
Capítulo IX

APLICAÇÃO AOS DADOS REAIS

9. Considerações iniciais

Devido à dificuldade de encontrar dados disponíveis AEM no domínio do tempo, em território nacional, que pudessem ser usados no teste do algoritmo em adaptação, recorreu-se ao convênio de cooperação científica existente entre a UnB e a USGS (United States Geological Survey). Assim foi cedido à geociências um conjunto de dados AEM que serão objetos de estudos desta tese, no sentido de analisar sua natureza e aplicá-los à metodologia que será desenvolvida.

Este levantamento foi realizado em março de 1997 pela Geoterrex. Ele deveu-se a uma solicitação, realizada pelos ambientalistas e a Divisão de Recursos Minerais do U.S. Army Garrison do Forte Huachuca, a USGS para uma avaliação de impacto ambiental, na área do Forte Huachuca e Sierra Vista, com relação à retirada constante de água e a recarga do aquífero San Pedro.

Este capítulo apresentará um sumário da geologia da área; serão descritas as propriedades inerentes ao equipamento utilizado, bem como a metodologia do levantamento AEM e o processamento inicial realizado pela Geoterrex.

Serão apresentados alguns pré-processamentos como os primeiros procedimentos de interpretação. Posteriormente serão apresentadas as CDIs utilizando o método que foi apresentado no capítulo VIII.

Finalmente serão apresentadas as inversões realizadas nas sondagens obtidas.

9.1 Localização

Em 1997 USGS patrocinou um levantamento AEM na parte superior do Rio San Pedro cobrindo uma área de 400 km² a sudeste do Arizona entre o Forte Huachuca e o Rio São Pedro. Este levantamento abrangeu uma área delimitada pelas latitudes 31° 25' a 31° 45' N e longitudes 110° 5' a 110° a 30' WGr (Figura 9.1).

9.2 Geologia da área

Na área de estudo predomina, geologicamente, o sistema *Basin-Range* (bacias e montanhas – Figura 9.2), terreno constituído por cadeias de montanhas alinhadas, limitadas por falhas e bacias sedimentares que começaram a se formar a cerca de 17 Ma como resultado da extensão crustal de direção E-NE/W-SW (Gettings & Houser, 1995).

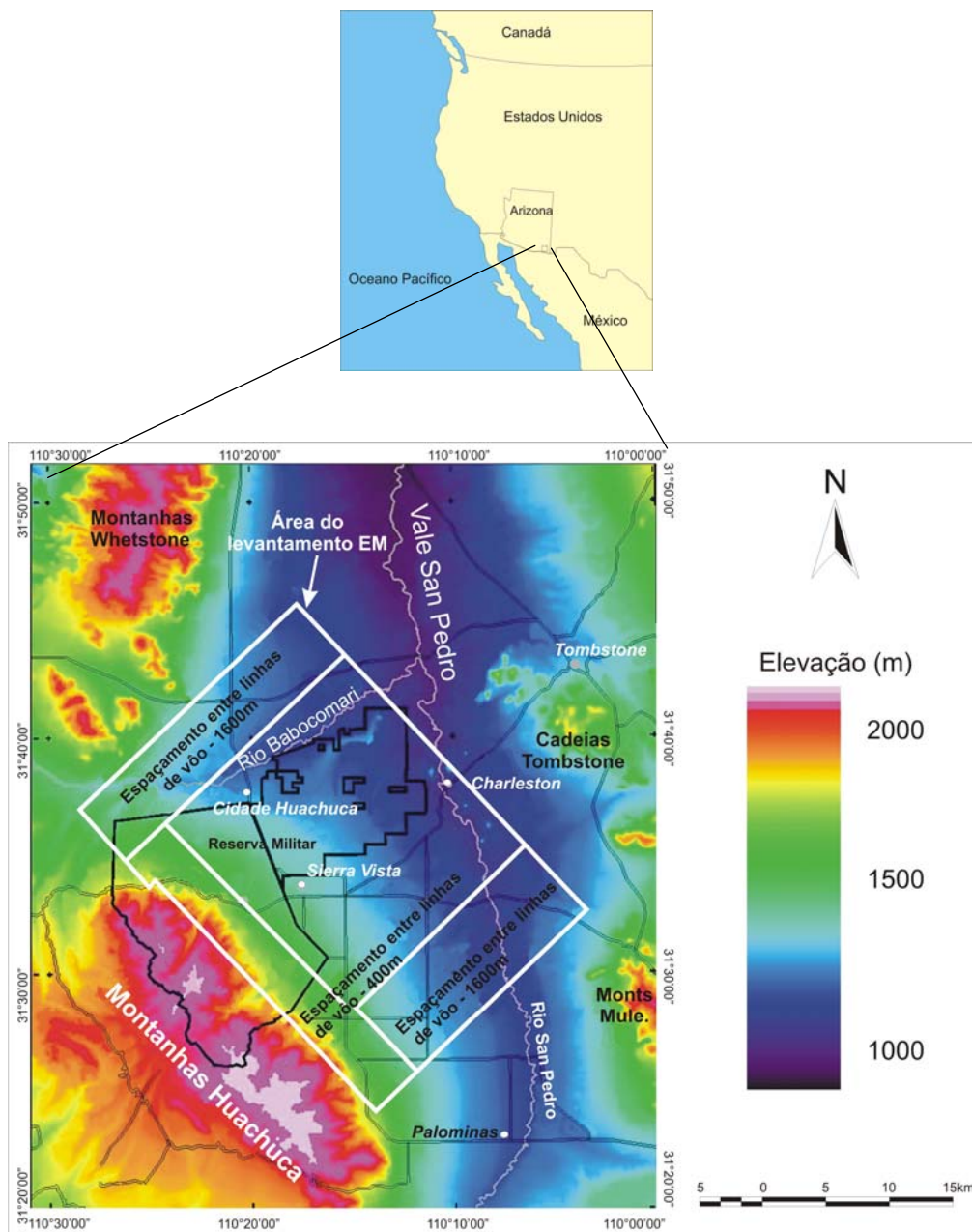
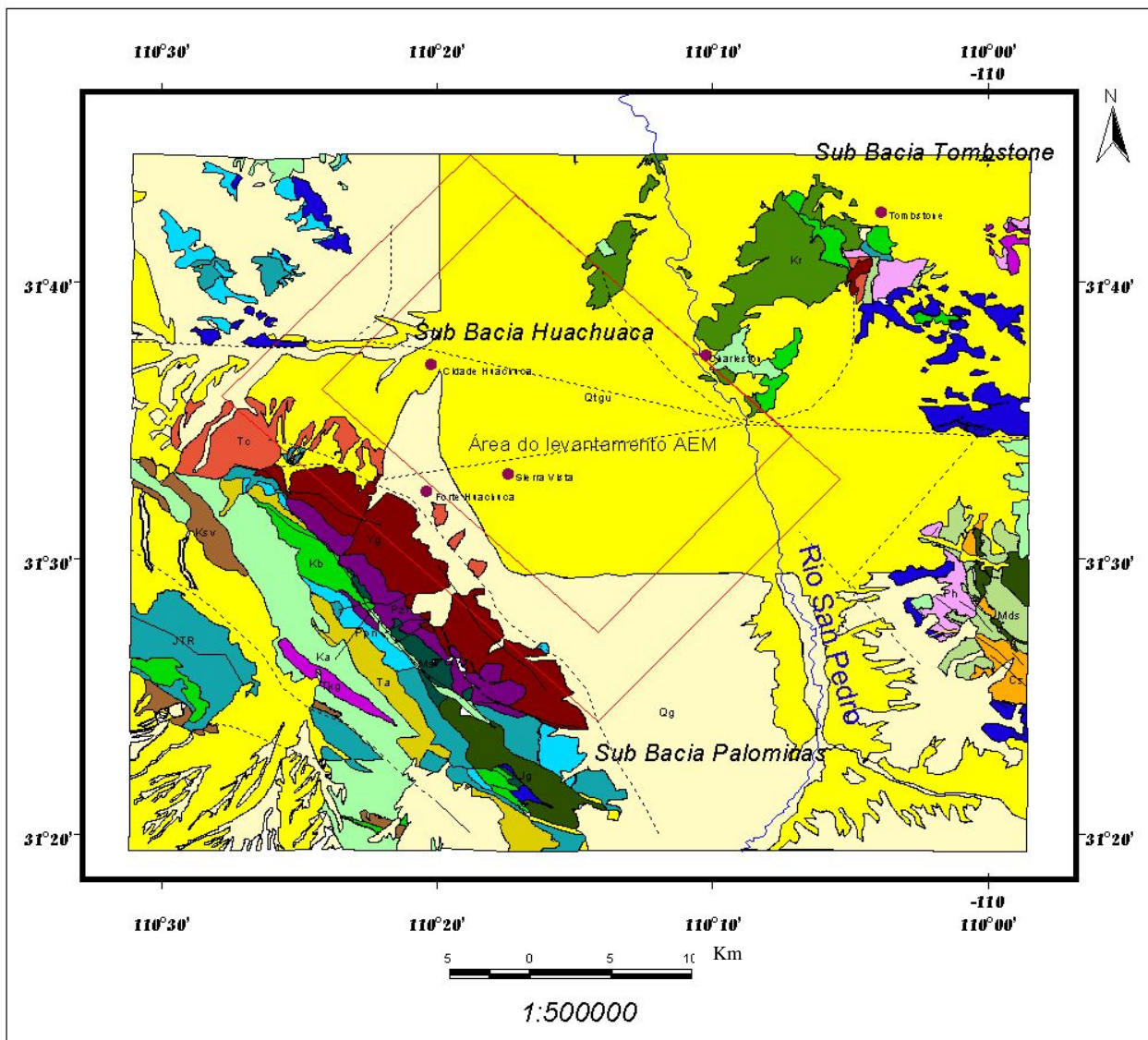


Figura 9.1: Localização da área. O retângulo branco delimita a área do levantamento AEM (modificado de Gettings, 2000).



Legenda					
Qg	Depósitos superficiais recentes (Holoceno-Pleistoceno)	Ka	Andesito (Cretáceo Superior)	Ph	Calcário Horquilla (Pensilvaniano Médio - Inf.)
Qlgu	Aluviões (Holoceno - Mioceno)	Kr	Riolito (Cretáceo Superior)	Ms	Rochas Sedimentares (Mississipiano)
Tc	Conglomerados (Mioceno - Eoceno)	Kb	Siltito, arenito, conglomerado e calcário (Jurássico - Triássico Superior)	Mds	Rochas Sedimentares (Mississipiano - Devoniano)
Ta	Rocha Andesítica (Oligoceno)	Jg	Stocks de granito (Jurássico)	Pzl	Calcário e Dolomita (Devoniano Sup. - Cambriano)
Tkg	Rochas Intrusivas (Eoceno - Cretáceo Superior)	JTR	Rochas Vulcânicas e Sedimentares (Jurássico - Triássico Superior)	Cs	Rochas Sedimentares (Sup. - Meso Cambriano)
Ksv	Rochas Sedimentares e Vulcânicas (Cretáceo Superior)	Ppn	Calcário e dolomita (permiano inferior - Pensilvaniano)	Yq	Rochas Intrusivas- granito e granodiorito (Meso - Proterozóico)
—	Diques - Ti	Pps	Rochas Sedimentares (Permiano Inferior - Pensilvaniano Inf.)		
—	Falhas				

Figura 9.2: Mapa geológico da Bacia de San Pedro (modificado de Gettings, 2000).

Topograficamente, a bacia superior San Pedro, de direção N-NW, tem a aparência de um amplo vale aluvial interrompido pelo embasamento das montanhas Tombstone (Figura 9.2.) A bacia San Pedro é constituída por três sub-bacias principais. Uma localiza-se ao sul de Sierra Vista entre as montanhas Huachuca e o Rio San Pedro (sub-bacia Palominas), as outras duas estão ao norte da cidade de Sierra Vista. A sub-bacia Huachuca fica mais a oeste, e a leste fica a de Tombstone.

As montanhas Huachuca e Whetstone no lado oeste do vale são compostas por rochas ígneas, metamórficas, vulcânicas e sedimentares e variam em idade do Pré Cambriano ao Mioceno. A altitude das Huachuca chega no máximo de 2885m. As montanhas a leste do vale são consideravelmente mais baixas (maior altitude, 2292m).

9.2.1 Estratigrafia da Bacia San Pedro

Podem ser distinguidas nesta região pelo menos duas idades para os sedimentos da bacia. As camadas de sedimentos mais antigos podem ser de levemente a moderadamente deformadas, sendo mais consolidados e mais densos que os mais novos. A consolidação e maior densidade dos sedimentos mais antigos resultam de processos diagenéticos que alteram a mineralogia da matriz do sedimento e preenchem os poros. Principalmente, a redução dos poros e a resultante redução na permeabilidade fazem com que os sedimentos mais antigos da bacia sejam aquíferos pobres, comparados aos mais novos (Gettings & Houser, 1995).

As rochas sedimentares no Vale San Pedro (superior) são do Mioceno ao Holoceno, principalmente areia e cascalho aluvionais de depósitos em leque aluvional, terraços e canais. Com base na idade e na consolidação, estas rochas foram separadas em três unidades de sedimentos (Brown,1977 in Gettings & Houser, 1995), sobrepostos por depósitos superficiais:

- (1) Oligoceno Superior a Mioceno Inferior: Formação Pântano bem consolidada (Balcer, 1984 in Gettings & Houser, 1995);
- (2) Mioceno Superior a Plioceno Inferior - sedimentos inconsolidados a moderadamente consolidados;

- (3) Plioceno Superior a Pleistoceno Superior – também sedimentos inconsolidados a moderadamente consolidado.

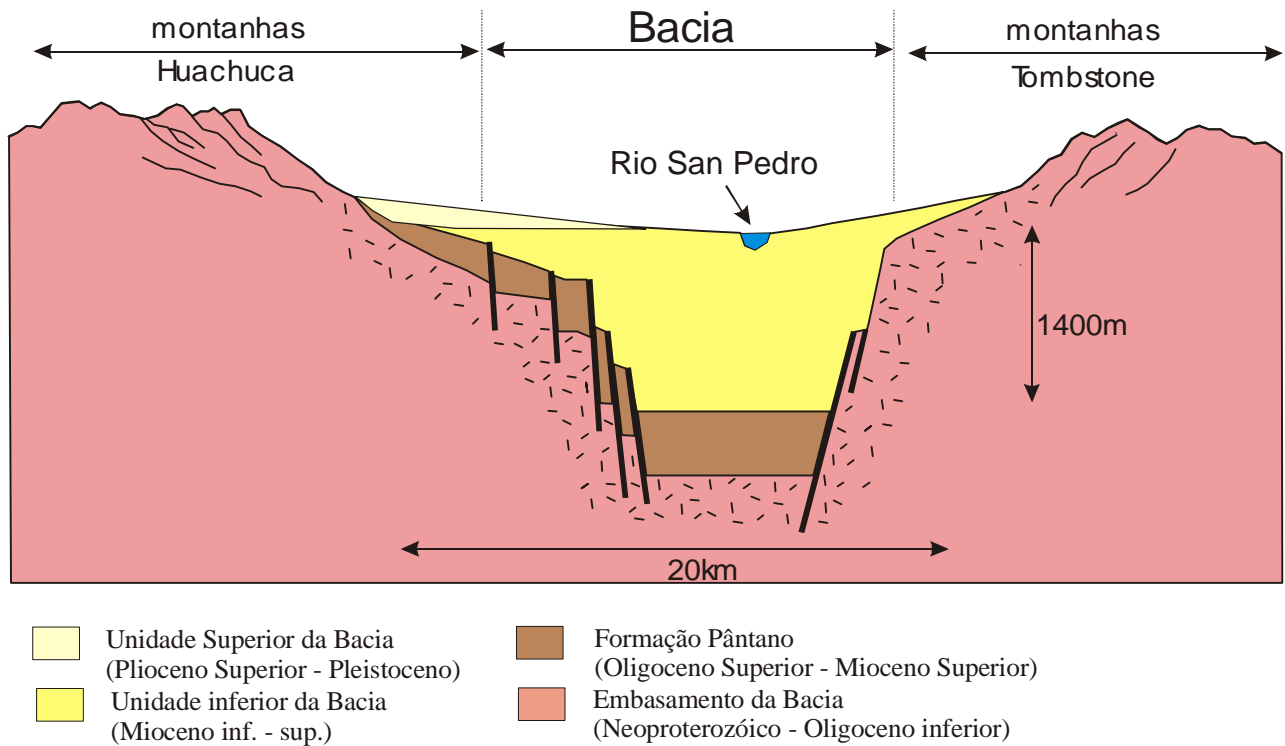


Figura 9.3: Diagrama esquemático da Bacia San Pedro (modificado de Fellows, 1999).

Depósitos superficiais finos incluem aluviões do Pleistoceno ao Holoceno dos ambientes deposicionais: preenchimento de canal, planície de inundação e terraços. Eles são inconsolidados no geral, mas localmente endurecidos pela presença de cimento de calcita.

Um perfil esquemático mostra o ambiente geológico da área do levantamento (Figura 9.3).

9.3 Trabalhos desenvolvidos na área

Trabalhos hidrogeológicos foram desenvolvidos na área desde 1977, todos assumiram uma estrutura bastante simples de bacia. Num destes trabalhos Corell sugeriu que a recarga do aquífero na região do Forte Huachuca era menor que o volume de água retirado (Corell *et al.*, 1997 in Wynn & Gettings, 1999). Existe assim certa preocupação e até controvérsias com relação ao fato da retirada de água causar impacto no fluxo do Rio San Pedro e na conservação ambiental.

Em busca de respostas às estas questões a região vem sendo objeto de pesquisa geológica e geofísica.

Assim foram realizados trabalhos de campo geológicos e geofísicos, objetivando: (a) definir a estrutura da Bacia São Pedro na região de Sierra Vista e Forte Huachuca; (b) delinear as falhas que são importantes para a hidrogeologia e definir áreas em subsuperfície que contenham grande quantidade de argila e silte, produzindo uma redução na permeabilidade do aquífero.

A geologia regional e a tectônica tiveram as contribuições de Drewes em 1980 e Moore em 1993 (Wynn & Gettings, 1999).

Gettings & Houser compilaram e interpretaram a anomalia gravimétrica, os furos de sondagem e a geologia de superfície com o objetivo de modelar a bacia e achar sua profundidade e sua forma, na área de Sierra Vista até a cidade de Huachuca. Gettings & Houser (1995) e Gettings & Gettings (1996) mapearam o contato entre os sedimentos e o embasamento nas proximidades da drenagem San Pedro. Obtiveram a profundidade do topo do embasamento, variando de 100 a 1000m (Figura 9.4, em contornos vermelhos). Na cidade de Huachuca o contato chegou a 1km e em Sierra Vista 200m de profundidade (Figura 9.4).

