

LUCIANA ANTUNES RIOS

**TOMOGRAFIA ELÉTRICA E SUA
UTILIZAÇÃO NO ESTUDO DE
DESLIZAMENTOS**

Niterói - RJ

2019

LUCIANA ANTUNES RIOS

TOMOGRAFIA ELÉTRICA E SUA UTILIZAÇÃO NO ESTUDO DE DESLIZAMENTOS

Trabalho apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como parte da disciplina Projeto Final II e requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia e Geofísica

Orientador: Prof. Me. Paulo Buarque de Macedo Guimarães

Niterói - RJ

2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

R586t Rios, Luciana Antunes
Tomografia elétrica e sua utilização no estudo de
deslizamentos / Luciana Antunes Rios ; Paulo Buarque de Macedo
Guimarães, orientador. Niterói, 2019.
49 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)-
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Niterói, 2019.

1. Geofísica aplicada. 2. Produção intelectual.I.
Guimarães, Paulo Buarque de Macedo, orientador. II.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
III. Título.

CDD -

LUCIANA ANTUNES RIOS

TOMOGRAFIA ELÉTRICA E SUA UTILIZAÇÃO NO ESTUDO DE DESLIZAMENTOS

Trabalho apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como parte da disciplina Projeto Final II e requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Trabalho aprovado. Niterói - RJ, 28 de março de 2019:

**Prof. Me. Paulo Buarque de Macedo
Guimarães**
Orientador

Professor
Prof. Dr. André Luiz Ferrari

Professor
Prof. Dr. Gilmar Vital Bueno

Niterói - RJ
2019

*Este trabalho é dedicado às crianças adultas que,
quando pequenas, sonharam em se tornar cientistas.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Prof. Paulo Buarque Guimarães por toda a paciência e compreensão durante o período de orientação.

Agradeço também aos professores do curso de Geofísica, em especial aos Professores André Luiz Ferrari e Gilmar Vital Bueno, por participarem da minha banca, e também aos Professores Marco Antonio Cetale, Luiz Alberto Santos, Wagner Moreira Lupinacci, Cleverson Guizan Silva, José Antonio Neto, Arthur Ayres Neto e Adalberto da Silva pela compreensão durante os anos de graduação.

Aos colegas de graduação, meus agradecimentos pela boa convivência. Agradeço especialmente aos amigos que fiz, apesar da diferença de idade: Bruna Carbonesi, Mariana Lopes, Edmarley Ramos e Patrícia Keitlin. Sem vocês teria sido muito mais difícil.

Agradeço aos meus pais e minha família, e também aos amigos de tantos anos, por me apoiarem nessa "loucura" de fazer uma segunda graduação já com uma vida profissional estabelecida.

Aos funcionários do Instituto de Geociências e do Departamento de Geofísica, em especial a Ana Paula, meus agradecimentos pelo suporte durante os 5 anos de curso.

RESUMO

O objetivo do presente trabalho é investigar o potencial da tomografia de resistividade elétrica (ERT) como ferramenta de monitoramento e previsão de deslizamentos de terra. Primeiramente, foram discutidas a base teórica do método e a relação entre a resistividade dos materiais constituintes das rochas e a água, o principal fator disparador dos deslizamentos. Em seguida, foram construídos modelos sintéticos de resistividade representando diferentes cenários tipicamente associados aos deslizamentos. Após a modelagem, foram aplicadas rotinas computacionais de modelagem direta e inversão. A primeira etapa (modelagem direta) consistiu em simular uma aquisição utilizando o arranjo de eletrodos dipolo-dipolo, o que gerou um conjunto de dados sintéticos. A segunda etapa (inversão) consistiu em tentar reconstruir a distribuição real de resistividades. Como resultado final do processo, foram geradas imagens elétricas da subsuperfície, as quais foram avaliadas com o objetivo de verificar a eficiência da técnica. Esta, por sua vez, reside basicamente na capacidade do método de reproduzir a geometria do corpo do deslizamento e identificar os contrastes de resistividade, definindo assim a superfície de escorregamento.

Palavras-chave: Geofísica aplicada. Tomografia de resistividade elétrica. Modelagem de resistividade. Deslizamentos.

ABSTRACT

The objective of the present work is to investigate the potential of electrical resistivity tomography (ERT) as a tool for monitoring and forecasting landslides. Firstly, the theoretical basis of the method and the relationship between the resistivity of the constituent materials of the rocks and water, the main triggering factor of the slides, were discussed. Then, synthetic resistivity models representing different scenarios typically associated with landslides were constructed. After modeling, computational routines of forward modeling and inversion were applied. The first step (forward modeling) consisted of simulating an acquisition using the dipole-dipole array of electrodes, which generated a set of synthetic data. The second step (inversion) was try to reconstruct the real distribution of resistivities. As a final result of the process, electrical images of the subsurface were generated, which were evaluated in order to verify the efficiency of the technique. This, in turn, resides basically in the ability of the method to reproduce the geometry of the sliding body and to identify the resistivity contrasts, thus defining the shear surface.

Keywords: Applied geophysics. Electrical resistivity tomography. Resistivity modeling. Landslides.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Esquemas para escorregamento rotacional (a) e translacional (b). Fonte: modificado de Highland e Bobrowsky (2008).	14
Figura 2 – Forças que atuam sobre um bloco em equilíbrio instável. Fonte: elaborado pela autora.	17
Figura 3 – \mathbf{P}_x aumenta levemente e torna-se maior que \mathbf{f} , uma vez que \mathbf{N} diminui devido ao empuxo ($P_y = N + E$ e $f = \mu_c N$, onde μ_c é o coeficiente de atrito cinético). Fonte: elaborado pela autora.	18
Figura 4 – Fluxo de corrente de uma fonte pontual e o potencial resultante. Fonte: modificado de Loke (2013).	21
Figura 5 – Distribuição de potencial gerada por um par de eletrodos de corrente. Fonte: Loke (2013).	23
Figura 6 – Arranjo convencional com quatro eletrodos. Fonte: Loke (2013).	23
Figura 7 – Arranjos utilizados em levantamentos de resistividade e seus fatores geométricos. Fonte: modificado de Loke (2013).	24
Figura 8 – Arranjo de eletrodos para um levantamento elétrico 2-D e a sequência de medidas utilizada para construir a pseudossensação. Fonte: modificado de Loke (2013).	27
Figura 9 – Modelo 1: modelo sintético apresentando superfície planar de escorregamento. Corpo do deslizamento com $60 \Omega.m$ sobre base rochosa (1000Ω).	33
Figura 10 – Modelo 2: modelo sintético apresentando superfície planar de escorregamento. Corpo do deslizamento ($60 \Omega.m$) sobre solo com resistividade de $100 \Omega.m$	34
Figura 11 – Modelo 3: modelo sintético apresentando fina camada ($30 \Omega.m$) imersa em meio homogêneo $1000 \Omega.m$	34
Figura 12 – Modelo 4: modelo sintético apresentando dois corpos com resistividades distintas (60 e $450 \Omega.m$) inseridos em uma base rochosa ($1000 \Omega.m$).	35
Figura 13 – Arranjo dipolo-dipolo utilizado na geração de dados sintéticos.	36
Figura 14 – Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 1.	37
Figura 15 – Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 2.	37
Figura 16 – Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 3.	38
Figura 17 – Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 4.	38
Figura 18 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 1.	40
Figura 19 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 1. Estrutura em destaque.	40
Figura 20 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 2. Estrutura em destaque.	41

Figura 21 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 3. Estrutura em destaque.	41
Figura 22 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 4. Estrutura em destaque.	42
Figura 23 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 1 (após segunda inversão).	43
Figura 24 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 2 (após segunda inversão).	43
Figura 25 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 3 (após segunda inversão).	44
Figura 26 – Resultado da modelagem inversa para o Modelo 4 (após segunda inversão).	44

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resistividades para diferentes tipos de materiais	32
Tabela 2 – Resistividades para diferentes tipos de solos	33

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	OBJETIVOS	13
3	DESLIZAMENTOS: CAUSAS E MECANISMO FÍSICO	14
3.1	Deslizamentos e suas causas	14
3.2	O papel da água infiltrada	15
3.3	Mecanismo físico	16
4	TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA	19
4.1	Resistividade: teoria básica	19
4.2	Propriedades elétricas das rochas e dos minerais	24
4.3	Levantamentos de resistividade e tomografia de resistividade elétrica	26
4.3.1	Modelagem inversa	28
4.3.2	Modelagem direta	30
4.3.3	Erros e fontes de ruído	30
4.4	Tomografia elétrica e deslizamentos	30
5	MODELAGEM E IMAGEAMENTO ELÉTRICO	32
5.1	Modelos sintéticos	32
5.2	Modelagem direta e inversão	35
5.3	Resultados e discussão	39
6	CONCLUSÃO	45
	REFERÊNCIAS	47

1 INTRODUÇÃO

No Brasil e no mundo, os deslizamentos de terra trazem, muitas vezes, vítimas fatais e a destruição de residências e instalações comerciais e industriais, além de problemas ambientais, gerando assim prejuízos incalculáveis. O diagnóstico do subsolo torna-se então de extrema importância, principalmente em áreas de risco. A partir desse diagnóstico é possível, muitas vezes, prever novos deslizamentos, e assim tomar medidas preventivas no sentido de evitar a ocorrência dos mesmos ou reduzir os danos materiais e a perda de vidas .

O termo deslizamento pode ser usado para descrever o movimento de descida do solo, de rochas e material orgânico, sob o efeito da gravidade. Suas causas estão geralmente relacionadas à instabilidade de taludes (encostas), a qual se dá quando a força gravitacional excede a força resistiva do solo, que então desliza ao longo de uma superfície. Assim, a ação da gravidade é o mecanismo que impulsiona o deslizamento, mas são vários os fatores que afetam a estabilidade do talude. Entre as causas naturais de deslizamentos estão o acúmulo de água infiltrada, a perda (ou ausência) de vegetação e da estrutura do solo, erosão, terremotos e vulcões, entre outras.

A visão tradicional de que deslizamentos ocorrem apenas em áreas íngremes não reflete adequadamente a natureza do problema, uma vez que esse fenômeno tem sido registrado em vários locais ao redor do mundo, sob diferentes condições ([HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008](#)). Já chuvas fortes ou prolongadas parecem estar quase sempre associadas à ocorrência de deslizamentos, o que pode ser explicado pela diminuição do atrito ao longo da superfície de escorregamento e pelo aumento do peso do solo, com ambos os fatores estando relacionados ao acúmulo de água em subsuperfície. Os deslizamentos também podem ser agravados por ações antrópicas, tais como desmatamento, atividades agrícolas e relacionadas à construção civil.

Entender as características do tipo específico de deslizamento é fundamental para planejar e adotar ações mitigadoras apropriadas. Fatores como a velocidade potencial do movimento e o volume de deslocamento dependem do tipo de deslizamento. Portanto, informações confiáveis sobre as condições de umidade, nível do lençol freático, possíveis superfícies de escorregamento, entre outras, são essenciais no estudo desse fenômeno. Técnicas tradicionais de investigação do subsolo, como a perfuração, são caras e muitas vezes inadequadas aos terrenos acidentados onde ocorrem os deslizamentos. Além disso, tais métodos fornecem apenas informações pontuais, o que torna a visualização contínua do subsolo praticamente impossível. Já os métodos geofísicos, por sua vez, oferecem a possibilidade de ensaios não destrutivos e sem qualquer impacto físico. São métodos de

baixo custo que permitem a visualização contínua do subsolo em duas ou três dimensões, fornecendo assim uma visão mais ampla da área de estudo, além de informações importantes para a análise de riscos.

Os métodos geofísicos têm sido empregados com sucesso ao estudo dos deslizamentos nos últimos 50 anos. Cada uma das diferentes técnicas parece ter aplicações específicas e também limitações (BELL et al., 2006). Assim, a combinação de vários métodos parece ser a abordagem mais apropriada quando deslizamentos complexos são investigados. Além disso, as evidências geofísicas devem ser complementadas por informações geológicas para que um quadro mais completo da subsuperfície seja obtido. Entre os vários métodos, os geoeletricos (resistividade, potencial espontâneo e polarização induzida) e o sísmico desempenham os papéis mais importantes. Em particular, a tomografia de resistividade elétrica (ou tomografia elétrica) tem sido amplamente utilizada para investigar deslizamentos de terra (PERRONE; LAPENNA; PISCITELLI, 2014).

A tomografia elétrica é uma técnica baseada em medições da resistividade do subsolo e sua distribuição espacial (em duas ou três dimensões), e pode fornecer dados úteis durante as fases anterior e posterior ao evento. Isso se deve à capacidade que a técnica possui de fornecer informações sobre as sequências litoestratigráficas e a geometria do corpo do escorregamento (extensão lateral e espessura), identificando assim as superfícies entre o material deslizante e o leito de rocha subjacente. Ela também é capaz de individualizar áreas com alto teor de água. De fato, durante a fase anterior ao deslizamento, é extremamente importante coletar informações tanto sobre o cenário geológico da área como sobre a presença de lençóis freáticos, os quais podem ser os responsáveis por desencadear o deslizamento. Após a ocorrência do evento, é importante determinar a geometria do corpo do deslizamento, o que possibilita uma estimativa do volume de material deslizado. Essa informação também pode ser obtida através da tomografia 2D ou 3D, e permite o planejamento de ações mitigadoras e intervenções, como a estabilização de encostas, entre outras.

2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo investigar a utilização da tomografia elétrica (2D) como ferramenta de monitoramento e previsão de deslizamentos de terra. Para tal, serão utilizados modelos sintéticos representando diferentes cenários de interesse, os quais serão descritos nos próximos capítulos. Para a modelagem direta será utilizado o software DCIP2D, desenvolvido pela Universidade da Columbia Britânica (Canadá), o qual nos permite simular medidas de campo realizadas por um determinado arranjo de eletrodos e assim obter um conjunto de dados sintéticos para a resistividade aparente (DOSTAL; PUTISKA; KUSNIRAK, 2014). A partir da modelagem sintética é possível avaliar a influência de fatores como a inclinação da encosta e o teor de água infiltrada nos resultados obtidos pela tomografia.

Uma vez que os dados de resistividade aparente não fornecem informação sobre a distribuição de resistividade em subsuperfície de maneira direta, é necessário empregar a técnica de inversão para reconstruir a distribuição real. Para realizar a modelagem inversa também será utilizado o software DCIP2D. Diferentes parâmetros serão testados durante a realização da inversão, e uma análise dos resultados obtidos para os diferentes cenários será realizada.

Primeiramente, serão discutidas as causas dos deslizamentos e o mecanismo físico responsável pelos mesmos. Em seguida, será feita uma revisão sobre o método da resistividade elétrica e da relação entre a resistividade dos materiais constituintes das rochas e a água, o principal fator disparador dos deslizamentos. Uma breve descrição da base teórica da tomografia elétrica também será apresentada. Na sequência, serão discutidas as modelagens direta e inversa, assim como os resultados obtidos. Por fim, serão apresentadas as conclusões do trabalho.

3 DESLIZAMENTOS: CAUSAS E MECANISMO FÍSICO

3.1 DESLIZAMENTOS E SUAS CAUSAS

O termo deslizamento pode ser utilizado de maneira genérica para descrever o movimento de descida do solo, de rochas e material orgânico, sob o efeito da gravidade (HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008). Existem diferentes tipos de deslizamentos, os quais podem ser classificados de acordo com os mecanismos específicos de falhas em taludes. Termos alternativos como "movimento de massa" ou "ruptura do talude" também são utilizados para descrever todos os tipos e tamanhos de deslizamentos.

Um deslizamento é um movimento de descida de rocha ou solo (ou ambos) ao longo de um declive, e ocorre devido à ruptura de uma superfície. No caso dos escorregamentos, a ruptura pode ser curva (escorregamento rotacional) ou plana (escorregamento translacional). A Figura 1 mostra os esquemas para um escorregamento rotacional e outro translacional. Durante o deslizamento, a maior parte do material se desloca como uma massa coerente ou semicoerente, com pequena deformação interna. Se as propriedades forem alteradas durante o deslocamento do material, outros tipos de movimento podem ocorrer, tanto no desencadeamento da ruptura como posteriormente.

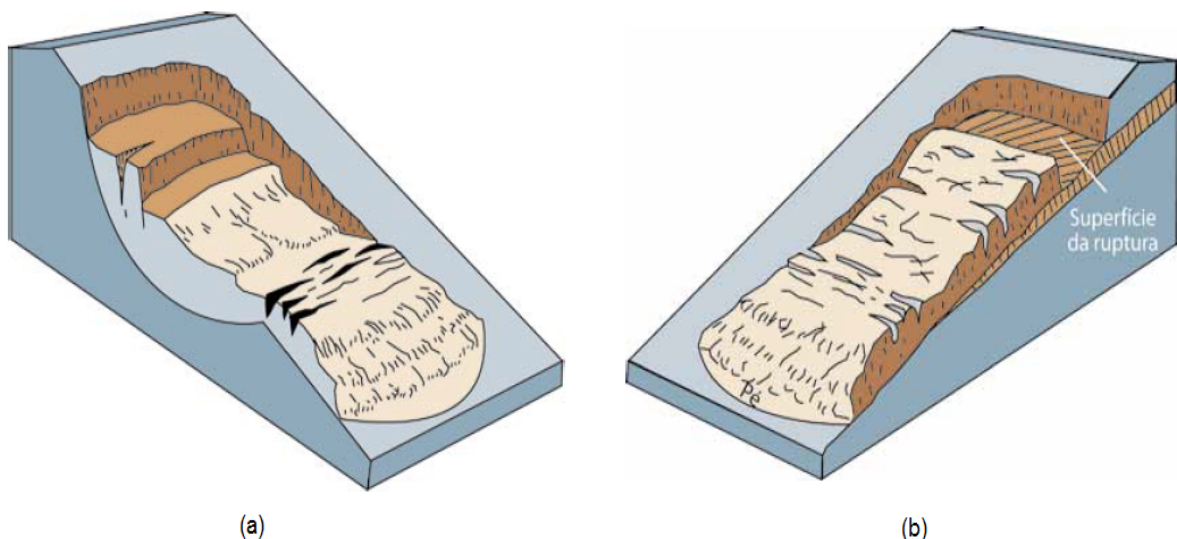


Figura 1: Esquemas para escorregamento rotacional (a) e translacional (b). Fonte: modificado de Highland e Bobrowsky (2008).

Os deslizamentos podem ser classificados de acordo com a categoria de movimento e com o tipo de material envolvido. Uma massa deslizante é rocha ou solo (ou ambos); o último é descrito como terra, se composto principalmente de partículas granuladas como areia (ou mais finas), ou detritos, se composto por partículas maiores. Já o tipo de movimento descreve como a massa é deslocada e sua mecânica interna (queda, escorregamento, espalhamento, etc. . .). Assim, os deslizamentos são classificados pelo uso de um termo que se refere ao tipo de movimento, e outro associado ao tipo de material: queda de rocha, fluxo (escoamento) de detritos, etc. . . . Rupturas complexas podem ser formadas na ocorrência de um deslizamento, com mais de um tipo de movimento podendo ocorrer nesta situação (ou seja, deslizamento de rocha e fluxo de detritos).

Deslizamentos podem ocorrer em praticamente qualquer lugar do mundo, não estando associados necessariamente a áreas extremamente íngremes. Tal fato se deve à existência de vários mecanismos desencadeadores. Chuvas em excesso, terremotos, assim como certas atividades humanas, são apenas alguns dos fatores que podem provocar um deslizamento. Do mesmo modo, deslizamentos podem ocorrer tanto em solo firme quanto no fundo das águas, em regiões rochosas ou de terra. Em muitos casos, encostas suaves e rasas, com 1 a 2 graus de inclinação, também podem romper. No entanto, algumas tendências geográficas podem ser observadas, as quais estão associadas a padrões naturais de clima e tempo, ou atividades humanas que envolvam a destruição da vegetação e a modificação de encostas, por exemplo. Assim, os tipos de deslizamentos variam de acordo com as condições locais e regionais.

As duas principais causas de deslizamentos são as naturais e as atividades antrópicas. