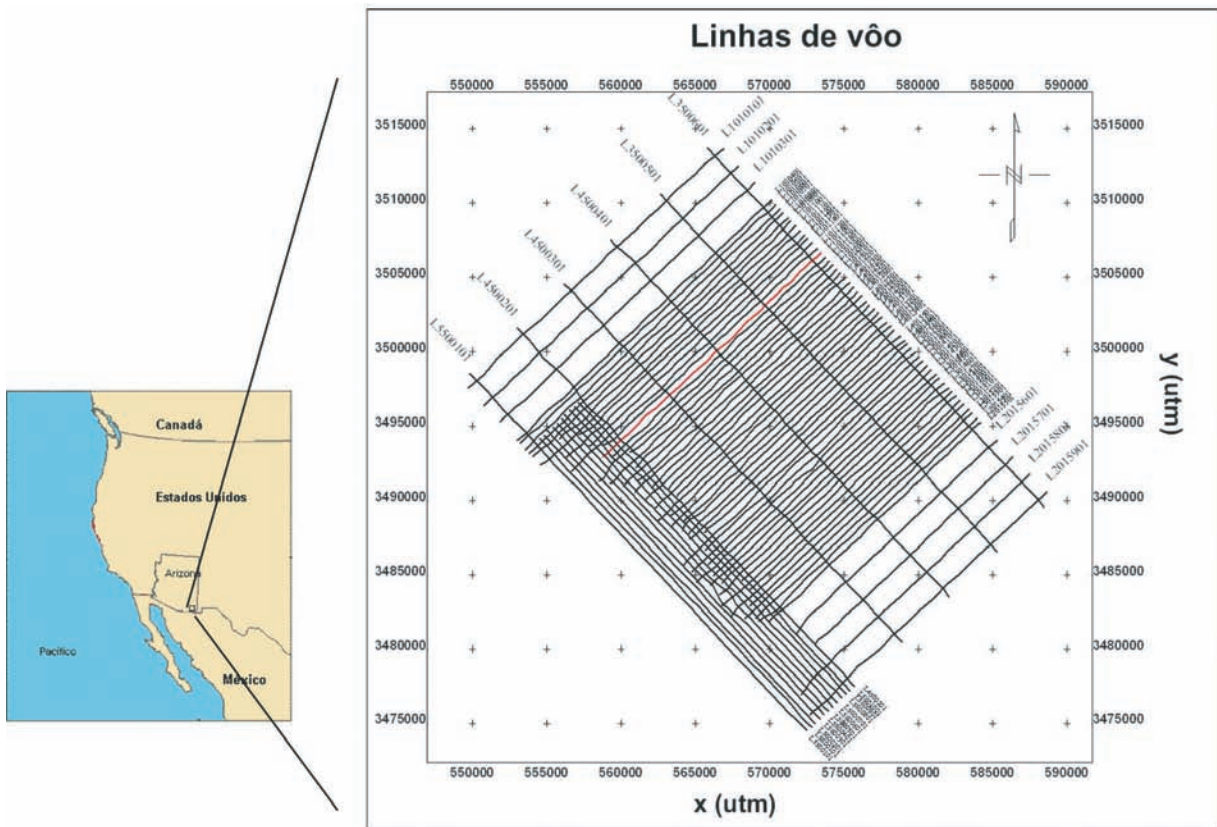


Figura 1 – Localização da área.

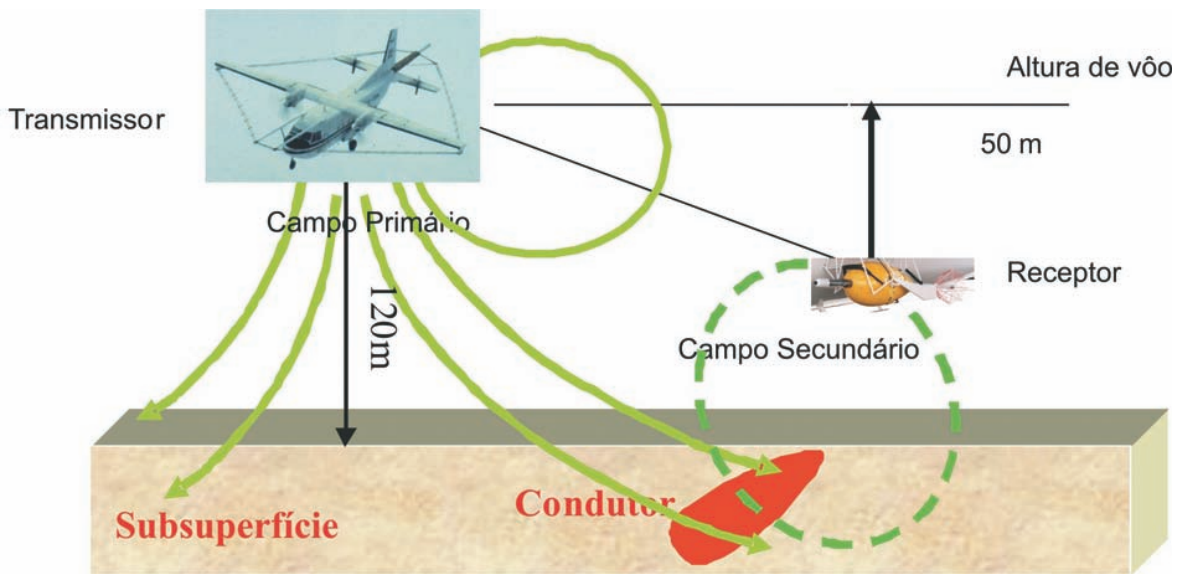


Figura 2 – Princípios básicos do sistema AEM (campos magnéticos primário e secundário; transmissor e receptor); GEOTEM – sistema instalado na CASA-212 (extraído de GEOTERREX-DIGHEM, 1999).

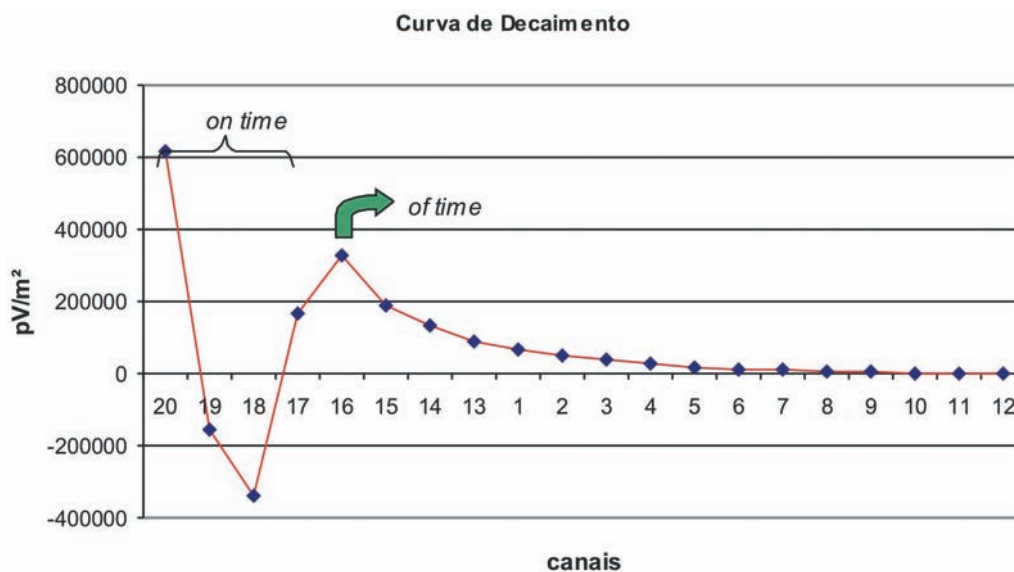


Figura 3 – Curva de decaimento-componente z. Resposta eletromagnética em função do número de cada canal os quais possuem seus tempos correspondentes (Huelsen, 2007).

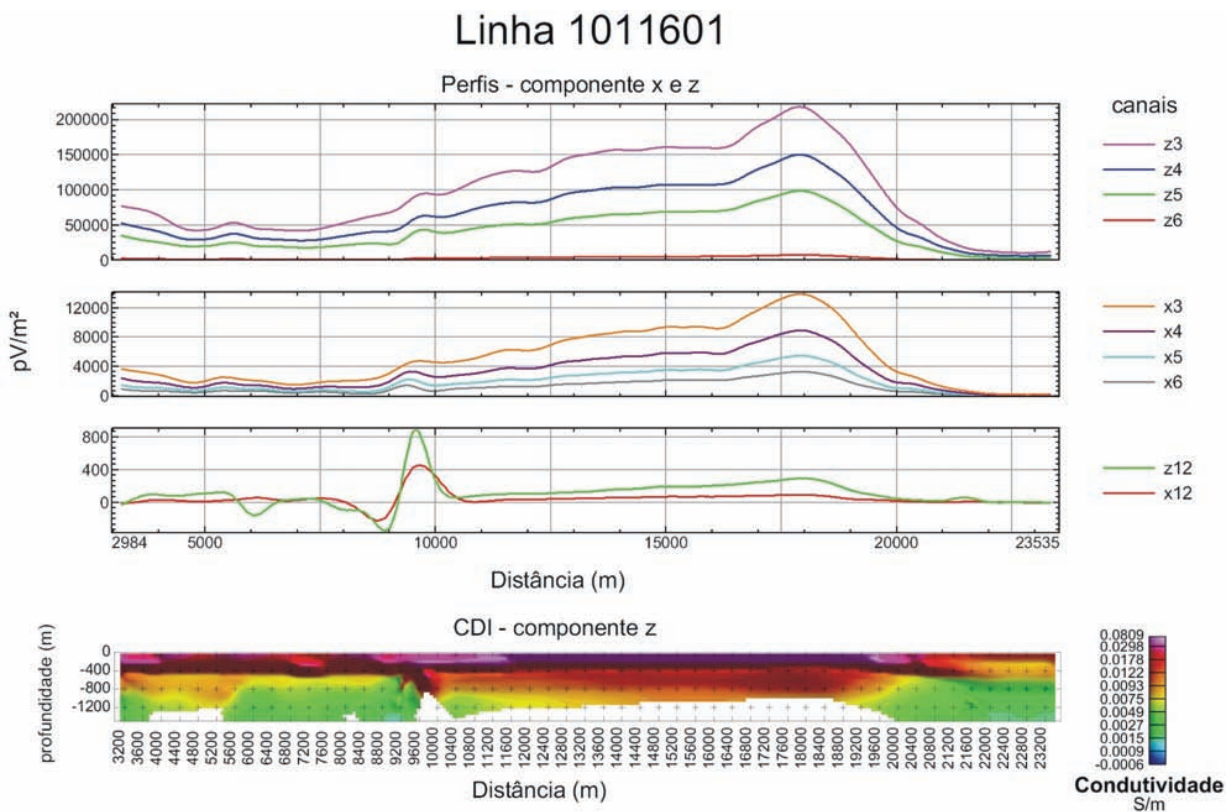


Figura 4 – Exemplo de CDI obtida (linha 1011601), ela cruza a região da bacia sedimentar.

das pela interpretação simplificada e aproximada feita pelo *software* cuja descrição foi realizada na metodologia.

Discussão e Aplicação a dados reais – um teste para a obtenção das CDIs

O *software* adaptado foi testado em dados da base referida, e obtiveram-se as CDIs para cada uma das medições feitas (pontos de amostragem). Os modelos geoelétricos derivados foram colocados ao longo e abaixo de cada ponto de medição, formando uma seção geoelétrica. Em seguida os resultados obtidos foram interpolados entre as diversas seções assim obtidas usando-se krigagem, gerando células cúbicas representativas de um modelo tridimensional (*voxel*) da distribuição das condutividades aparente na área estudada.

Podem-se observar áreas de alta condutividade (vermelho) na camada superficial e em profundidades maiores (500 m) entre as distâncias 10.000 m e 20.400 m (sobre a bacia sedimentar) onde se encontram os depósitos de aluviões (Holoceno ao Mioceno). Pode-se notar que as condutividades são baixas nas bordas da seção (CDI), coincidentes às regiões montanhosas que se iniciam nas bordas da bacia. Os perfis das componentes *x* e *z* para os canais 3, 4, 5, 6 e 12 mostram o mesmo comportamento (Fig. 4).

Na representação volumétrica (Fig. 5a), nota-se que as condutividades ao longo de toda a área situam-se entre 0 a 0,09 S/m, com profundidades de 0 a 1000 m. As Figuras 5b e 5c revelam os corpos com condutividades maiores que 0,04 e 0,05 S/m, respectivamente. Destaca-se aqui o corpo condutivo com direção NW/SE (CC). No geral, os corpos condutivos são mais rasos. Assim, observa-se que a parte da Bacia de maior condutividade (rosa), corresponde à área central (bacia sedimentar) e reflete a presença da água nos sedimentos da bacia. Nota-se também um deslocamento da condutividade para NE com o aumento da profundidade.

As áreas que apresentam região mais resistiva, correspondendo à área de baixa anomalia a NE (Figs. 5d-e; CR = corpos resistivos), que tem proximidade com o Riolito (Caldera Tombstone). Além da região das montanhas Huachuca cuja condutividade chega a 10^{-4} S/m, refletindo as rochas cristalinas da região sudeste (CR).

CONCLUSÃO

A adaptação do *software*, ou seja a implementação do cálculo da profundidade e a adaptação para um sistema aéreo (o GEOTEM), realizada neste trabalho, permitiu a elaboração de uma imagem da condutividade em função da profundidade, o que facilitou a interpretação geológica.

A representação semiquantitativa obtida pelas aproximações feitas (modelagem simplificada), torna-se importante por permitir ser elaborada em campo, facilitando as decisões durante a tomada dos dados.

A visualização em 3-D permitiu destacar o corpo condutivo e entendê-lo melhor sua geometria e localização (Figs. 5a, b, c e d).

Podem-se observar áreas de alta condutividade (vermelho) na região nordeste, podendo estar relacionada com a presença de água subterrânea que se tem naquela parte. Na parte sudoeste prevalece maior resistividade, ou menor condutividade. Este resultado era esperado já que é uma região de embasamento cristalino.

O resultado obtido, apesar de semiquantitativo está de acordo com a geologia da área, mostrando que as resistividades e as profundidades relativas são coerentes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao United States Geological Survey (USGS) pelos dados cedidos e ao Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências (Lga-IG/UnB).

REFERÊNCIAS

- COLLETT LS. 1986. Development of the airborne electromagnetic technique. In: PALACKY GJ (Ed.). Airborne resistivity mapping. Geol. Survey Can Paper 86-22: 9–18.
- EATON PA. 1998. Application of an improved technique for interpreting transient electromagnetic data. Expl. Geophys., 29: 175–183.
- EATON PA & HOHMANN GW. 1989. A rapid inversion technique for transient electromagnetic soundings. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 53: 384–404.
- FRISCHKNECHT FC & RAAB PV. 1984. Time-domain electromagnetic soundings at the Nevada test site. Geophysics, 49: 981–992.
- FULLAGAR PK. 1989. Generation of conductivity-depth pseudo-sections from coincident loop and in-loop TEM data. Expl. Geophys., 20: 43–53.
- FULLAGAR PK & OLDENBURG DW. 1984. Inversion of horizontal electromagnetic frequency soundings. Geophysics, 49: 150–164.
- GEOTERREX-DIGHEM. 1999. Airborne & Ground Geophysics. Disponível em: <http://www.cgg.com/acquisition/geoterrex/xacana/airborne/t_system.html>. Acesso em: 20 out. 2000.
- GETTINGS ME. 2000. An interpretation of the aeromagnetic data from the 1997 Airborne ElectroMagnetic (AEM) survey, Fort Huachuca vicinity, Cochise County, Arizona. USGS Open-File Report 99-7-b, online supplement, 4 p.

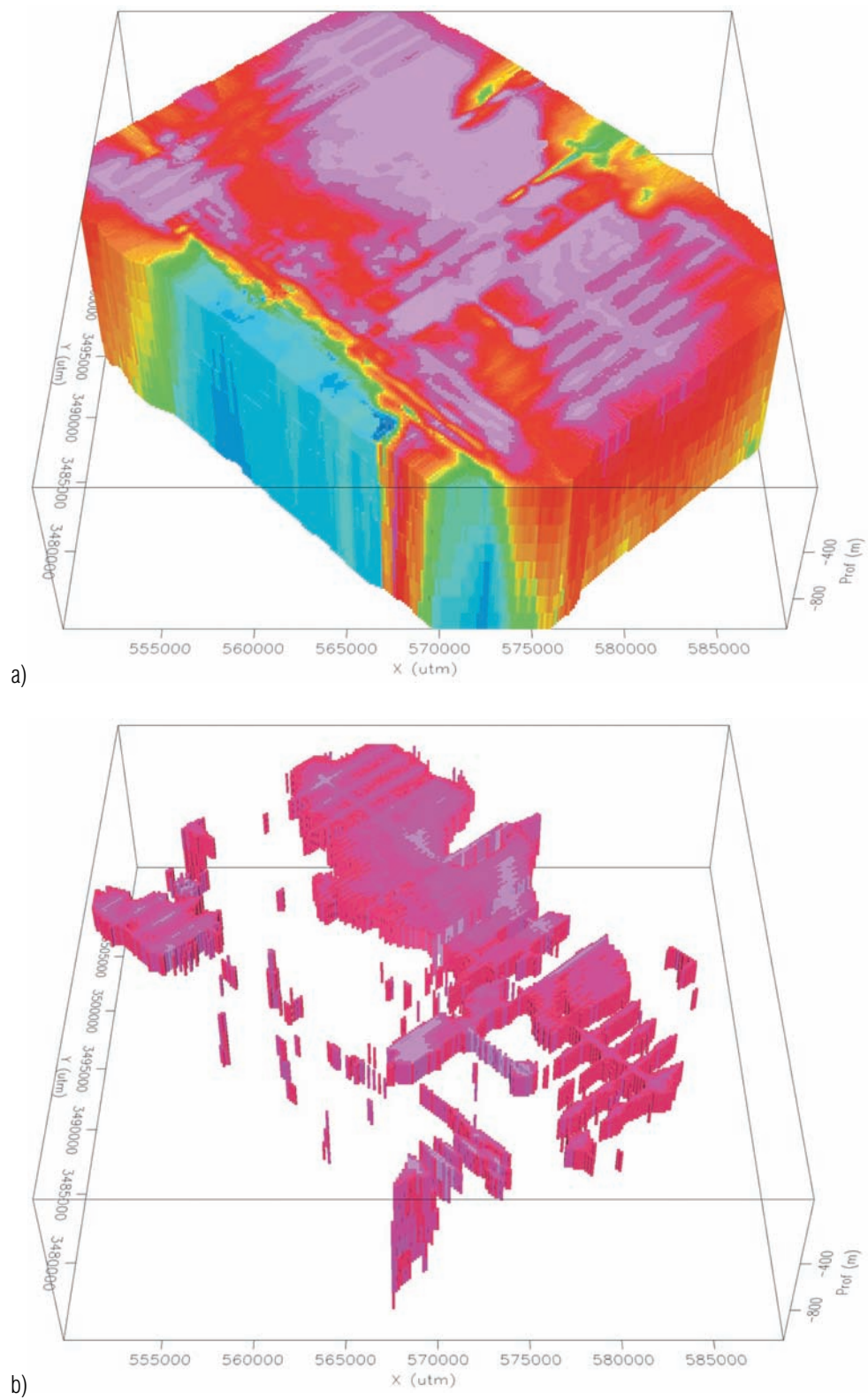
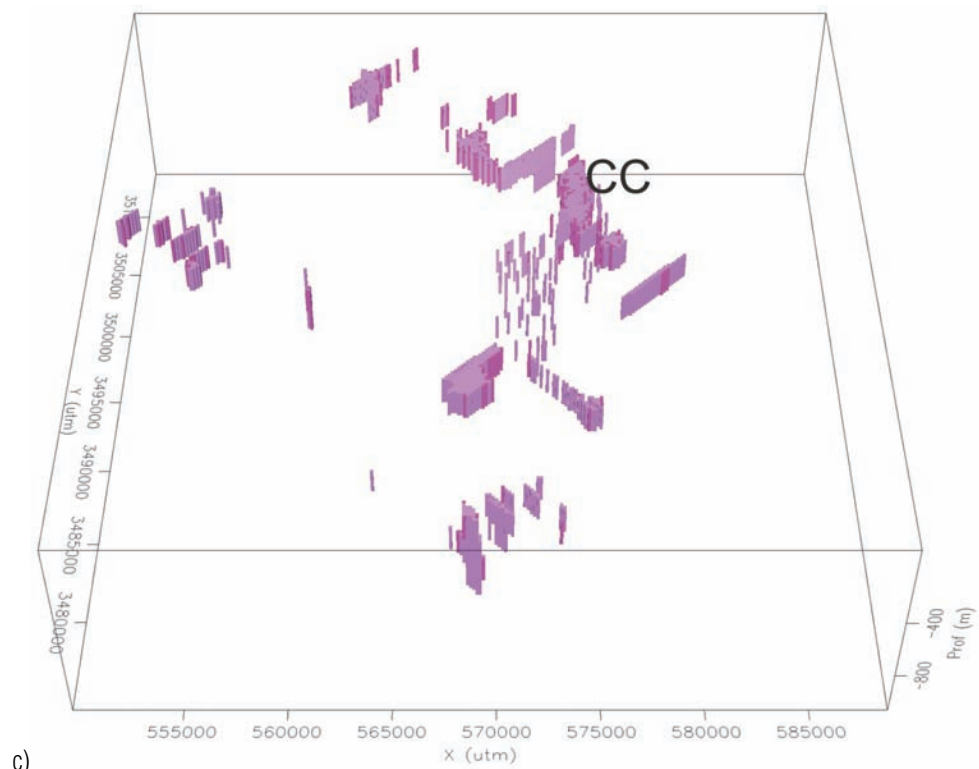
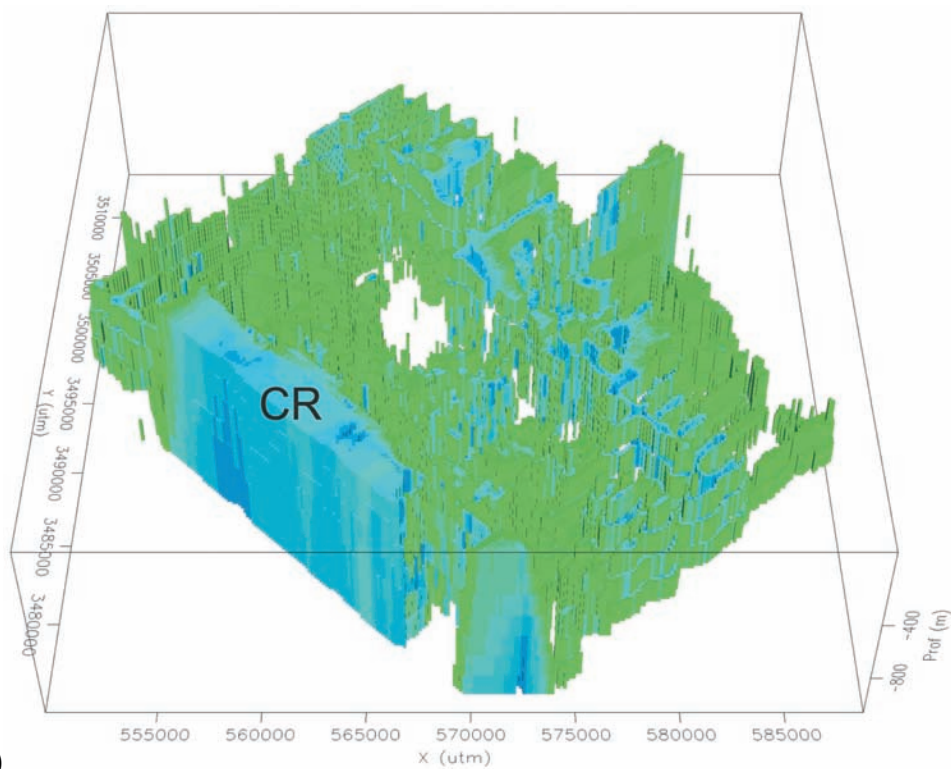


Figura 5 – Interpolação em cubos (*voxel*) dos resultados das CDIs: a) para todas as condutividades interpretadas; b) para condutividades maiores que 0,04 S/m;



c)



d)

Figura 5 (continuação) – Interpolação em cubos (*voxel*) dos resultados das CDIs: c) para condutividades maiores que 0,05 S/m; d) para condutividades menores que 0,005 S/m, inclinação de 45°;

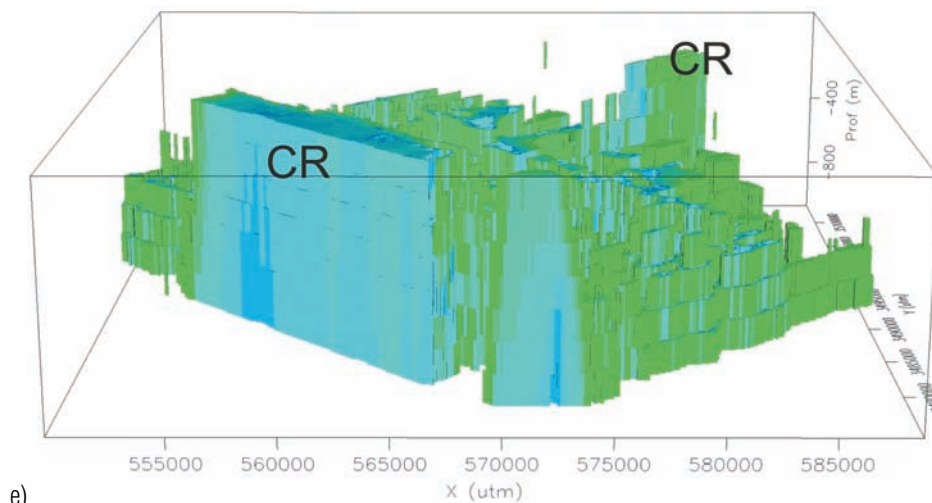


Figura 5 (continuação) – Interpolação em cubos (*voxel*) dos resultados das CDIs: e) para condutividades menores que 0,005 S/m, inclinação de 10°.

GETTINGS ME & HOUSER BB. 1995. Preliminary results of modeling the gravity anomaly field in the upper San Pedro basin, southeast Arizona. USGS Open-File Report 95-76, 9 p.

HUELSEN MG. 2007. Interpretação de dados de eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema GEOTEM (domínio do tempo). Tese, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), 182 p.

MACNAE JC & LAMONTAGNE Y. 1987. Imaging quasi-layered conductive structures by simple processing of transient electromagnetic data. *Geophysics*, 52: 545–554.

NEKUT AG. 1987. Direct inversion of time-domain electromagnetic data. *Geophysics*, 52: 1432–1435.

PALACKY GJ & WEST GF. 1991. Airborne Electromagnetic Methods. In: NABIGHIAN MN (Ed.). *Electromagnetic methods in applied geophysics – applications Part A and B*. SEG – Soc. of Expl. Geophys., 811–879.

SANDBERG SK. 1986. A program to calculate the TEM apparent resistivity at the center of a square transmitting loop given the voltage induced in a small concentric receiving loop. New Jersey Geological Survey, Trenton, New Jersey. 12 p.

SMITH RS & KLEIN J. 1996. A special circumstance of airborne induced – polarization measurements. *Geophysics*, 61: 66–73.

WAIT JR. 1951. A conducting sphere in a time varying magnetic field. *Geophysics*, 16: 666–672.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Mônica Giannoccaro Von Huelsen é bacharel em geofísica pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) em 1991. Mestre em geofísica pelo mesmo instituto desenvolvendo a dissertação “Mecanismo Focal de João Câmara” (1993). Doutora em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, desenvolvendo a tese “Interpretação de dados de eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema GEOTEM (domínio do tempo)”; gerente técnica da HgeolIntergeo (2006 a 2008); e professora visitante da Universidade de Brasília (1994-1996 e 2008-actual).

Roberto Alexandre Vitória de Moraes é geólogo formado em 1968 pela Universidade Federal de Pernambuco, com ênfase em geofísica, com doutorado (Ph. D.) em geofísica obtido em 1997 pela Colorado School of Mines, Golden, Colorado, EUA. Foi geofísico de Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Rio de Janeiro, RJ; geólogo/geofísico da Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO), Belo Horizonte, MG; geofísico-chefe da PROSPEC S/A, Rio de Janeiro, RJ; geofísico-chefe do Setor de Métodos Potenciais do Consórcio CESP/ IPT (Paulipetro), São Paulo, SP; geofísico-chefe da Petrobras Mineração S/A (Petromisa), Rio de Janeiro, RJ; Geofísico sênior da Petróleo Brasileiro S/A (Petrobras), Rio de Janeiro, RJ; Pesquisador sênior do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A (IPT), São Paulo, SP; professor adjunto (até 2003) e pesquisador associado (até o presente) do Laboratório de Geofísica Aplicada, Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília (atuação na pós-graduação). Desde 2003 é diretor científico da HgeolIntergeo. É especialista em métodos potenciais (magnetometria, gravimetria), eletromagnéticos e elétricos; métodos numéricos e computacionais voltados à modelagem e à inversão de dados geofísicos e na redução, processamento, apresentação, interpretação e integração de dados destes métodos, isoladamente e entre si, e de suas integrações à geologia. Tem 9 trabalhos publicados em periódicos, 36 trabalhos completos em eventos, 81 relatórios técnicos e 3 trabalhos patrocinados por órgão de fomento à pesquisa. Orientou 7 dissertações e 3 teses. Orienta 3 dissertações e 3 teses no momento.

Thiago Silva de Carvalho é geólogo formado pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB); estagiário do Laboratório de Geofísica Aplicada (Lga) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB; 2003-2004) e estagiário da HgeolIntergeo (2004-2007); atualmente é geofísico júnior da Castillian Resources Co.