Gettings (2000) analisou os resultados dos dados aeromagnéticos e, através de uma análise qualitativa e semiquantitativa, encontrou um modelo concordante ao obtido através da gravimetria. Ele confirma e refina a localização do embasamento que estaria à cerca de 200m da superfície na maior parte da área. Obteve o mapa de anomalia magnética (Figura 9.5), o qual revelou duas áreas principais, uma a sudoeste e outra a nordeste.

A primeira é uma anomalia linear de amplitude 20 – 400 nT com extensão de 1 a 3 km na direção NW/SE sendo de baixo gradiente. Este último fato indica fonte rasa. Assim

ele evidenciou a ocorrência de corpos magnéticos rasos juntamente com o granito de idade pré-cambriana a leste das Montanhas Huachuca, corpos estes inferidos como intrusivas Terciárias. Imediatamente a nordeste, as anomalias caracterizam-se pelo alto gradiente indicando fontes profundas.

A segunda área contém anomalias com amplitudes de 2000 nT e apresentam forma circular com diâmetro de 3 a 5 km. O gradiente é moderado indicando fontes com profundidades intermediárias. Extremo nordeste é caracterizado por anomalias pouco extensas de grande amplitude. Isto ocorre principalmente nas montanhas Tombstone, onde tem rochas vulcânicas (Cretáceo).

A imagem (Figura 9.5) apresenta também pequenas anomalias com alta intensidade nas áreas das cidades (Sierra Vista e Huachuca). Sendo próximo à cidade de Huachuca, fontes magnéticas a 200 e 350 m, rochas vulcânicas do Terciário (Gettings, 2000).

A margem sudoeste da caldeira Tombstone é contornada por lineamentos magnéticos e gravimétricos que separam anomalias profundas, sendo interpretadas como massa intrusiva com profundidade de 400 a 500 m, de anomalias com profundidade intermediária (100 a 300m). Esta se situa dentro da caldera, sua ocorrência se deve a rochas intrusivas ígneas.

Finalmente o extremo sul inclui embasamento granítico e a parte central da bacia preenchida.

Falhas, com direção leste-oeste abaixo da cidade de Sierra Vista, parecem ser rasas, podendo ser investigada por expressões na superfície (Gettings, 2000).

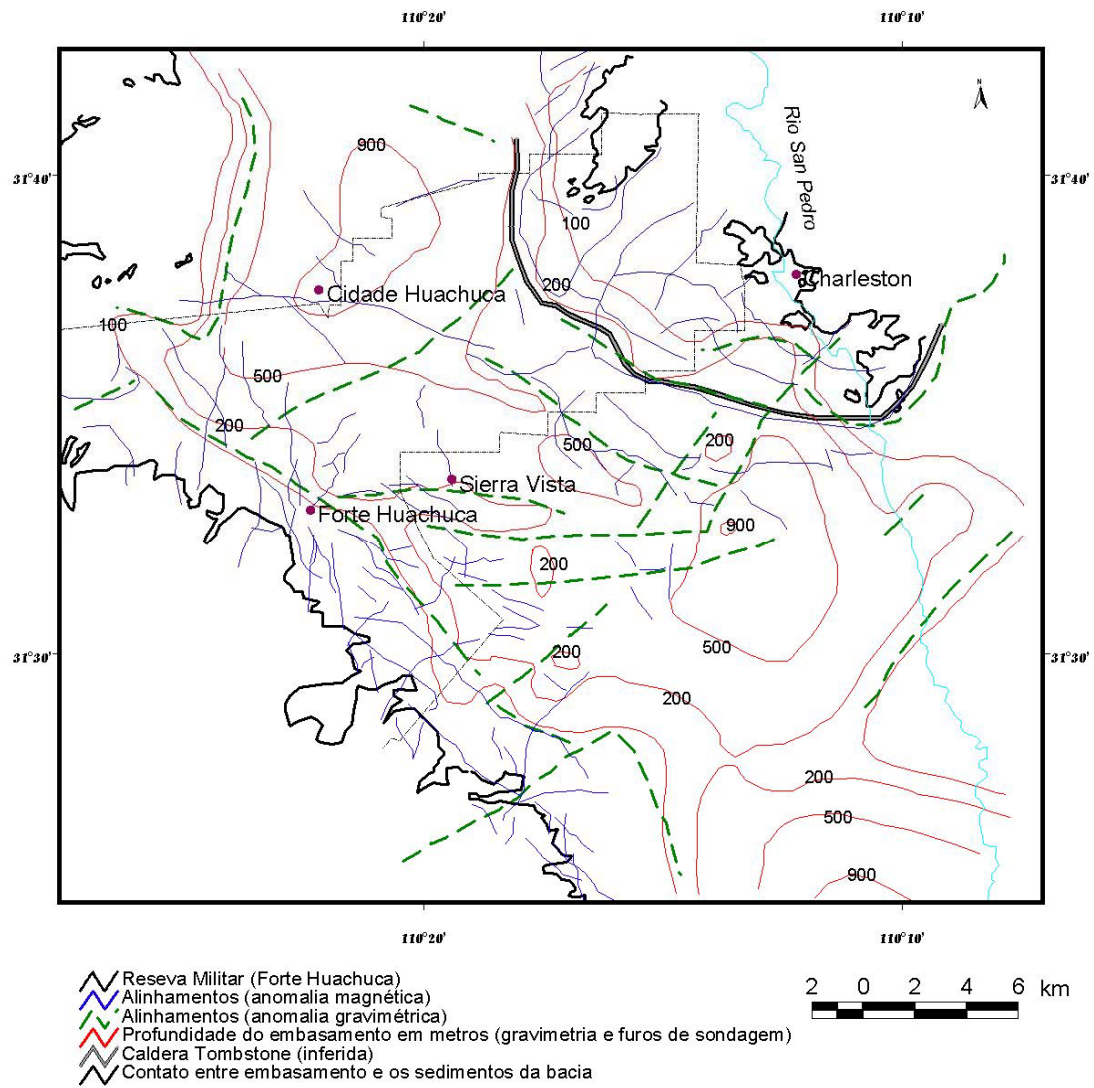


Figura 9.4: Mapa de interpretação da profundidade do embasamento e alinhamentos significativos definindo estruturas geológicas (Modificado de Gettings, 2000).

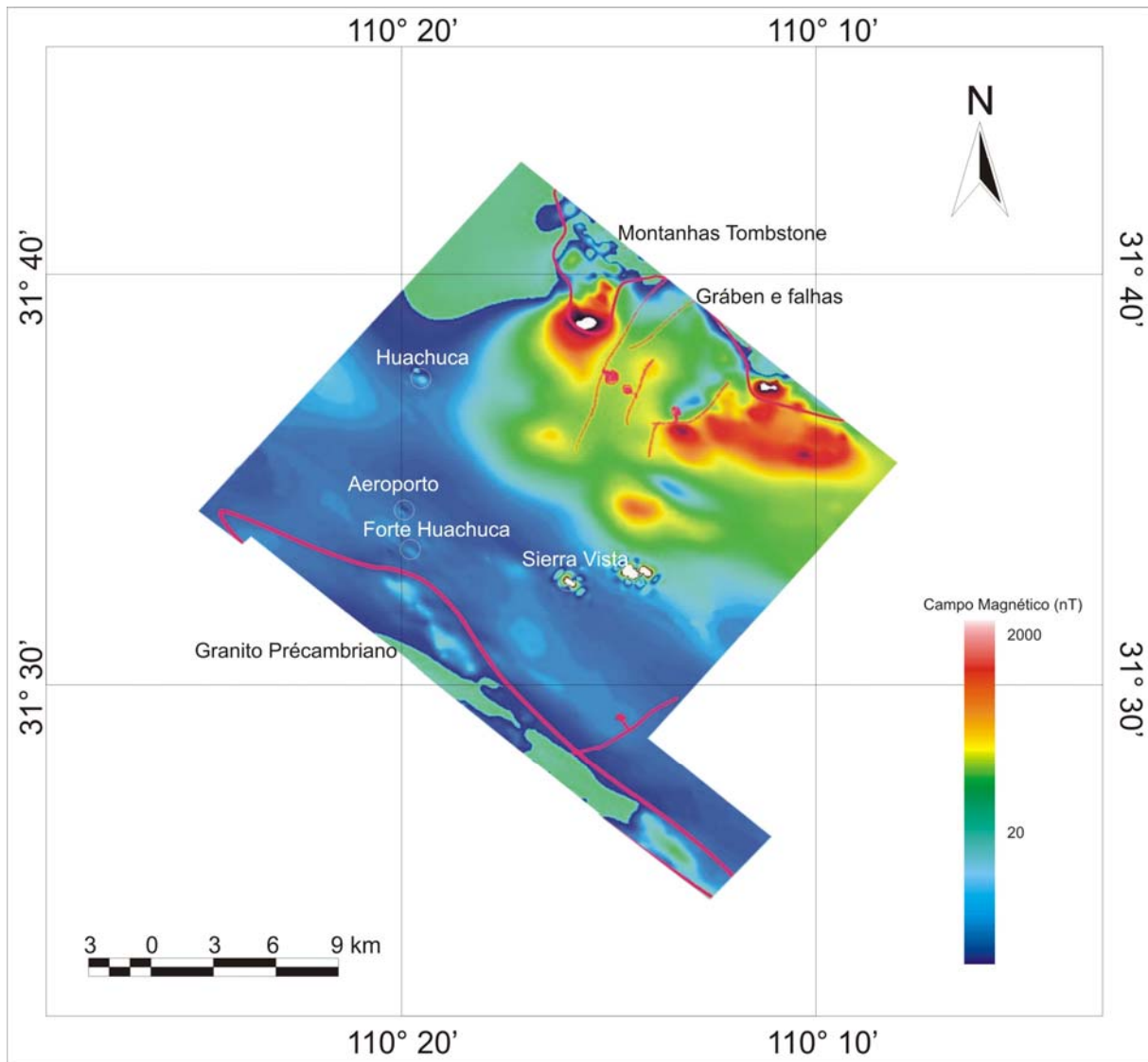


Figura 9.5: Mapa de anomalia magnética (Modificado de Gettings, 2000).

Jeff Wynn (Wynn, 2000) comparou seções CDT (*Conductivity Depth Transforms*) com as sondagens elétricas verticais (SEV) realizadas na Bacia San Pedro (Pool, 1998 in Bultman & Gettings, 2000), com a profundidade do lençol freático (Tatlow, 1998 in Bultman & Gettings, 2000) e com poços antigos. Verificou que havia boa concordância das CDTs com as informações de poços, mas desacordos com as sondagens elétricas verticais (SEVs) realizadas no local.

9.4 Levantamento Eletromagnético Aéreo (AEM)

Foi realizado um levantamento que utiliza o sistema de bobina central (*central loop* ou *in-loop*). De forma simplificada este sistema se assemelha às sondagens elétricas verticais, tipo TCI (*transient soundings for a central induction loop*; Figura 9.6a). É emitido um sinal pelo transmissor (T) que em seguida é desligado, ao mesmo tempo o avião se desloca juntamente com o charuto que carrega a bobina receptora (R). Assim configuração da coleta dos dados fica parecida com o TCI.

O levantamento principal consistiu de linhas espaçadas a cada 400m ao longo da direção N47°E com linhas de controle ortogonais espaçadas cerca de 4km. Foram adicionadas três linhas a noroeste, e quatro a sudeste do levantamento, com espaçamento de 1,7 km. Devido ao relevo íngreme nos Montes Huachuca foi necessário voar uma faixa de 4,5 km no sentido NW/SE, com linhas paralelas as de controle. A localização das linhas de vôo foi realizada pelo Sistema de Posicionamento Global (GPS) (Figura 9.6 b).

9.4.1 Equipamento eletromagnético utilizado (GEOTEM)

Os dados deste trabalho foram obtidos pelo sistema GEOTEM. Como já foi observado, é um sistema da Geotrex que trabalha no domínio do tempo. As bobinas são portadas pela aeronave. Elas foram instaladas, a transmissora no avião e a receptora num charuto. A bobina transmissora consiste em seis espiras na horizontal (asas, parte frontal e traseira), sua área total foi de 232 m². A corrente empregada chegou a um pico de 935 A. O sinal emitido é uma onda senoidal no domínio do tempo. O receptor localizou-se no charuto com três eixos perpendiculares. Este charuto situou-se a aproximadamente 120m acima do chão durante o vôo.

O transmissor EM operou com frequência base de 30 Hz. A transmissão do sinal foi realizada da seguinte maneira: ao se aplicar a corrente no transmissor é enviado um curto pulso de corrente (4037 microssegundos). Este pulso induz corrente na Terra que produz o campo secundário e esta resposta é medida após o fim do pulso inicial (cerca de 12530 microssegundos). É produzido assim um ciclo de 16667 microssegundos o qual é amostrado (digitalizado) em 128 amostras. Posteriormente a corrente é invertida e outro ciclo de 16667

microssegundos é amostrado (mais 128 amostras), totalizando assim 256 amostras em 32 milissegundos. Ou seja, têm-se cerca de 7680 amostras por segundo para cada bobina, como são três bobinas, obtém-se 23040 dados.

Para que se tenha uma idéia do volume de dados produzidos de uma linha de 20 km resulta em cerca de 2.363.077 amostras para cada bobina (x, y e z).

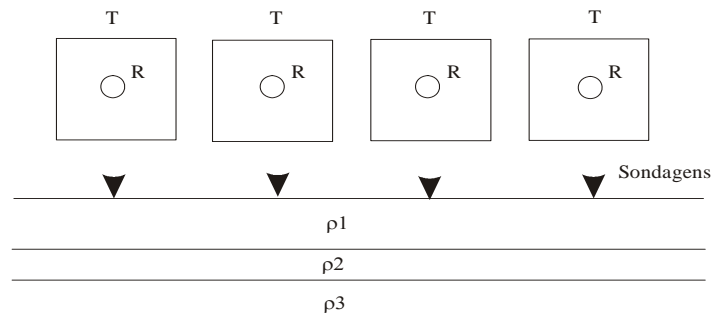
Cada ciclo de energização sofre estaqueamento com razão de amostragem de 4Hz. Estas amostras estaqueadas foram então submetidas ao janelamento com 20 canais, posicionados ao longo da forma de onda, como mostra a tabela 9.1.

Após o pré-processamento uma linha de 20 km produzirá cerca de 1500 sondagens verticais e 30.000 amostras. Uma sondagem será agora constituída de 20 canais, onde cada canal caracteriza uma profundidade, como foi observado no Capítulo 2. O levantamento gerou (após o pré-processamento) cerca de 160.000 sondagens que sofrerão análise e inversão, como mencionado nos Capítulos 4, 5 e 6.

No sistema Geoterrex, 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*; Tabela 9.1). Os canais de 13 a 16 possuem igual duração de tempo (tempo final – tempo inicial), o que não ocorre com o restante, onde a duração aumenta (do 1 ao 12). Isto ocorre pois após a finalização do pulso o campo decai rapidamente e posteriormente, o campo decai lentamente (Figura 9.7).

Estas medições produziram uma curva de decaimento (Fig. 9.7), que representam os resultados provenientes de uma sondagem eletromagnética. Assim tem-se uma do comportamento do campo magnético induzido na subsuperfície descrito numa função de decaimento em termos de uma tensão, expressa em pV/A, registrada em termos do tempo de decaimento.

a)



b)

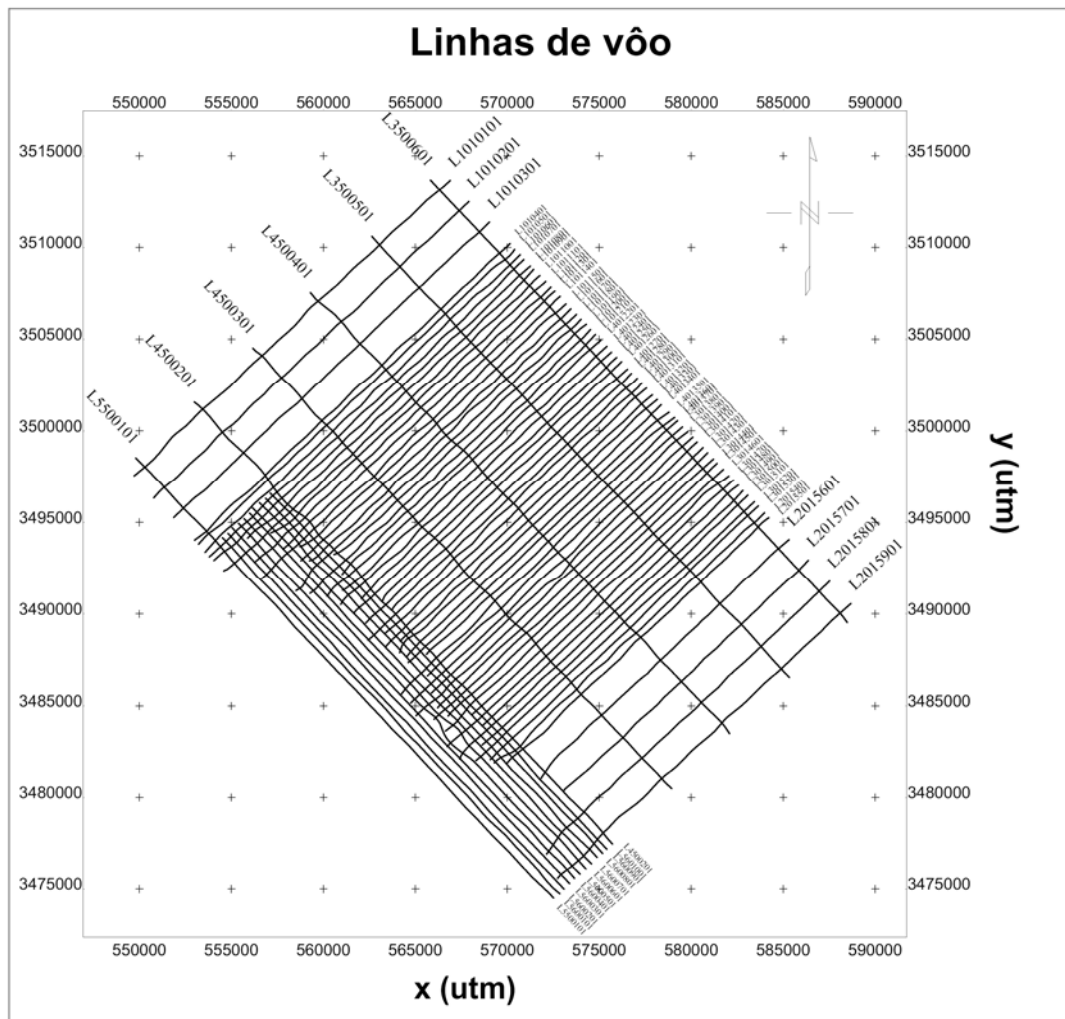
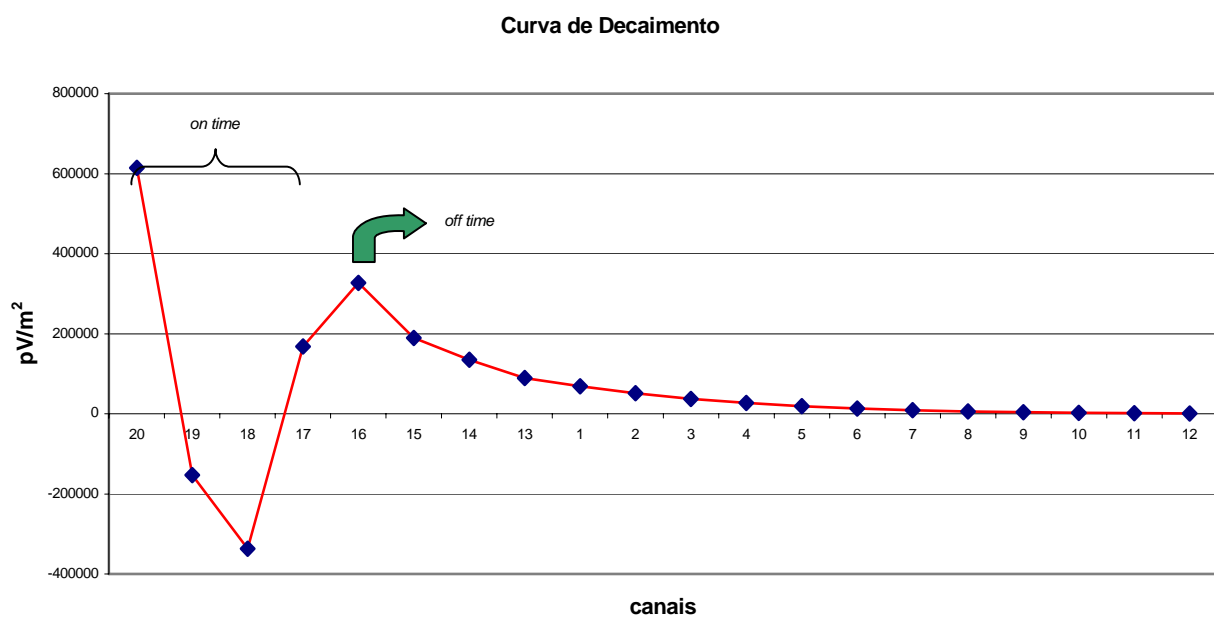


Figura 9.6: a) vista de cima do sistema bobina-central, onde o quadrado representa a bobina transmissora (T) e a circular, é a receptora (R); ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 são as resistividades das camadas da terra (em corte). b) Linhas de vôo do levantamento;

Tabela 9.1: Posicionamento das janelas. Tempo em microssegundos após o final do pulso.

Canais	Ligado (<i>on-time</i>)	Desligado (<i>off-time</i>)	Tempo médio (μs)
1,2,3,4,5 6,7,8,9,10 11,12,13,14,15,16,		X	1072,1397,1788,2234,2830, 3546,4392,5369,6475,7712 9535,11488,812,616,486,356
17,18,19,20	X		-490, -1792, -3094, -3876

**Figura 9.7:** Curva de decaimento-componente z.

Os elementos básicos para processar estes dados foram:

- ajustar os dados para os deslocamentos relativos entre transmissor, receptor e sistema de posicionamento (*lag*);
- corrigir os dados com relação a deriva (*drift*) linha de base;
- isolar e remover picos (*spikes*) atmosféricos;
- remover ruído de alta frequência com um filtro linear;
- mapear o decaimento de cada transiente e ajustar para eliminar ruído incoerente com a baixa frequência;
- filtragem final com um filtro adaptativo, sensível ao gradiente local.

9.5 Pré-análise dos dados de EM

Foram feitos os mapas de anomalia eletromagnética, utilizando o dado pré-processado, para se ter uma idéia do comportamento da resposta AEM da região.

As figuras 9.8, 9.9 e 9.10 mostram os mapas das componentes z, x e y respectivamente para os canais 14, 2, 6 e 10. As frequências irão variar de 130 Hz a 1623 Hz. Foram destacados 4 canais de cada componente, representando o campo eletromagnético da área.

Pode-se notar em quase todos os mapas a interferência cultural causada por linhas de alta tensão (área central). Esta interferência é melhor notada no canal 10 (componentes x, y e z). A componente y mostra sinais de alta frequência, já que ela é uma componente paralela ao alinhamento das anomalias.

Para facilitar a interpretação, com base no canal 14, componente z, traçou-se uma linha branca e com base no canal 10, componente z, outra linha vermelha. Elas delimitam regiões que apresentam comportamento distinto do campo aeroeletromagnético.

Na região sudoeste observa-se resposta eletromagnética baixa, é uma região de rochas cristalinas de baixa porosidade (Montanhas Huachuca); ela corresponde à área de mais baixa condutividade. O eixo central, geralmente dominada pelas cores verde e azul (Figura 9.8), possui maior condutividade; refletindo os sedimentos da bacia com presença de água.

A região nordeste apresenta medidas variáveis de campo secundário, refletindo a proximidade das rochas cristalinas das montanhas Tombstone com a superfície.

As áreas de maior anomalia (rosa) podem estar relacionadas a maior espessura sedimentar. Considerando o eixo NW/SE, pode-se notar um recuo da resposta mais alta para o nordeste, conforme os canais mais profundos vão sendo analisados (canais 2, 6 e 10). Além disso a área anômala desta região, contornada com a cor branca para a componente z e canal 14, sofre um deslocamento para SW conforme aumenta-se a profundidade (canais 2, 6 e 10; Figuras 9.8 e 9.9). Os canais que representam maior profundidade indicam resposta do campo mais baixa.

Pode-se observar que a variação da resposta obtida através do GEOTEM reflete o conteúdo de água que pode ser utilizado para inferir mudanças na litologia.

Com o trabalho de inversão e a obtenção da condutividade que esta tese propõe pretende-se obter melhor resultado para poder interpretar de forma mais precisa a região.

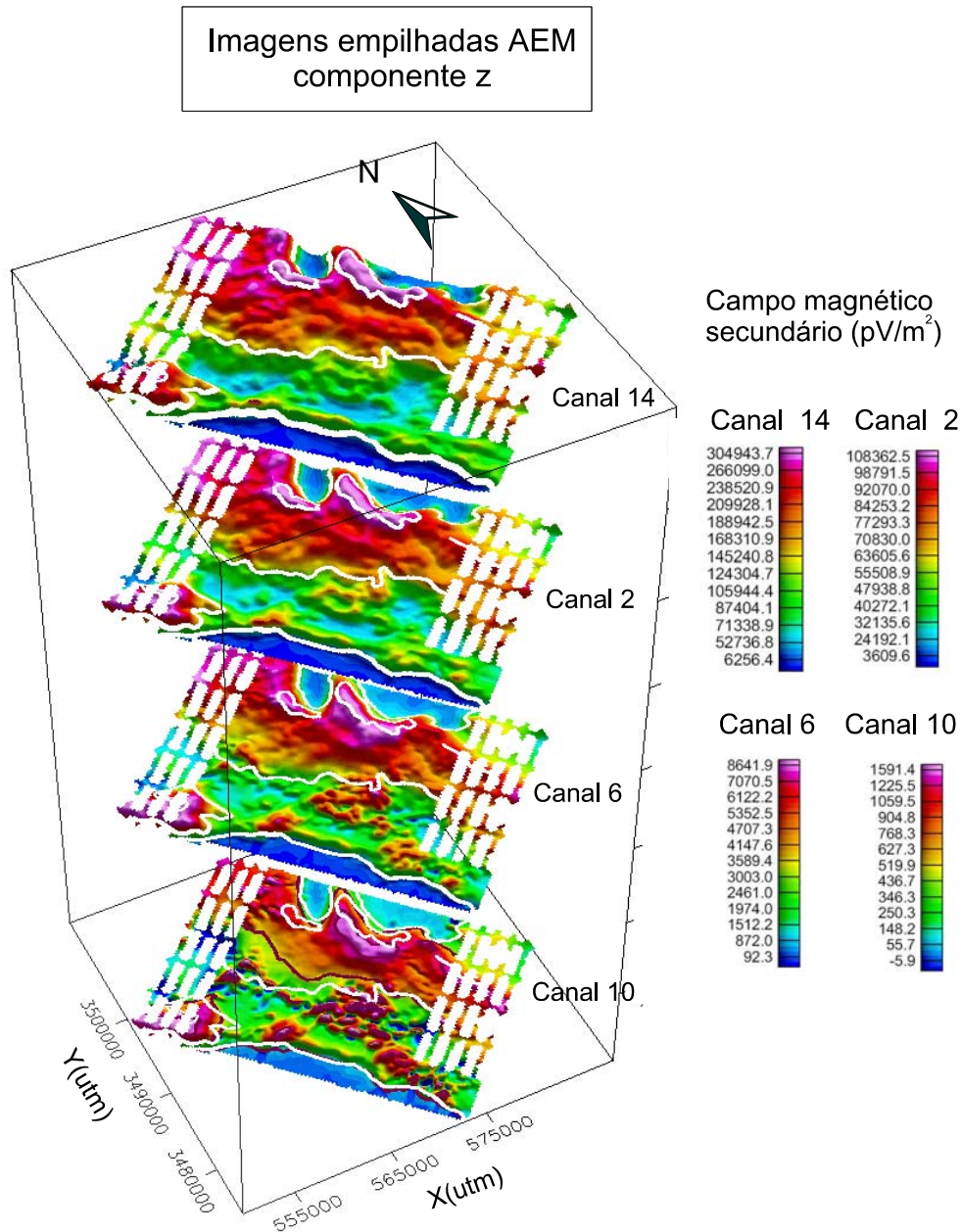


Figura 9.8: Mapa dos canais 14, 2, 6 e 10 do campo secundário (componente z) obtido no levantamento AEM (pV/m^2). O contorno em branco representa a mudança do comportamento do campo AEM, baseado no canal 14 componente z; e o contorno em vermelho representa a mudança do comportamento do campo AEM, baseado no canal 10 componente z.

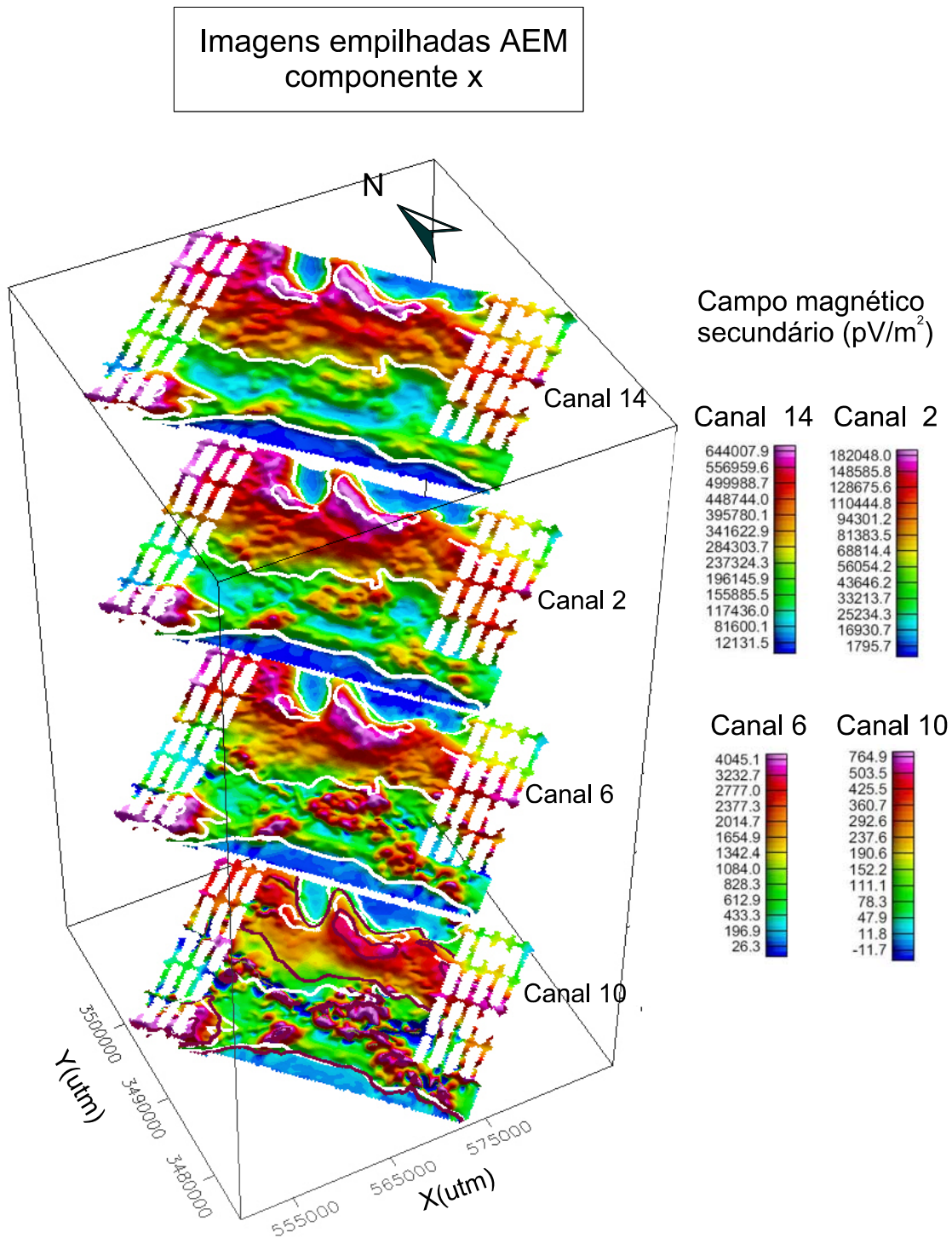


Figura 9.9: Mapa dos canais 14, 2, 6 e 10 do campo secundário (componente x) obtido no levantamento AEM (pV/m^2). O contorno em branco representa a mudança do comportamento do campo AEM, baseado no canal 14 componente z; e o contorno em vermelho representa a mudança do comportamento do campo AEM, baseado no canal 10 componente z.

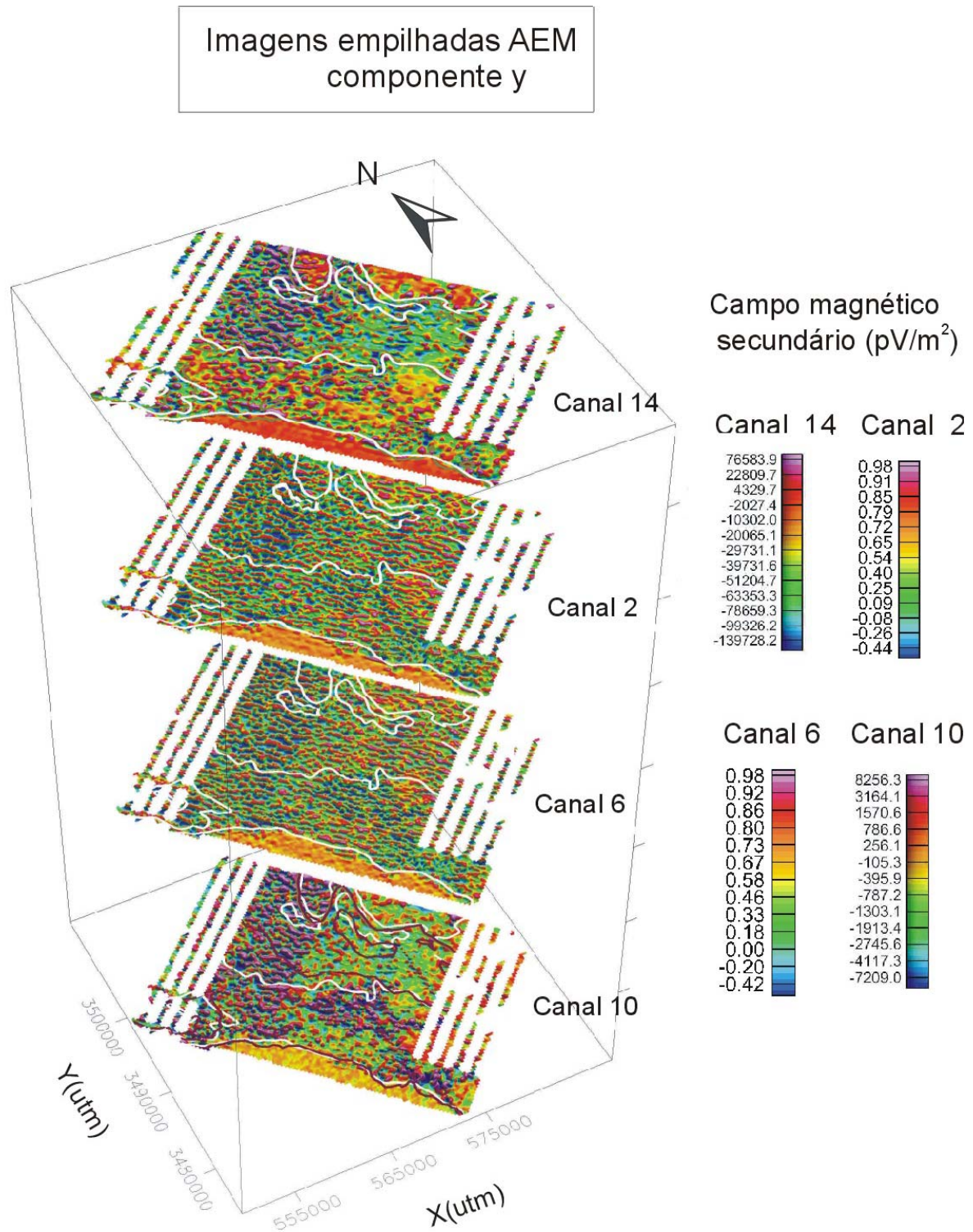


Figura 9.10: Mapa dos canais 14, 2, 6 e 10 do campo secundário (componente y) obtido no levantamento AEM (pV/m^2). O contorno em branco representa a mudança do comportamento do campo AEM, baseado no canal 14 componente z; e o contorno em vermelho representa a mudança do comportamento do campo AEM, baseado no canal 10 componente z.

9.6 CDIs obtidas

Como observado no capítulo IX implementou-se, no software rampres, a profundidade de investigação, para se obter o imageamento da condutividade em função da profundidade.

A obtenção da profundidade e da resistividade aparente obedece às equações 9.14, 9.15 e 9.16.

Apesar de não se tratar de uma representação quantitativa, mas qualitativa, ela torna-se importante à medida que irá fornecer subsídios para o modelo inicial a ser considerado na inversão.

A figura 9.12 fornece uma visão panorâmica de algumas CDIs que foram obtidas na bacia de San Pedro e suas localizações. Elas foram realizadas conforme as linhas de vôo. As linhas de 1010101 a 2015901 possuem direções SW-NE; as de número 3500601 a 5500101, 5600101 a 5601001, com direção NW-SE (Figura 9.11).

Vale lembrar que cada linha é composta de cerca de 1500 sondagens. As 160 mil sondagens foram processadas, através do software rampres, o que leva em torno de 1 minuto para cada linha.

Para se obter o imageamento foi utilizado posteriormente o Geosoft, que interpolou a condutividade obtida pelo rampres. Foi utilizada a mínima curvatura como método interpolador.

De forma geral pode-se notar através da Figura 9.12 uma zona condutiva à noroeste da área de levantamento passando pela zona central até o sudeste desde a superfície até uma profundidade média de 800m cuja condutividade varia aproximadamente de 0,02 a 0,09 S/m (cores rosa e vermelho).

De maneira geral observam-se áreas mais condutivas, chegando a 0,09 S/m a nordeste e sudeste de Sierra Vista; há outras mais resistivas com condutividade menor que 0,01 S/m (chegando a 10^{-4} S/m), referentes às montanhas Huachuca.

9.6.1 CDIs destacadas

Para melhor analisar estes perfis a Figura 9.12 destaca algumas CDIs características (linhas 1010101, 1010401, 1011601, 4012701, 4013001, 4013701, 3015201, 2015901, 5600101, 5600301 e 5600601).

As CDIs 1010101, 1010401, 1011601, 4012701, 4013001, 4013701, 3015201 e 2015901 atravessam a bacia (Figura 9.11:linhas em vermelho; Figuras 9.13 a 9.20). No geral observa-se alta condutividade nos primeiros 200m, principalmente entre as distâncias (em x) entre 8000 e 20000m. As linhas 1010101 e 1010401 também demonstram um alto (em vermelho, condutividade em torno de 0,02 S/m) entre 0 e 8000m (distância em x). Nas linhas 1011601, 4012701, 4013001 e 3015201 observa-se uma condutividade por volta de 0,02 S/m entre as distâncias 10400m e 19600m atingindo uma profundidade média de 900m. Corresponde à área central (bacia sedimentar) e reflete a presença da água nos sedimentos da bacia. Vale observar que na CDI 4013001 (Figura 9.17) nota-se um sinal condutivo de mais alta frequência entre as distâncias 7200 e 12800m o que pode ser devido à interferência cultural causada pelas linhas de alta tensão que existem na área. O mesmo ocorre na CDI 4013701 entre as distâncias 16800 e 21600m, ainda esta CDI apresenta um alto condutivo entre as distâncias de 8000 e 14400m, havendo portanto um deslocamento na zona condutiva nesta região. Observa-se na CDI 2015901 um alto condutivo (em vermelho, Figura 9.20) atingindo maior profundidade (800m) entre as distâncias 6400 e 12400m.

As linhas 4012701, 4013001 e 3015201 apresentam região mais resistiva, correspondendo à área de baixa anomalia a NE (Figuras 9.2 e 9.11), distância acima de 20400m (Figuras 9.16, 9.17 e 9.19), e que tem proximidade com o Riolito (Caldera Tombstone).

Na região das montanhas Huachuca (linhas 5600101, 5600301 5600501; Figuras 9.11, 9.21, 9.22 e 9.23) observam-se menores condutividades variando de 10^{-4} a 0,065 S/m, refletindo as rochas cristalinas da região. Estas sondagens correspondem á área das montanhas Huachuca, região sudoeste (Figura 9.2).

Em todas estas figuras em que foram destacadas as CDIs, pode-se observar também os perfis (canais 3,4,5, 6 e 12 para as componentes x e z), obtidos a partir do campo secundário registrado pelo equipamento GEOTEM. As componentes x e z, para os canais de 3 a 6 tem aproximadamente o mesmo comportamento, tendo a componente x menor amplitude. Para o canal 12, que representa maior profundidade, verifica-se um deslocamento dos perfis com relação à x e z. Nota-se que as CDIs, que foram obtidas a partir da componente z e encontram-se em consonância com os perfis.

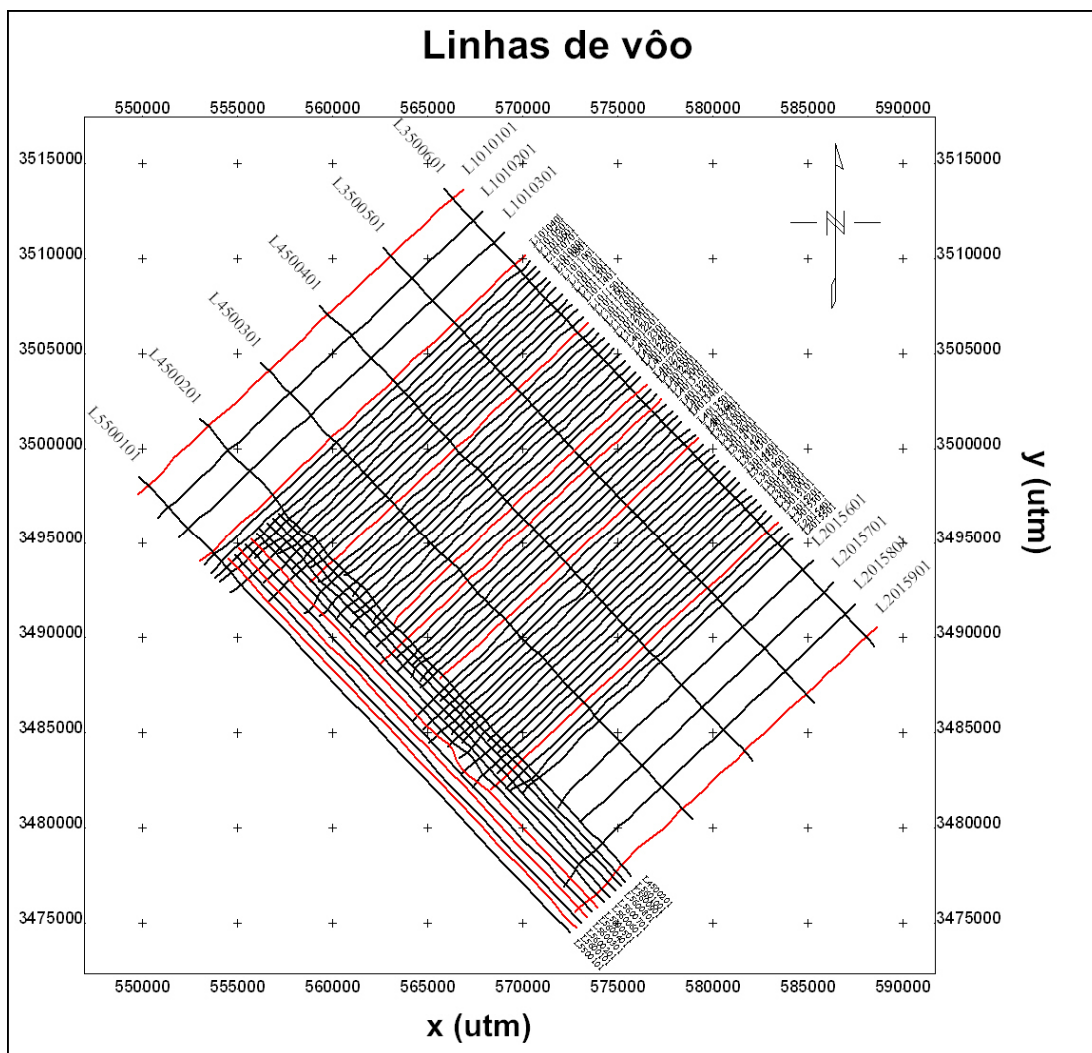


Figura 9.11: Linhas de vôo. Em vermelho destaque para as linhas de CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) que serão mostrados a seguir.

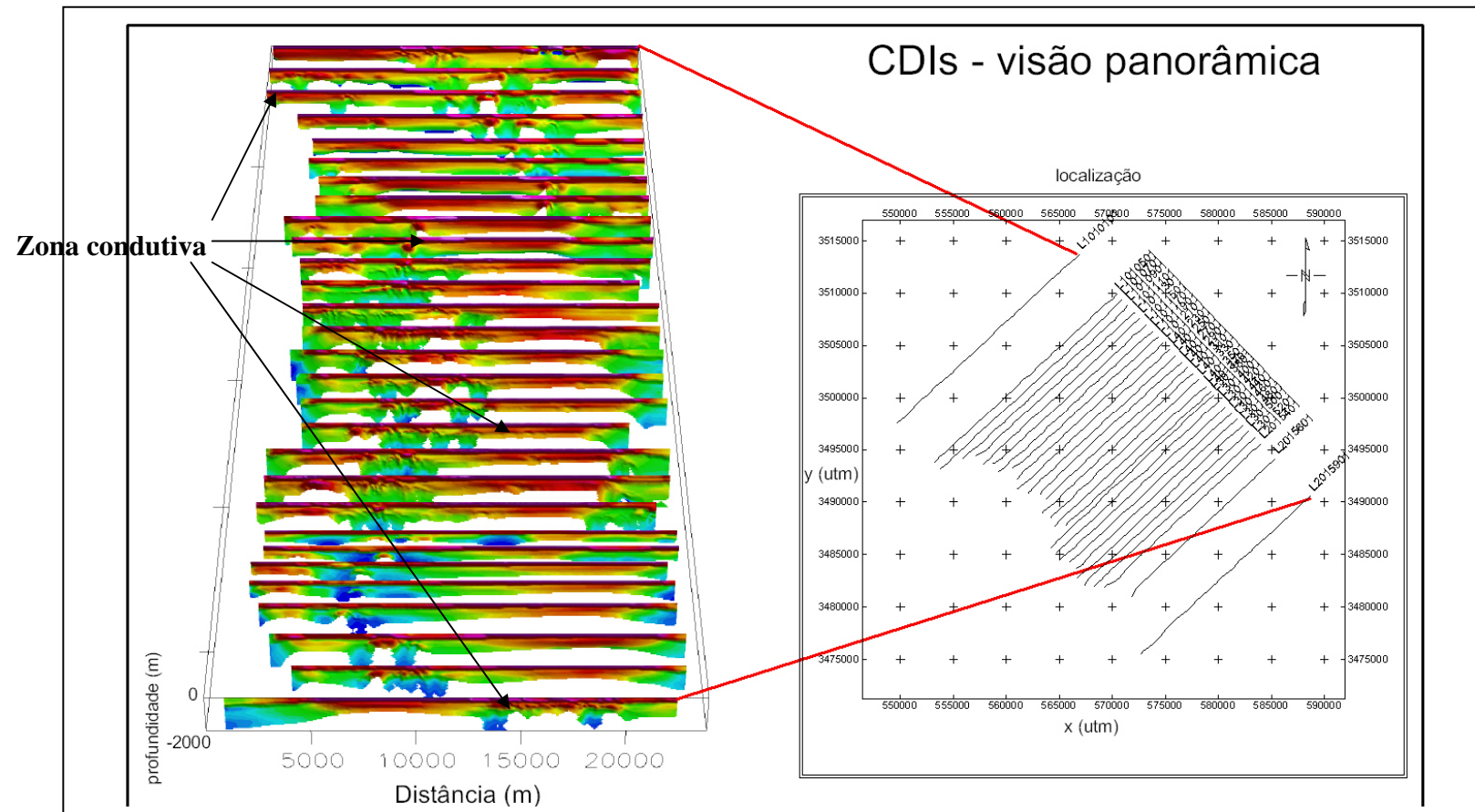


Figura 9.12: CDIs empilhadas dando uma visão geral do comportamento qualitativo da condutividade da região. Escala variando de azul (menor condutividade) a rosa (maior condutividade).

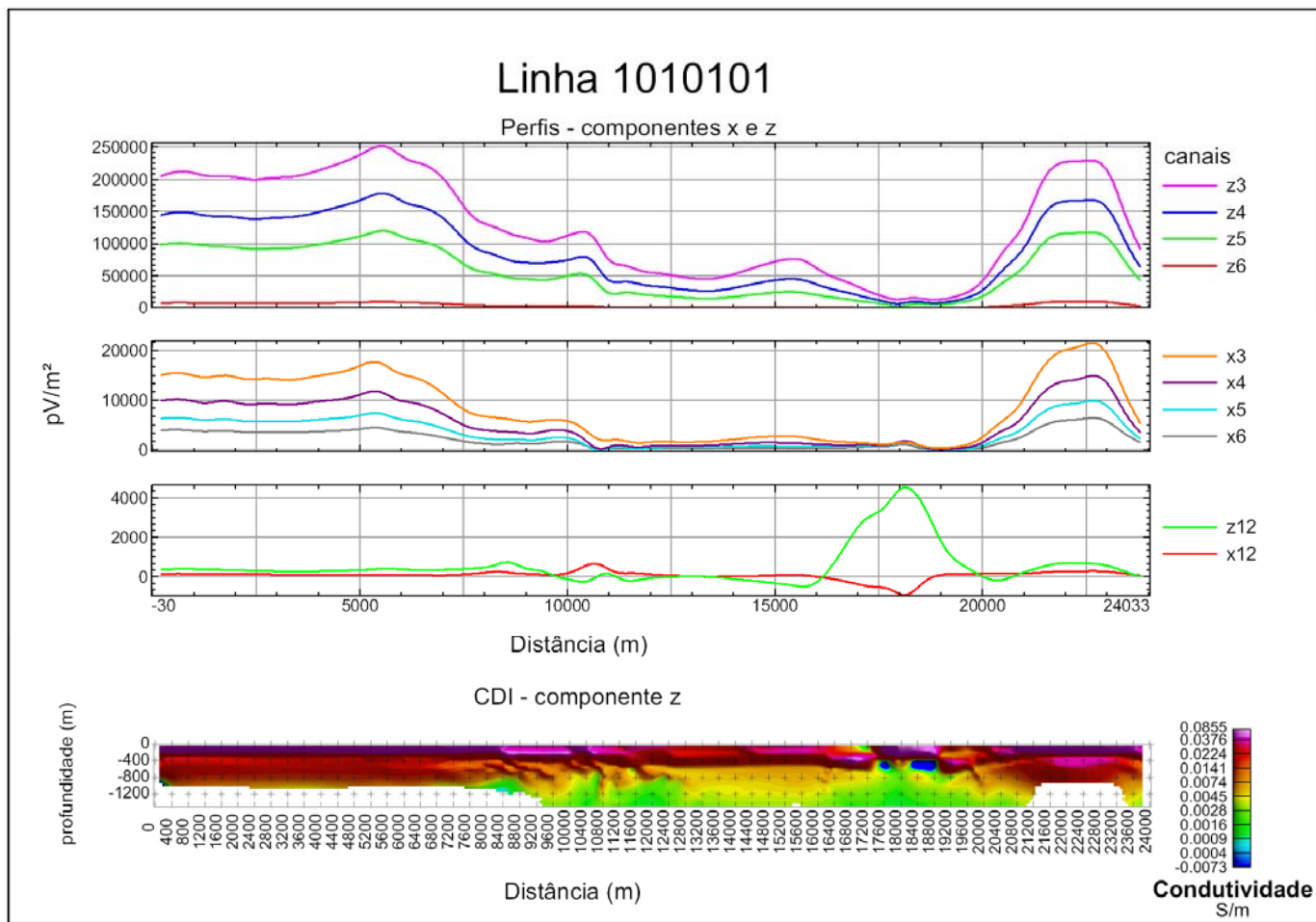


Figura 9.13: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 1010101.

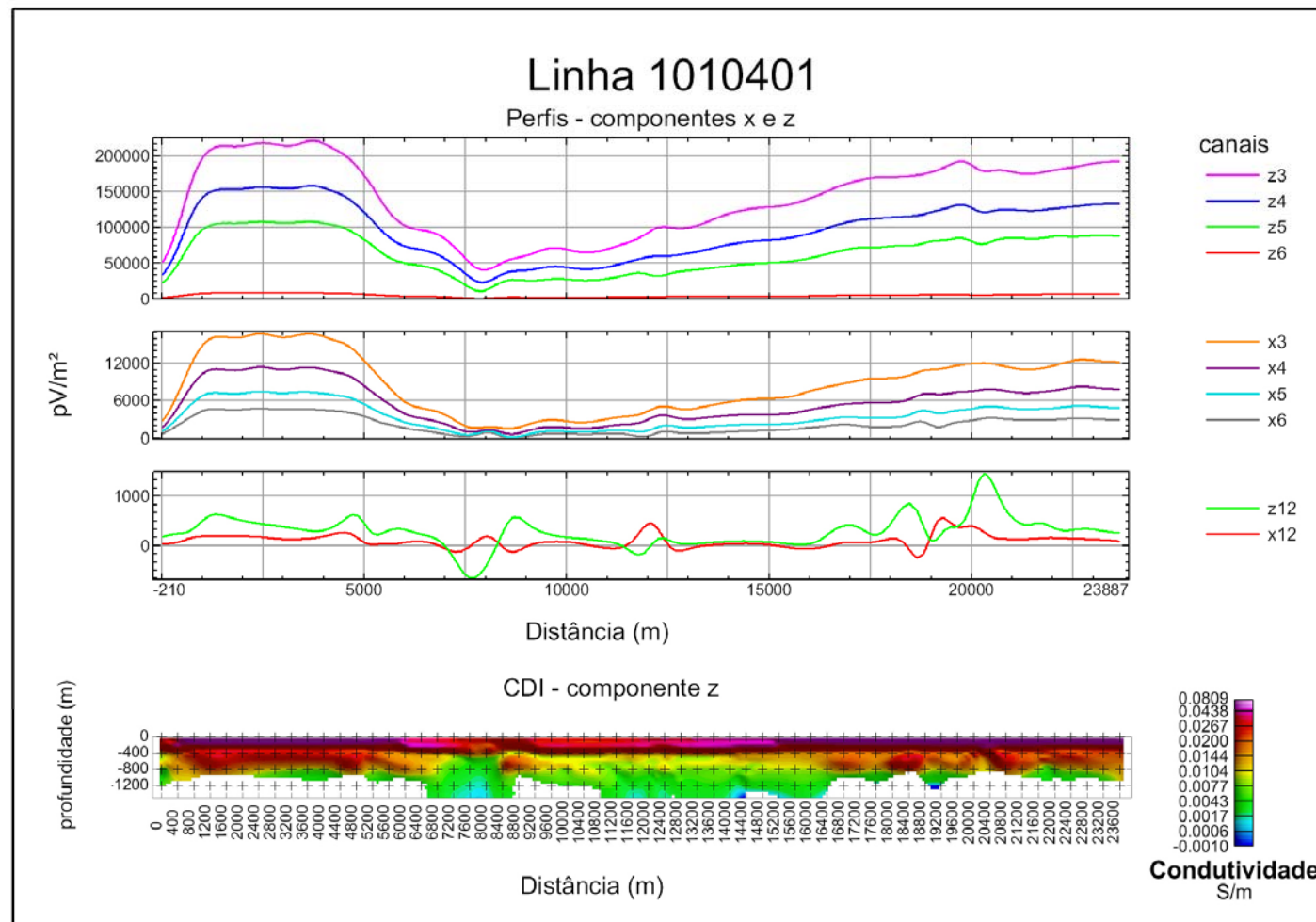


Figura 9.14: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 1010401.

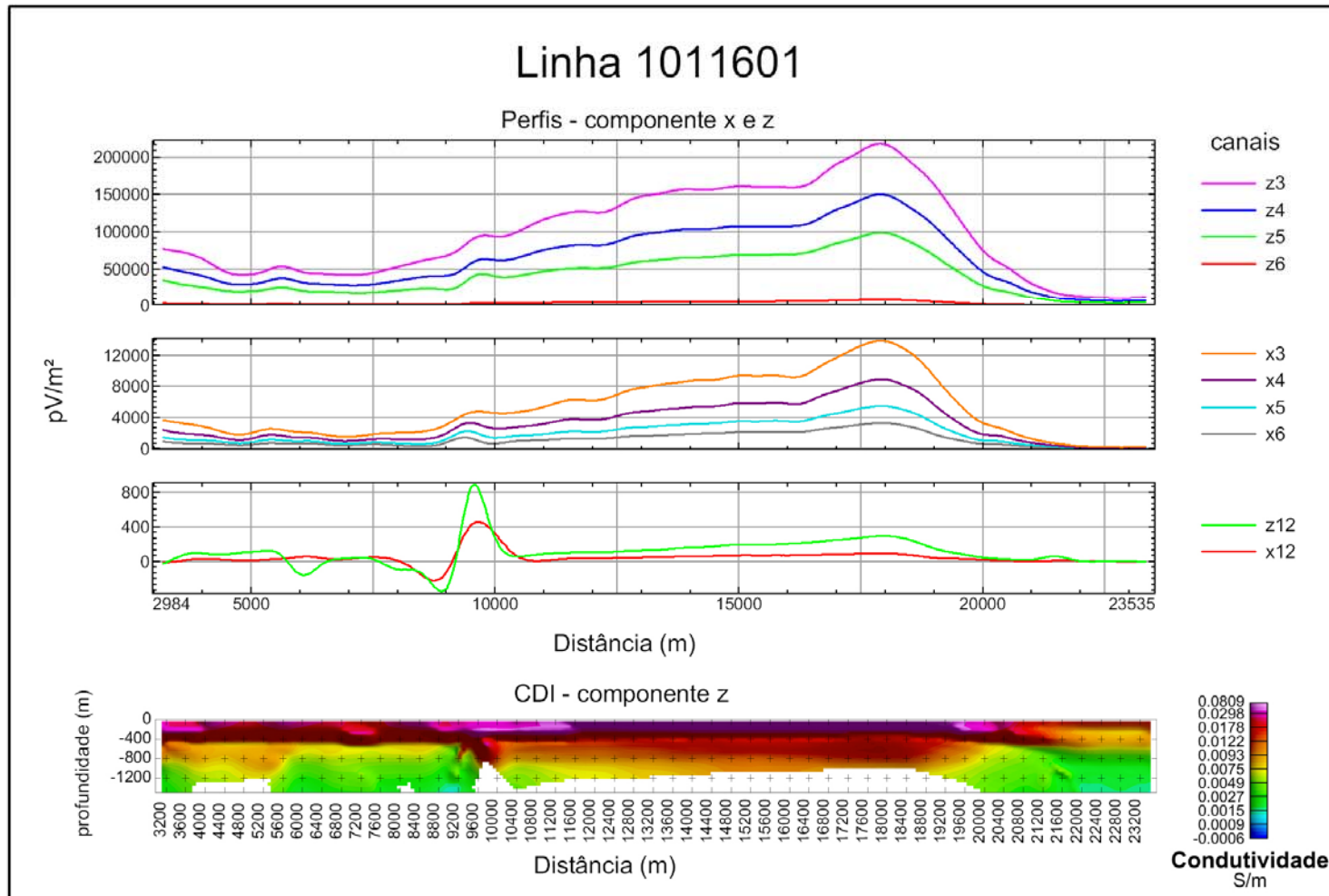


Figura 9.15: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 1011601.

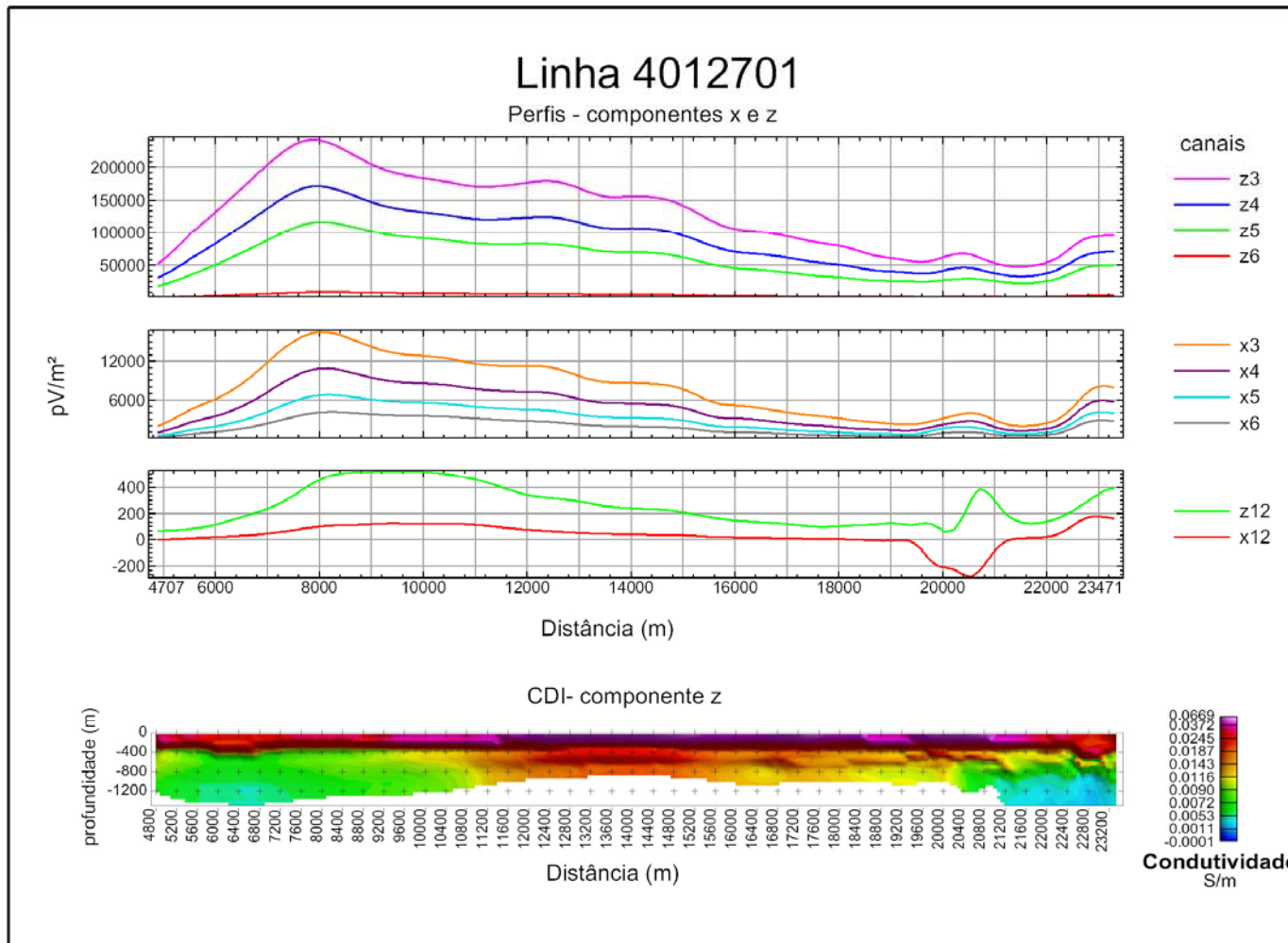


Figura 9.16: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 4012701.

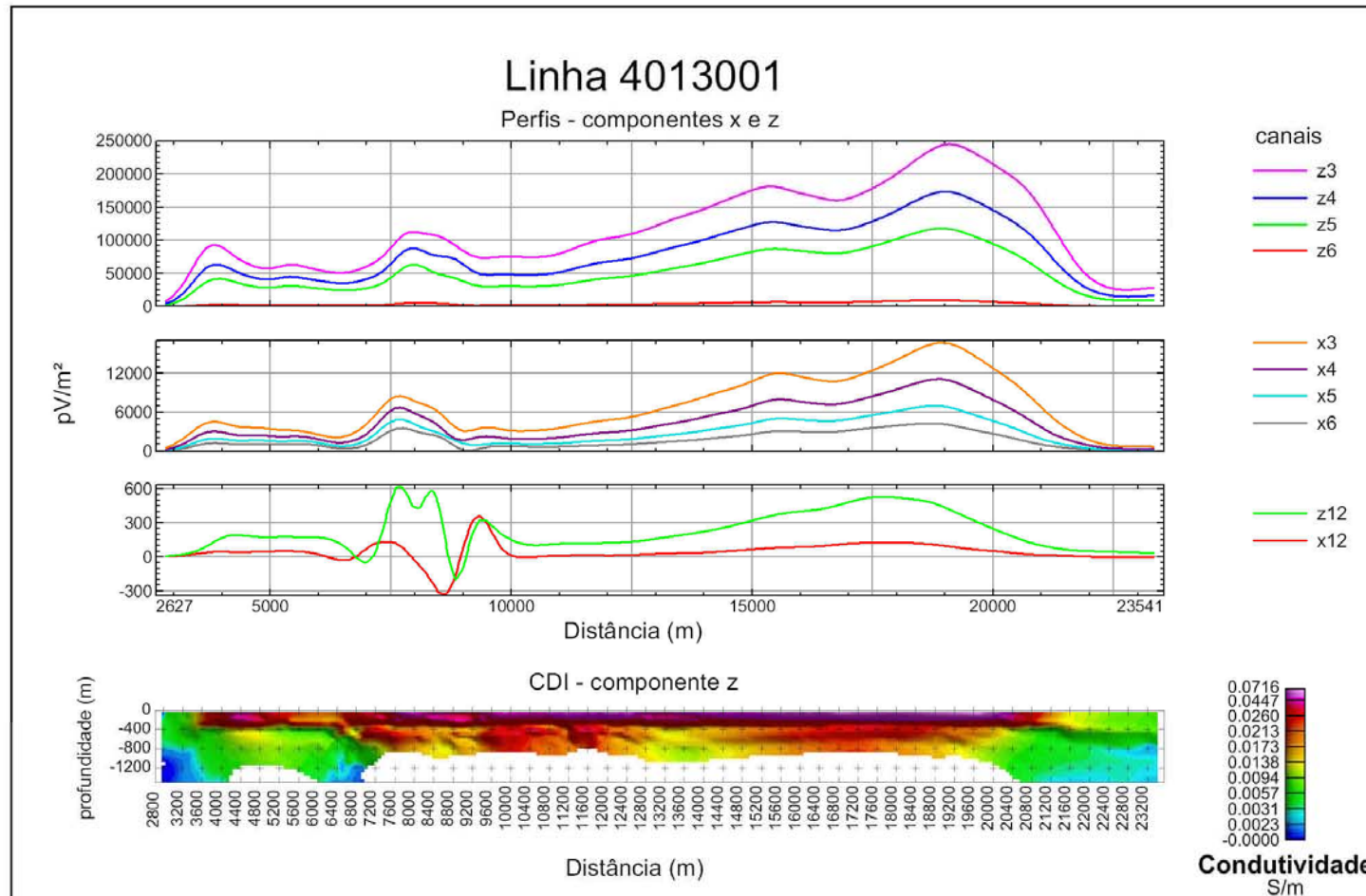


Figura 9.17: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 4013001.

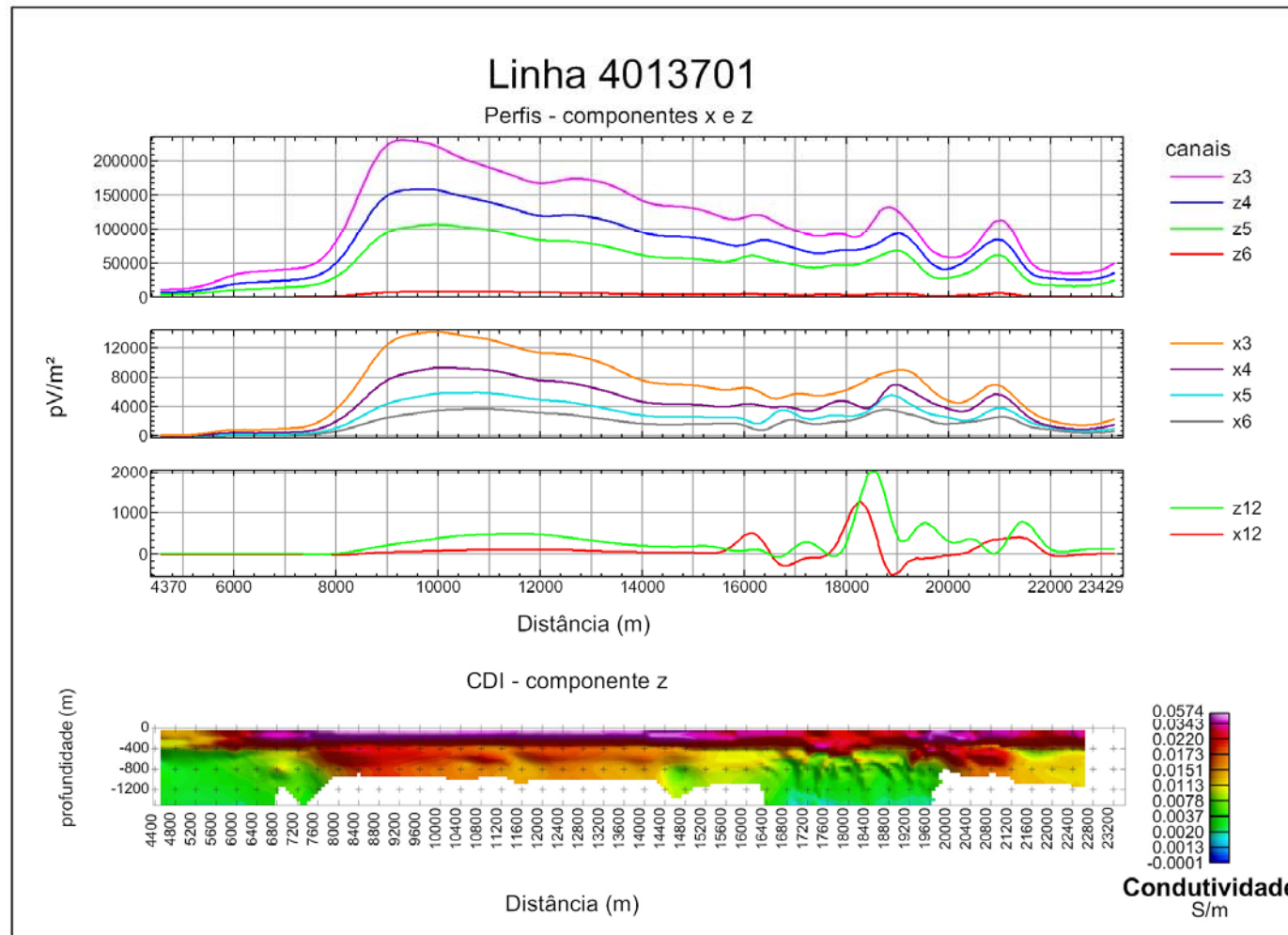


Figura 9.18: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 4013701.

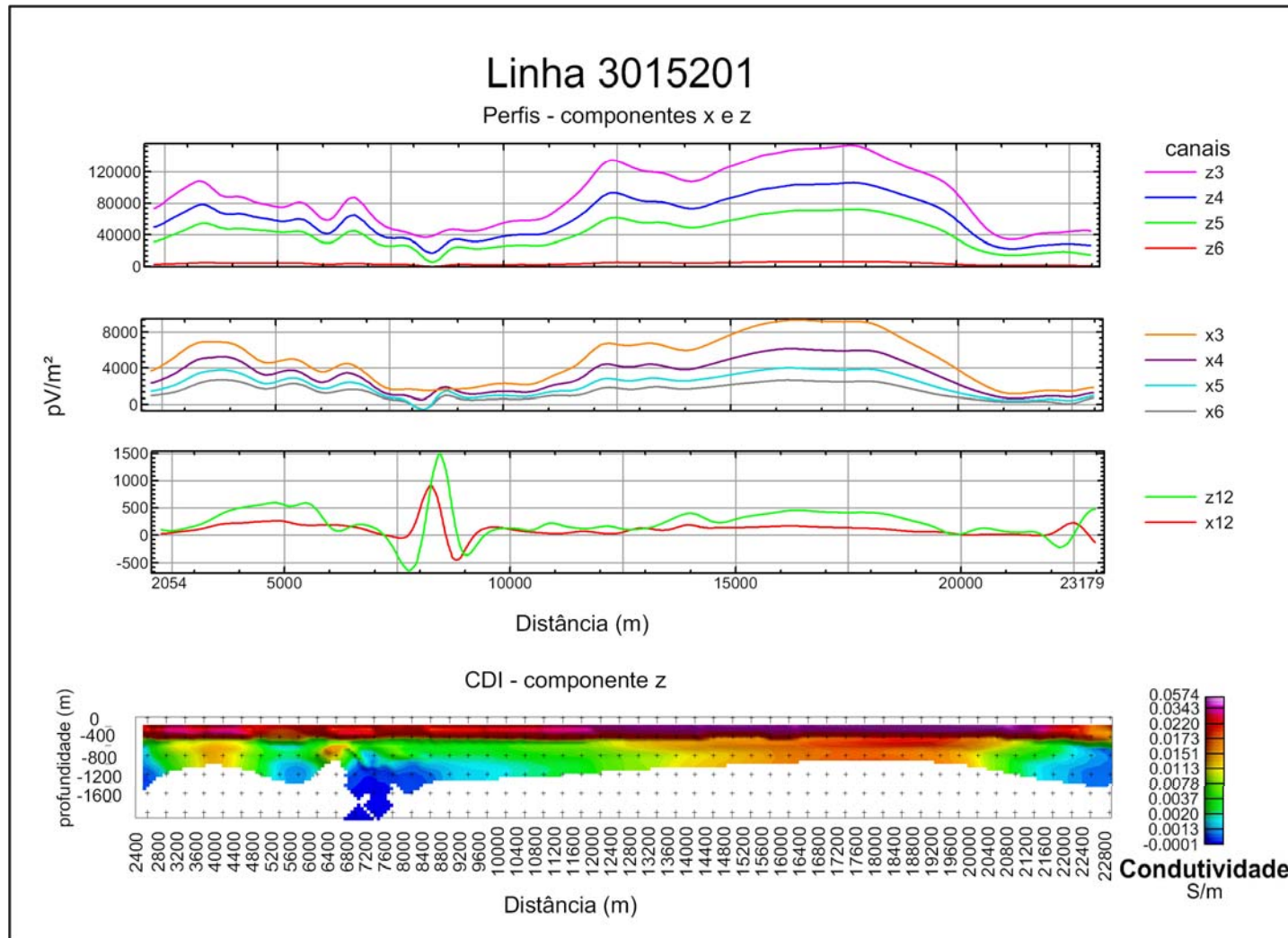


Figura 9.19: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 3015201.

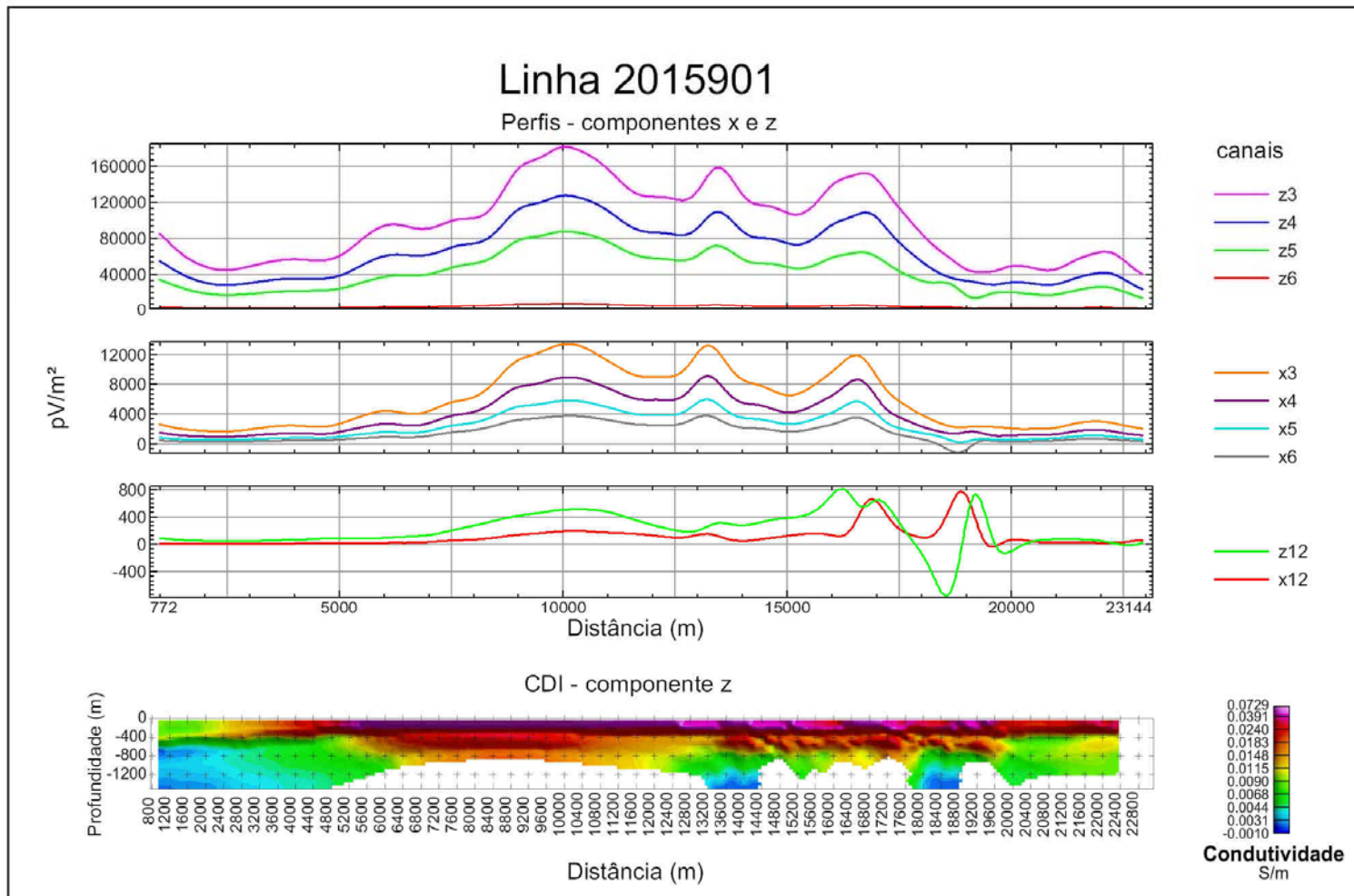


Figura 9.20: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 2015901.

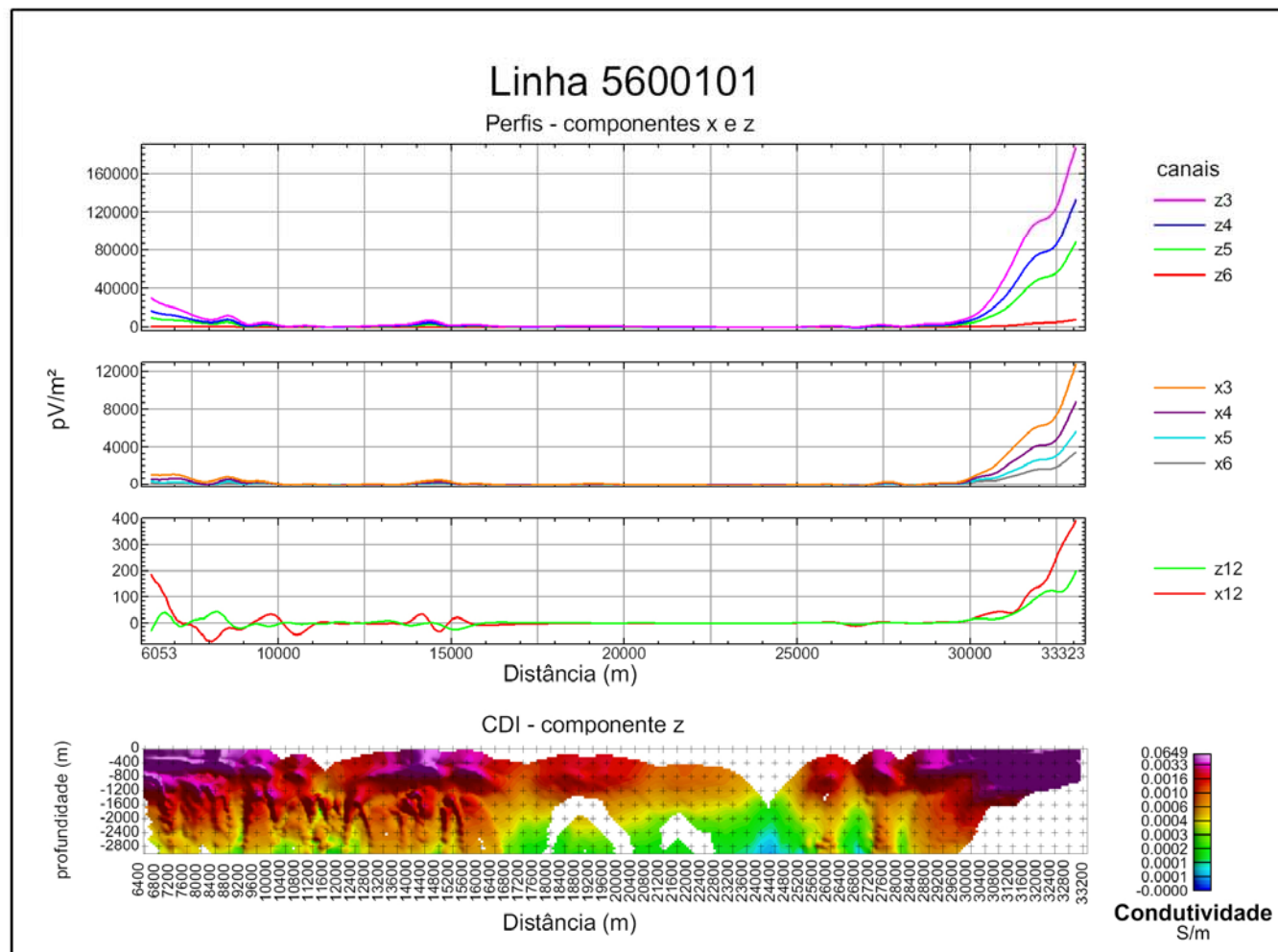


Figura 9.21: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 5600101.

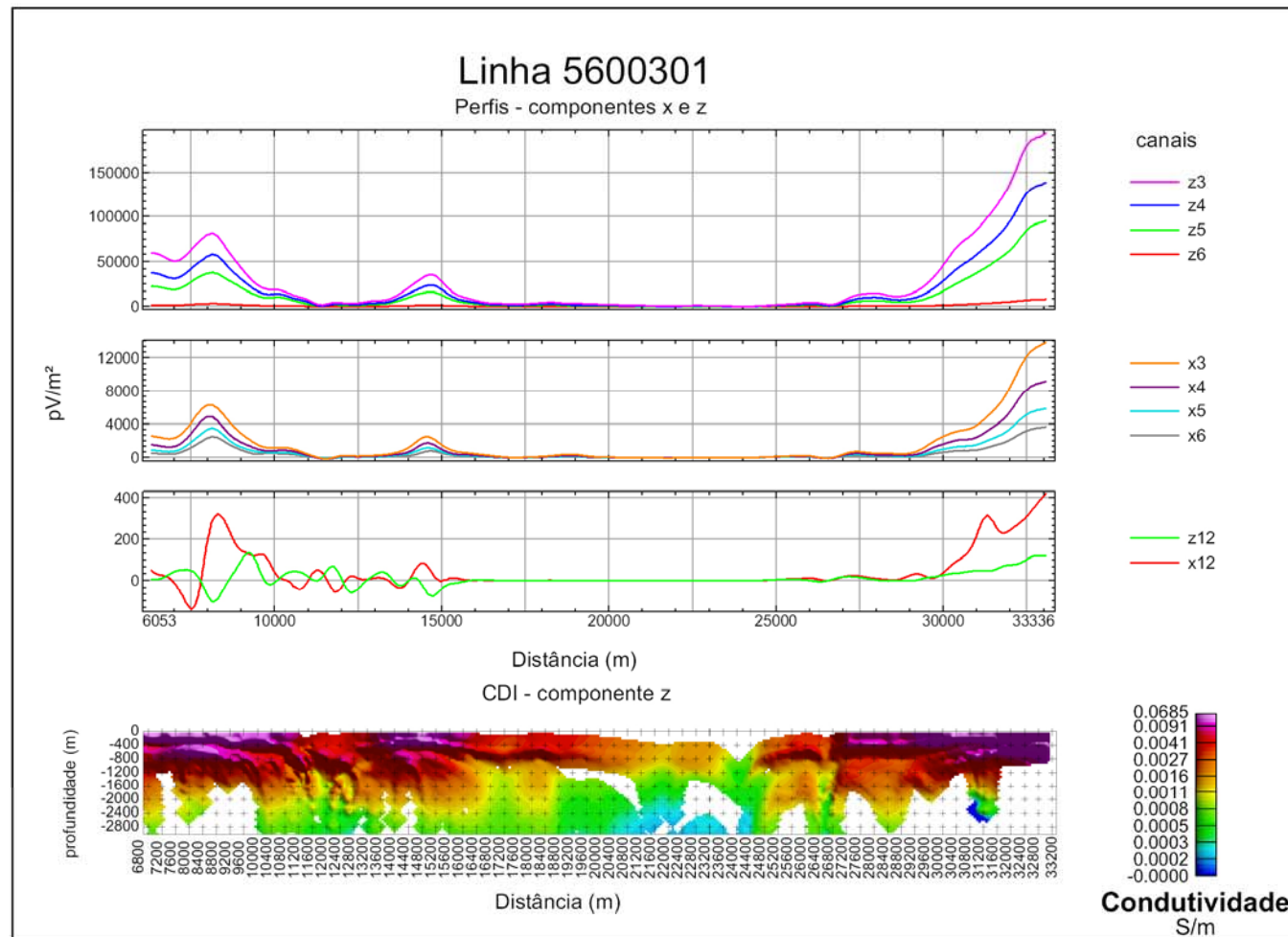


Figura 9.22: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 5600301.

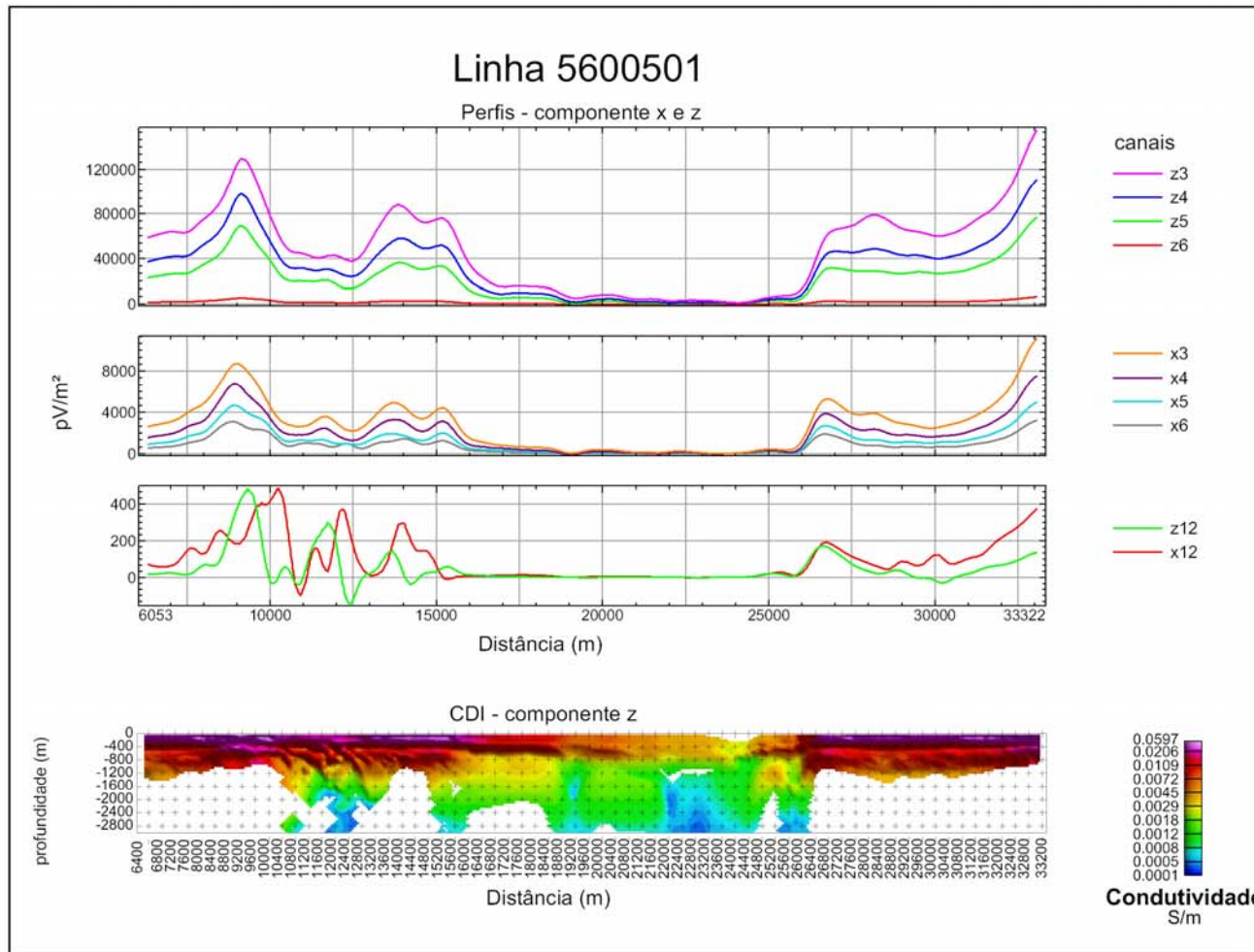


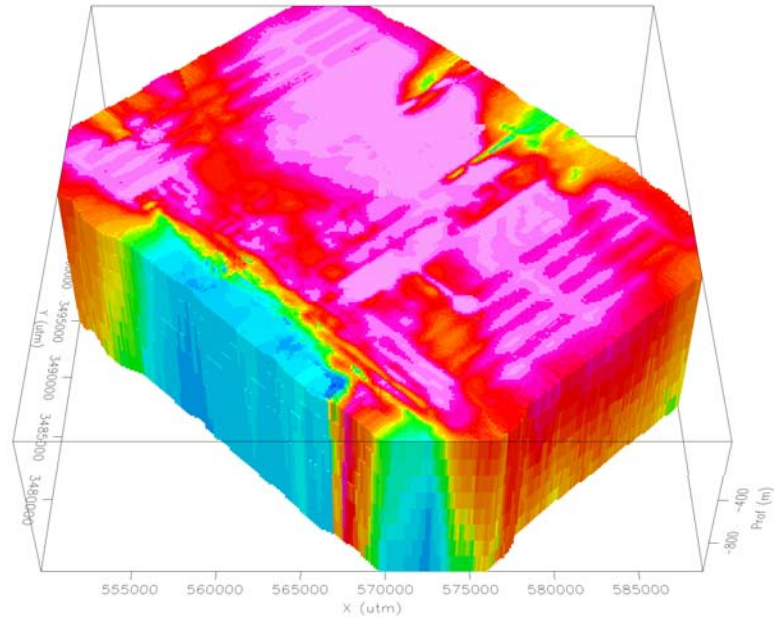
Figura 9.23: CDI (componente z) e perfis (componentes x e z) da linha 5600501

Em síntese, o software adaptado foi testado em dados da base referida, obtendo-se CDIs para cada uma das medições feitas (pontos de amostragem). Os modelos geoeletricos derivados foram colocados ao longo e abaixo de cada ponto de medição, formando uma seção geoeletrica. 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 na área estudada.

Na representação volumétrica (Fig. 9.24a), nota-se que a condutividade ao longo de toda a área situa-se entre 0 a 0,09 S/m, com profundidades de 0 a 1000m . As Figuras 9.24 b e 9.24c 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 recuo da condutividade para NE com o aumento da profundidade. A Figura 9.24d destaca o *voxel* da Figura 9.24c com um plano da imagem AEM do canal 6, pode-se observar concordância, da área condutiva, entre o *voxel* e a imagem.

As áreas que apresentam região mais resistiva são: i) a área de baixa anomalia a NE (Figuras 9.25a, b; CR=corpos resistivos), que tem proximidade com o Riolito (Caldera Tombstone); ii) a região das montanhas Huachuca cuja condutividade chega a 10^{-4} S/m, refletindo as rochas cristalinas da região sudeste (Figuras 9.25a e c; CR).

a)



b)

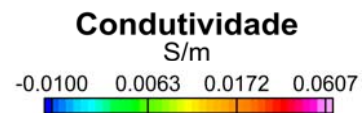
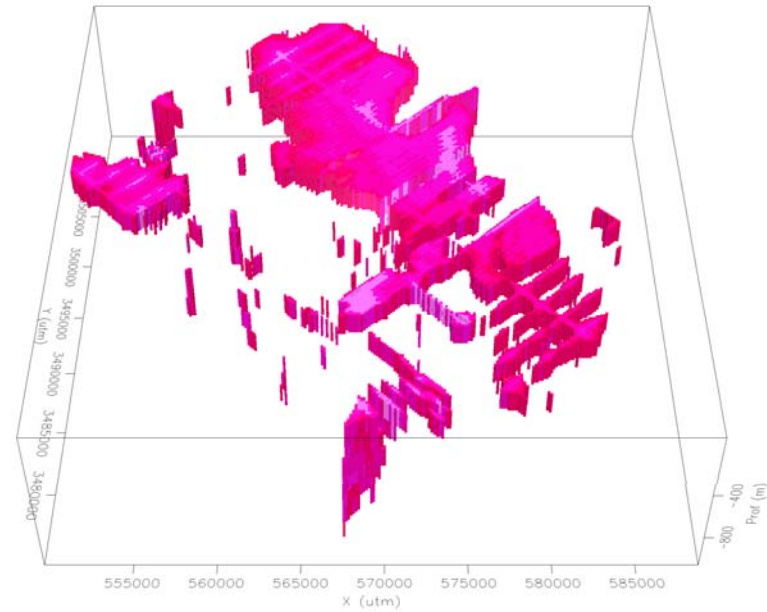
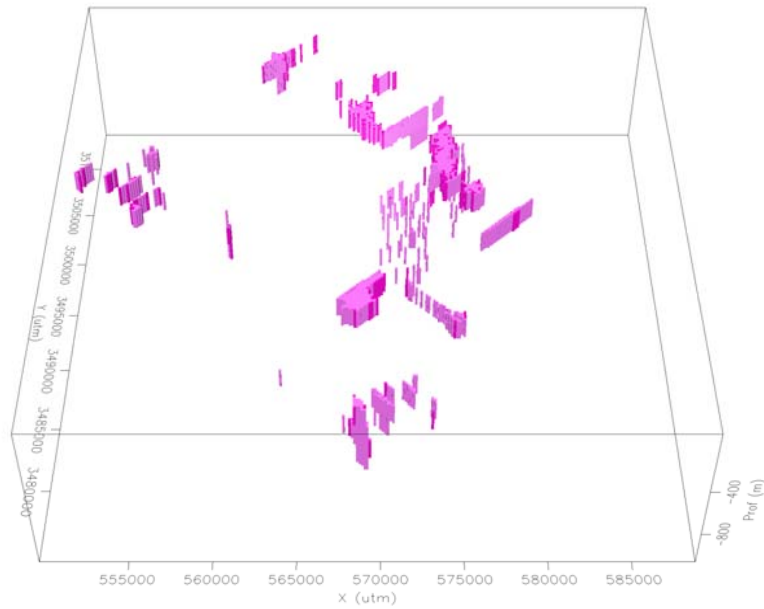


Figura 9.24: Voxel das CDIs destacando a) toda a área interpolada; b) corpo com condutividade maior que 0,04 S/m;

c)



d)

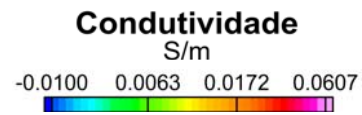
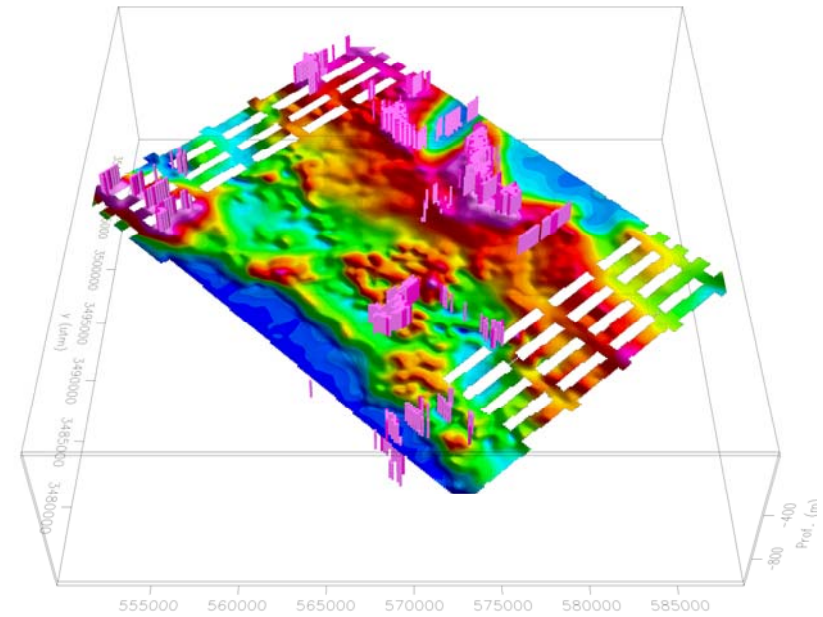
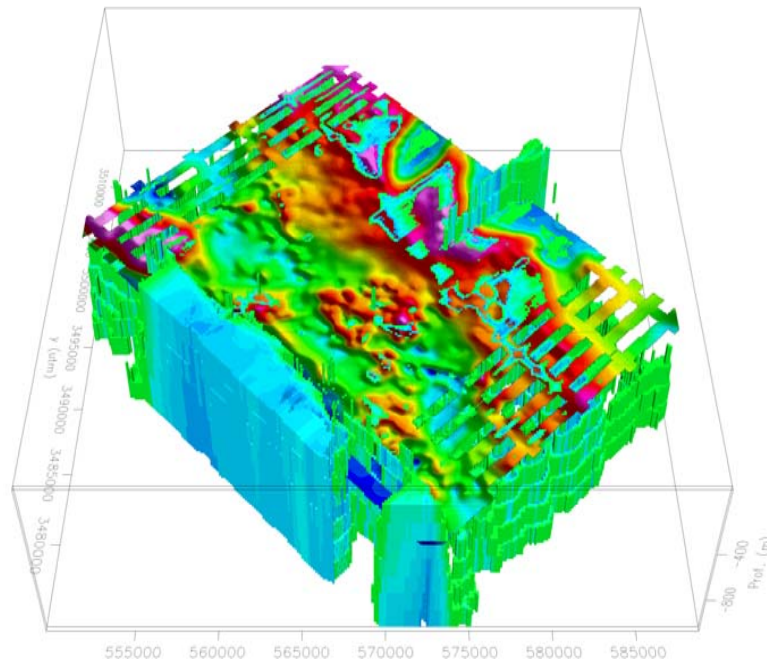


Figura 9.24: Continuação: c) corpo com condutividade maior que 0,05 S/m; d) corpo com condutividade maior que 0,05 S/m e plano com a imagem AEM do canal 6.

a)



b)

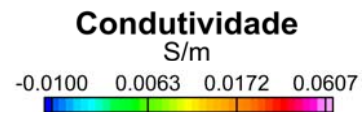
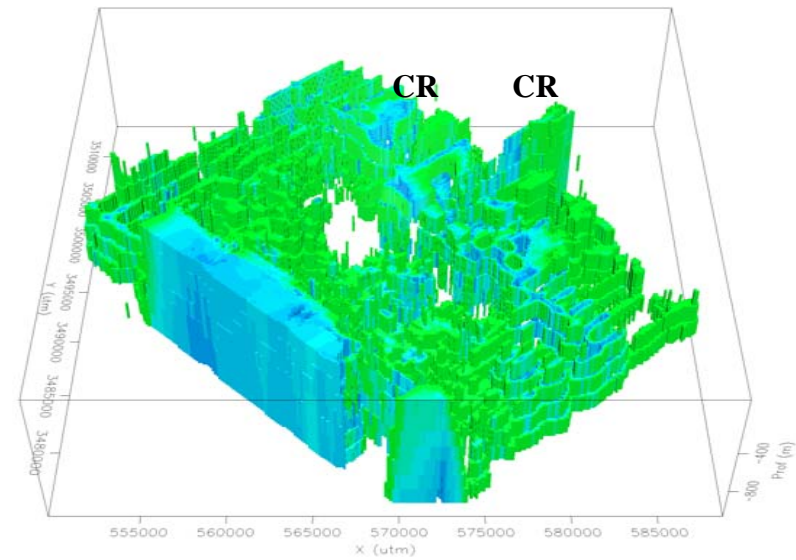


Figura 9.25: Voxel das CDIs destacando a) corpo com condutividade menor que 0,005 S/m, inclinação 45° e plano com a imagem AEM do canal 6. b) corpo com condutividade menor que 0,005 S/m, inclinação 45°;

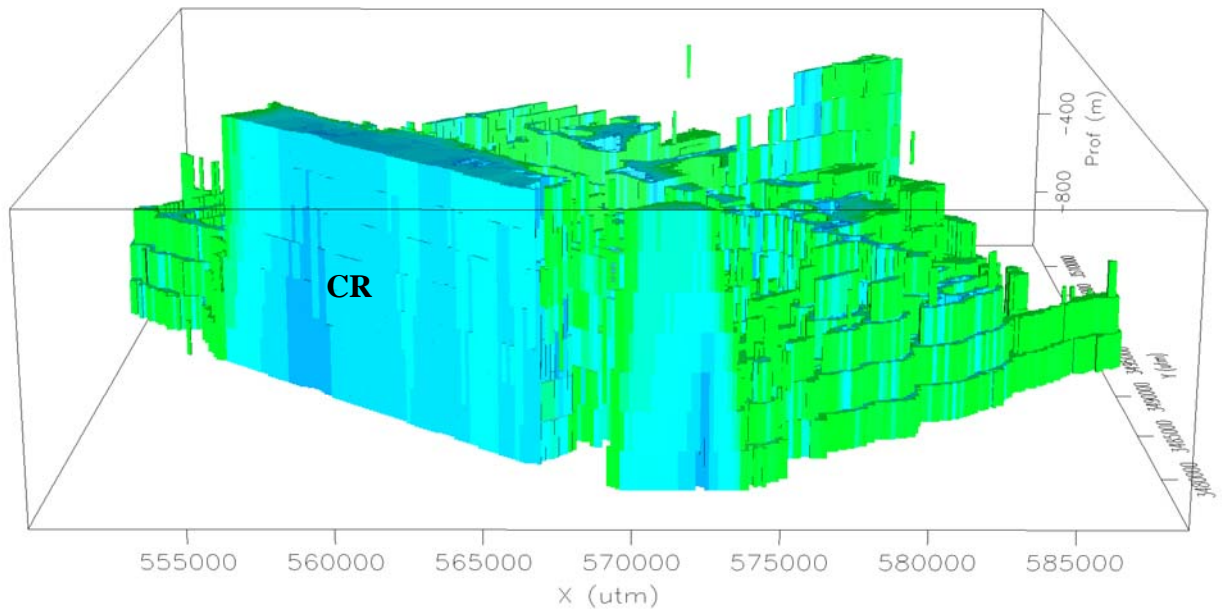


Figura 9.25: Continuação: c) corpo com condutividade menor que 0,005 S/m, inclinação 10°.

Conclusão

Este doutoramento buscou pesquisar técnicas de interpretação de dados de eletromagnetometria aérea com uso de inversão. Neste sentido, optou-se em utilizar dados do sistema ATDEM (domínio do tempo), por sua grande utilização em geofísica aplicada. Seu êxito está em excitar o ambiente com um sinal forte e com uma banda espectral muito mais ampla que o AFDEM.

A natureza do problema aqui considerado é de minimização dos erros entre os modelos sintéticos e o sinal medido, onde os parâmetros relevantes são funções da condutividade e da geometria do sistema de medição. Foi fixada a geometria ou a condutividade e buscou-se o modelo invertido comparando-se com o inicial. Trata-se assim de uma inversão geométrica ou paramétrica, subdeterminada que em geral é mal condicionado tendo que passar por um forte processo de regularização.

A inversão realizada foi do tipo 1D. Ela foi baseada no algoritmo NLSTCI desenvolvido por um grupo de pesquisadores (Anderson, 1992) e sofreu adaptações com esta pesquisa.

Este algoritmo que definiu o escopo do trabalho utiliza-se de ferramentas matemáticas importantes e complexas, mas possui a vantagem na sua generalidade e habilidade em convergir para uma solução, como observado no capítulo VIII. O software que originalmente foi escrito para computadores vax, foi adaptado para PC, sofrendo assim, modificações para que seja agilizado o processo de inversão.

Neste sentido, foi obtido o modelador direto, que serviu como base para o processo de inversão e adicionado o vínculo da igualdade relativa que juntamente com outros vínculos estabilizaram o problema inverso.

Os testes realizados com dados sintéticos mostraram melhores resultados para a inversão geométrica. A inversão paramétrica, no geral, apresentou boa recuperação da primeira camada. Há possibilidade de se obter melhores resultados, para isto basta limitar mais os modelos ou dispor de mais informações geológicas.

Neste sentido, para uma modelagem com dados reais deve-se reunir toda informação de base geológica e geofísica e disponibilizá-las na inversão. Assim antes de se realizar o processo de inversão buscou-se dados geológicos e geofísicos, fez-se uma pré-análise da resposta eletromagnética (Figura 9.8) e as CDIs foram obtidas.

A técnica CDI foi desenvolvida através de um algoritmo que emprega o formalismo 2D (Christensen, 1997), ela é bastante rápida, já que utiliza a modelagem direta estimando a condutividade aparente em função da profundidade. Esta informação foi utilizada como subsídio para o modelo inicial da inversão dos dados reais. O software utilizado foi o RAMPRES, nele foi implementada a profundidade.

As duas técnicas cujos programas foram adaptados (inversão e a CDI) foram aplicadas aos dados reais (Bacia San Pedro). A área escolhida, para a modelagem, deve-se ao fato de, nela ter sido realizado um levantamento de informação aeroeletromagnética no domínio do tempo, os quais foram os únicos dados que nos foram disponibilizados. É uma área com pesquisa geológica e geofísica já realizadas, facilitando o teste da interpretação AEM que fora realizado.

A relevância deste estudo está em apresentar um procedimento de interpretação de dados AEM, desde uma análise que pode ser obtida durante a aquisição de dados (CDIs) até a inversão. Sendo esta última, um processo moroso, mas que permitiu obter um volume condutivo.

A análise e interpretação de dados eletromagnetométricos tem início com a representação da resposta eletromagnética dos diversos canais. Uma visualização, onde as imagens de cada canal são superpostas mostra o comportamento em profundidade da resposta EM (Figura 9.8).

Para a obtenção da condutividade e sua variação com a profundidade pode utilizar um método de inversão bastante simples e rápido e assim obtém-se a CDI. Outra técnica mostrada e testada nesta tese foi a inversão através do algoritmo computacional NLSTCI.

Resumidamente a Tabela 1 mostra um panorama comparativo de cada um dos métodos de inversão utilizados.

Tabela 1: *CDI versus inversão (NLSTCI).*

Tópicos	CDI	Inversão NLSTCI
Modelos	Camadas subverticais, verticais e horizontais	Camadas horizontalizadas
Análise quantitativa	Semi-quantitativa	quantitativa
Processo de inversão	rápido	moroso
Informação a priori	Não existe	Existe

Assim pode-se concluir que a inversão pela qual se obtém a CDI tem a vantagem de ser rápida, dando um panorama geral e semi-quantitativo da área em estudo, mas pode gerar resultados indesejáveis. A inversão realizada através do NLSTCI apesar de ser um processo lento, permite uma análise quantitativa e confiável.

Finalmente a aplicação das metodologias se deu numa área de Bacias e montanhas onde havia um prévio conhecimento geológico e geofísico.

Os modelos interpretativos concordaram em termos qualitativos como explicitado no item 9.9. A modelagem pela inversão, apesar de ter sido obtido por valores médios, mostrou-se de acordo com a geologia e a geofísica existentes e quantificou em termos das condutividades e profundidades da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, W. L.. 1975. Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals. *NTIS Report PB-242-800*.
- 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, **44**: 1287-1305.
- 1981. Calculation of transient soundings for a central induction loop system (Program TCILoop). USGS Open-File Rept. 81-1309, 82p.
- 1982a. Adaptive nonlinear least-squares solution for constrained or unconstrained minimization problems (Subprogram NLSOL). USGS Open-File Rept. 82-68, 66p.
- 1982b. Nonlinear least-squares inversion of transient soundings for a central induction loop system (Program NLSTCI). USGS Open-File Rept. 82-1129, 30p.
- 1984. Computation of Green's tensor integrals for three-dimensional electromagnetic problems using fast Hankel transforms. *Geophysics*, **49**: 1754-1759.
- 1993. Interpretation of transient electromagnetic data for a central-induction loop over layered earth models. USGS Open-File rept. 93-234-A, 33p.
- ANDERSON, H.F.; DUNCAN, A.C. & LYNCH, S.M. 1993. Geological mapping capabilities of the QUESTEM airborne electromagnetic system for mineral exploration – Mtisa Inlier, Queensland. *Expl. Geophys*, **24**: 333-340
- ANNAN, A. P. 1986. Development of the Prospect I airborne electromagnetic system. In: PALACKY, G.J. ed. *Airborne resistivity mapping. Geol. Survey Can Paper* 86-22, 63-70.
- ANNAN, R. S. & ANNAN, A.P. 1997. Advances in airborne time-domain EM technology. *Electrical and Electromagnetic methods*, paper 64, 498-504.
- ANNAN, A. P.; SMITH, R. S.; LEMIEUX, J.; O'CONNELL, M. D. & PEDERSEN, R. N. 1996. Resistive-limit time-domain AEM apparent conductivity. *Geophysics*, **61**: 93-99.

- BAKUS, G. E. E GILBERT, F., 1967, Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 13, 247-276 in Silva, J. B. C., Medeiros, W. E. e Barbosa, V.C.F, 2001, Potencial-field inversio: Choosing the appropriate technique to solve a geologic problem. *Geophysics*, vol66, 2:511-520.
- 1968, The resolving power of gross earth data: *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, 16, 169-205 in Silva, J. B. C., Medeiros, W. E. e Barbosa, V.C.F, 2001, Potencial-field inversio: Choosing the appropriate technique to solve a geologic problem. *Geophysics*, vol66, 2:511-520..
- BARONGO, J. O. 1998. Selection of an appropriate model for the interpretation of time domain airborne electromagnetic data for geological mapping. In: *Exploration Geophysics. The Bulletin of the Australian Society of ExplorationGeophysicists*, **29**: 107, 110.
- BEST, M. E. & BREMER, T. G. T. 1986. The Sweepem airborne electromagnetic system, in Palacky, G. J., Ed., *Airborne resistivity mapping: Geol. Survey Can. Paper*, **86-22**: 71-77.
- BJÖRK, A. 1996. *Numerical Methods for Least Squares Problems*. Linköping, Sweden. SIAM. 408p.
- BULTMAN, M. W. & GETTINGS, M. E. 2000. An interpretation of digital conductivity depth transform data from the 1997 airborne Electromagnetic (AEM) survey, Fort Huachuca vicinity, Cochise County, Arizona.U.S. *Geological Survey Open-File Report of99-7-b, online supplement*, 1-38.
- CHRISTENSEN, N. B. .1997. Two-dimensional imaging of transient eletromagnetic soundings. *Proceedings of SAGEEP*, Reno, March, 397 – 406.
- COLLET,L.S. 1986. Development of the airborne eletromagnetic technique. In: PALACKY,G.J. ed. *Airborne resistivity mapping. Geol. Survey Can Paper* 86-22, 9-18.

-
- CONSTABLE, S.C.; PARKER, R.L. & CONSTABLE, C.G. 1987. Occam's inversion – a practical algorithm for generation smooth models from eletromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**: 289-300.
- DENNIS, J.E., GAY, D.M., and WELSH, R.E., 1979. An adaptative least-squares algorithm: Univ. of Wisconsin MRC Tech. Sum. Rept. 2010. 1-14.
- DESZCZ, M. P., FILTERMAN, D. & LABSON, V. 1998. Reduction of inversion errors in helicopter EM data using auxiliary information. In: Exploration Geophysics. *The Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, **29**: 142, 146.
- EATON, P.A.. 1998. Application of an improved technique for interpreting transient electromagnetic data. *Exploration Geophysics*. **29**: 175-183
- EATON, P. A. & HOHMANN, G. W. 1989. A rapid inversion technique for transi8ent electromagnetic soundings. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, **53**: 384-404.
- ELLIOT, P. 1998. The principles and pratice of FLAIRTEM. In: Exploration Geophysics. *The Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, **29**: 58, 60.
- FARQUHARSON, C. G., OLDENBURG, D. W. & LI, Y.1999. An approximate inversion algorithm for time-domain electromagnetic surveys. *Journal of applied Geophysics*, **42**: 71-80.
- FILTERMAN, D. V., 1990, Ed., Developments and applications of modern airborne eletromagnetic surveys: *U. S. Geol. Surv. Bull.* 125, 216.
- FOUNTAIN, D. 1998. Airborne eletromagnetic systems – 50 years of development. *Exploration Geophysics*, **29**: 1-11.

-
- FRASER, D. C. 1972. A new multicoil aerial electromagnetic prospecting system. *Geophysics*, **37**(3): 518- 537.
- 1978. Resistivity Mapping with an airborne multicoil eletromagnetic system, *Geophysics*, **43**(1), 144-172.
- 1979. The multicoil II airborne eletromagnetic system. *Geophysics*, **44**(8): 1367-1394.
- FULLAGAR, P. K. 1989. Generation of conductivity-deph pseudosections from coincident loop and in-loop TEM data. *Expl. Geophys.*, **20**: 43-53
- FULLAGAR, P. K. & OLDENBURG, D. W. 1984. Inversion of horizontal electromagnetic frequency soundings. *Geophysics*, **49**: 150-164.
- FRISCHKNECHT, F. C. & RAAB, P. V. 1984. Time domain electromagnetic soundings at the Nevada test site. *Geophysics*. **49**: 981-992.
- GEOTERREX – DIGHEM. 1999. Airborne & Ground Geophysics. http://www.cgg.com/acquisition/geoterrex/xacana/airborne/t_system.html. (acessado em 20 out. 2000).
- GETTINGS, M. E. 2000. An interpretation of the aeromagnetic data from the 1997 airborne EletrMagnetic (AEM) survey, Fort Huachuca vicinity, Cochise County, Arizona. *U.S. Geological Survey Open-File Report of 99-7-b, online supplement*, 1-4.
- GETTINGS, P. E. & GETTINGS, M. E. 1996. Modelling of a magnetic and gravity anomaly profile from the Dragoon Mountains to Sierra Vista, southeastern Arizona. *U. S. Geological Survey Open-File Report 96-288*, 15p.
- GETTINGS, M.E. & HOUSER, B. B. 1995. Preliminary results of modeling the gravity anomaly field in the upper San Pedro basin, southeast Arizona. *U. S. Geological Survey Open-File Report 95-76*, 9p.

-
- GÓMEZ-TREVIÑO, E. & EDWARDS, R. N.. 1983. Electromagnetic sounding in the sedimentary basin of southern Ontario – A case history. *Geophysics*, **48**: 311-330.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F. 1965. Interpretation theory in applied geophysics. New York, Mc Graw Hill Co.
- HOHMANN, G. W. & RAICHE, A. P. 1988. Inversion of controlled-source electromagnetic data. In: NABIGHIAN, M. N. ed. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, v.1, Theory, Investigations in geophysics, SEG, 469-503.
- HOLLADAY, S. & LO, B. 1997. Airborne Frequency-domain EM – review and preview, *Electrical and Electromagnetic methods*, paper **65**: 505-514.
- HOOVER, D. B. & PIERCE, H. A. 1986. Airborne EM mapping of geothermal system in a Basin of Range and Cascade Provinces, in Palacky, G. J., Ed., *Airborne resistivity mapping: Geo. Survey Can. Paper*, **86-22**: 139-144.
- HOVERSTEN, G. M. & MORRISON, H. F. 1982. Transient fields of a current loop source above a layered earth. *Geophysics*, **47**: 1068-1077.
- KOEFOED, O., GHOSH, D. P. & POLMAN, G. J. 1972. Computation of type curves for electromagnetic depth sounding with a horizontal transmitting coil by means of a digital linear filter. *Geophysical Prospecting*. **20**: 406-420
- LINES, L.R. & TREITEL, S. 1984. Tutorial: a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, **32**: 159-186.
- LIU, G. & ASTEN, M. 1992. A comparison of airborne and ground transient EM system in their resolving power against geological noise. *Expl. Geophys.*, **23**: 197-200.
- 1993. Conductance-Depth imaging of airborne Tem data. *Expl. Geophysics*, **24**: 655-662.

-
- 1993. Fast approximate solutions of transient EM response to a target buried beneath a conductive overburden. *Geophysics*, **58**: 810-817.
- LIU, E. H. & LAMONTAGNE, Y. 1998. Geophysical application of a new surface integral equation method for EM modeling. *Geophysics*, **63**(2): 411-423.
- MACNAE, J. C. 1979, Kimberlites and exploration geophysics. *Geophysics*, **44**: 1395-1416.
- 1984. Survey design for multicomponent electromagnetic system, *Geophysics*, **49**(3): 265-273.
- MACNAE, J. C. & LAMONTAGNE, Y. 1987. Imaging quasi-layered conductive structures by simple processing of transient electromagnetic data. *Geophysics*, **52**: 545-554.
- MACNAE, J.C.; SMITH, R.S.; POLZER, B.D.; LAMONTAGNE, Y. & KLINKERT, P.S. 1991. Conductivity-depth imaging of airborne electromagnetic step response data. *Geophysics*, **56**: 102-114.
- MENKE, W. 1984. Geophysical data analysis discrete inverse theory, Academic Press, Inc. Orlando, Flórida, 249p.
- MOGI, T., TANAKA, Y., KUSUNOKI, K., MORIKAWA, T. & JOMORI, N. 1998. Development of grounded electrical source airborne transient EM (GREATEM). In: Exploration Geophysics. *The Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, **29**: 61-64.
- MORAES, R.A.V., 1997, *Constrained inversion of gravity fields for complex three-dimensional structures*. Colorado School of Mines. Tese de doutoramento. 219p.
- NABIGHIAN, M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated interpretation. *Geophysics*, **37**: 507-512.

-
- NABIGHIAN, M.N. 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space – An approximate representation. *Geophysics*, **44**, 1700-1705.
- NABIGHIAN, M.N. & MACNAE C. J. 1987a., Eletromagnetic Theory for geophysical applications. In NABIGHIAN, M.N. Ed, Eletromagnetic methods in applied geophysics, v. 1, Theory, Investigations in geophysics, *SEG*, 203-252.
- 1987b. Time domain eletromagnetic prospecting methods. In NABIGHIAN, M.N. Ed, Eletromagnetic methods in applied geophysics, v. 1, Theory, Investigations in geophysics, *SEG*, 427-520.
- NEKUT, A. G. 1987. Direct inversin of time-domain eletromagnetic data. *Geophysics*, **52**: 1432-1435.
- NEWMAN, G. A.; HOHMANN,G. W. & ANDERSON, W. L. 1986. Transient electromagnetic response of a three-dimensional body in a layered earth. *Geophysics*, **51**: 1608-1627.
- NEWMAN, G. A., ANDERSON, W. L. & HOLMANN, G. W. 1987. *Interpretation of transient electromagnetic soundings over three-dimensional structures for the central-loop configuration*. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **89**: 889-914
- OLDENBURG, D. W.; LI, Y. & FARQUHARSON, C. G. 1997. Geophysical Inversion: fundamentals and applications in mineral exploration problems. *Eletrical and Eletromagnetic methods*, paper 70. 1419-1431
- OLSEN, K. B. & HOLMANN, G.W. 1992. Adaptative noise cancellation for time-domain EM data. *Geophysics*, **57**: 466-469.
- PALACKY, G. J. 1975. Interpretation of INPUT AEM measurements is areas of conductive overburden. *Geophysics*, **40** (3): 490-501.
- 1976. Use of decay patterns for the classification of anomalies in time-domain AEM measurements. *Geophysics*, **41** (5): 1031-1041.

-
- 1978. Selection of a suitable model for quantitative interpretation of twed-bird AEM measurements. *Gephysics*, **43**(3): 576 – 587.
- 1981. The airborne electromagnetic method as tool of geological mapping. *Geophys. Prosp.*, **29**, 60-88.
- PALACKY, G. J. & WEST, G. F. 1974. Computer processing of airborne eletromagnetic data. *Geophys. Prosp.*, **22**: 490-509.
- _1991. Airborne Eletromagnetic Methods. In: NABIGHIAN, M. N. ed. *Eletromagnetic methods in applied geophysics – applications Part A and B*. SEG-Soc. of Expl. Geophys., Inv in *Gepohys.* 3: 811-879.
- PARK, S. K. & MILLER, K. W. in "Random Number Generators: Good Ones Are Hard to Find," ACM, New York. October 1988, Vol. 31, No. 10. 1192-1201
- POIKANEN, A., SULKANEN, K., OKSAMA, M. & SUPPALA, I. 1998. Novel dual frequency fixed-wing airborne EM system of Geological Survey of Finland (GTK).In: Exploration Geophysics. *The Bulletin of the Australian Society of ExplorationGeophysicists*, **29**: 46, 51.
- PRESS, W. H., TEUKOLSKY, S.A., VETTERLING, W. T. & FLANNERY, B. P. 1992. Numerical Recipes the art of scientific computing. Cambridge University Press. New York.
- RAAB, P. V. & FRISCHKNECHT, F. C. 1983. Desktop computer processing of coincident and central loop time-domain electromagnetic data . *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 83-240.
- RAICHE, A. P.. 1994. Modelling and inversion – Progress, problems and challenges. *Surveys in Geophysics*, **15**: 159-207.
- RYU, J., MORRISON, H. F. & WARD, S. H. 1970. Eletromagnetics fields about a loop source of current. *Geophysics*, **35**: 862-896.

- SENGPIEL, K. P. 1983. Resistivity/depth mapping with airborne electromagnetic survey data. *Geophysics*, **48**(2): 181-196.
- 1986. Groundwater prospecting by multifrequency airborne electromagnetic techniques. In: PALACKY, G. J. ed. *Airborne resistivity mapping*: Geol. Surv. Can. Paper 86-22: 131-138
- SENGPIEL K. P. & FLUCHE, B. 1992. Application of airborne electromagnetics to groundwater exploration in Pakistan. - Z. dt. geol. Ges., **143**: 254-261, Hannover.
- SILVA J. B. C., MEDEIROS W. E., BARBOSA, C. F. 2001. Pitfalls in Nonlinear Inversion. *Pure and Applied Geophysics*, **158**: 945-964.
- SILVA J. B. C. 2002. Curso: Aplicações da teoria da inversão à interpretação geofísica. Universidade de São Paulo (USP) – Instituto Astronômico e Geofísico (IAG). Notações de aula.
- SMITH, R. 1998. On the effect of varying the pulse width to detect high conductance bodies. *Exploration Geophysics*, **29**: 42-45.
- SMITH, R.S., & ANNAN, A P. 1997. Advantages in Airborne Time- Domain EM Technology. Proceedings of Exploration 97. In: FOURTH DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION. p. 494 – 504.
- 1998. The use of B field measurements in an airborne time-domain system: PartI. A comparasion of B-field with dB/dt measuraments: In: Exploration Geophysics. *The Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, **29**: 24-29.
- SMITH, R. S. & KLEIN, J. 1996. A speccial circumstance of airborne induced polarization methods. *Geophysics*, 61: 66 – 73.
- SMITH, R. S. & ROWE, J. D. 1997. A new regional exploration method for detecting hydrocarbon alteration plumes: the ALTREX TM method. *Expl. Geophys.*, **28**: 286-291.

-
- SPIES, .B. R. & FRISCHKNECHT, F. C. 1991. Electromagnetic Sounding. In: NABIGHIAN, M. N. ed. *Eletromagnetic methods in applied geophysics – applications Part A and B*. Soc. Expl. Geophys., S.Inv in *Gepohys.* 3: 285-425.
- SPIES, B. R., & MACNAE, J.C. 1997. Electromagnetic Trends- Spacial, Temporal and Economic. *Proceedings of Exploration 97*. In: *FOURTH DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION*, p. 489 – 496.
- STRATON, J. A. 1941. *Electromagnetic Theory*. McGraw Hill Book Co.
- TELFORD, W.M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. & KEYS, D. A. 1976. *Applied Gephysics*. Cambridge University Press.860p.
- TIKONOV. A. N. & ARSENIN, V. Y. 1977. *METHODS FOR SOLVING ILL-POSED PROBLEMS*. JOHN WILEY AND SONS, INC., 1977.
- TREVIÑO, E. G. 1987. A simple sensitivity analysis of time domain and frequency-domain eletromagnetic measurements. *Geophysics*, **52**(10): 1418-1423.
- VISUAL FORTRAN PROFESSIONAL, EDITION 5.0.A. Microsoft Developer Studio. 1997.
- WAIT, J. R. 1951. A conducting sphere in a time varying magnetic field. *Geophysics*, **16**, 666-672.
- 1967. Fields about an oscillating magnetic dipole over a two layer earth, and application to ground and airborne eletromagnetic surveys. *Quarterly of the Colorado School of Mines*, **62**, 1: 1-25.
- WAIT, J. R. & HILL, D. A. 1973. Excitation of a homogeneous conductive cylinder of finite length by a prescribed axial current distribution. *Radio Science*, **8**(12), 1169-1176.

-
- WARD, S. H. & HOHMANN, G. W. 1988. Eletromagnetic theory for geophysical applications. In: NABIGHIAN, M. N. ed. *Eletromagnetic methods in applied geophysics*, v.1, Theory, Investigations in geophysics, SEG, 203-252.
- WEST, G. F, MACNAE, J.C. & LAMONTAGNE, Y. 1984. A time domain EM system measuring the step response of the ground. . *Geophysics*, **49**, 1010-1026.
- WILEY & SONA, 1999. <http://www3.interscience.wiley.com/cgi-bin/abstract>.(acessado em 1 out. 2002).
- WEST, G. F. 1997. Progress in Electrical and Electromagnetic Exploration Techniques. Proceedings of Exploration 97. In: FOURTH DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 483 – 488.
- WYNN, J. 2000. A description, comparison to other data, and interpretation of the electromagnetic data from the 1997 Airborne Eletromagnetic (AEM)survey, Fort Huachuca vicinity, Cochise County, Arizona,U.S. *Geological Survey Open-File Report of99-7-b*, online supplement, 1-15.
- WYNN, J. & GETTINGS, M.1999. An interpretation of the 1997 airborne electromagnetic (EM) suvey over the upper San Pedro River Drainager near Fort Huachuca, southeastern Arizona. USGS *Eastern Mineral Resources. Mapping an aquifer in 3-D: the 1997 upper San Pedro river airborne survey* . minerals.usgs.gov/east/wynn/7spedro.html.
- WOLFGRAM, P. & KARLIK, G. 1995. Conductivity-depth transform of GEOTEM data. *Expl. Geophysics*, **26**, 179-185.

- APÊNDICE A -

Método da secante

Assume-se que a função $F(x)$ definida pela equação 9.2, no caso considerado, seja aproximadamente linear na região de interesse. A raiz seguinte (raiz 1) é obtida através da intersecção do eixo x com a função linear (reta definida pelos pontos 1 e 2). Em seguida é obtido um ponto sobre a curva (ponto 3, Figura 1A) através do qual será traçada nova reta que cruzará o eixo x (reta definida pelos pontos 2 e 3), obtendo-se nova raiz e assim sucessivamente até convergir para a solução (Press et al, 1992).

Este método da secante converge rapidamente para uma função suficientemente contínua.

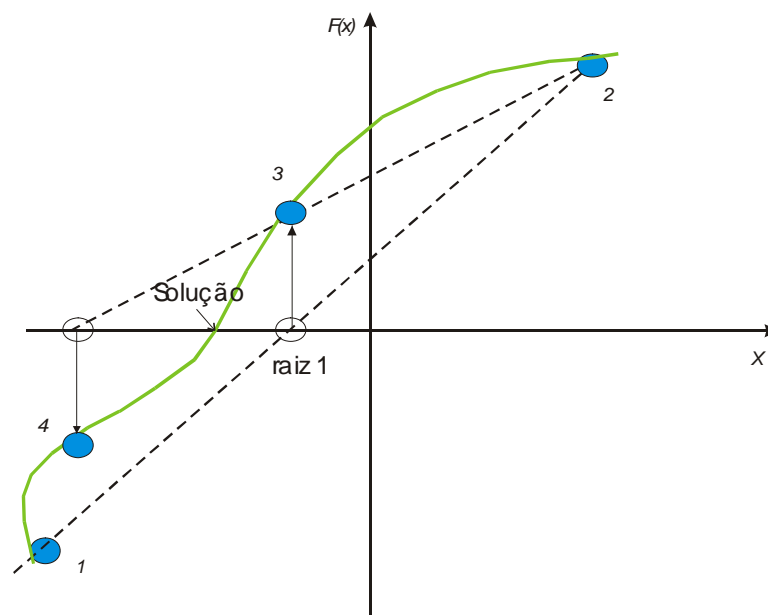


Figura 1A: Método da secante. As linhas pontilhadas são obtidas através de dois pontos (valores) mais recentes. Os pontos são numerados em sua ordem de utilização.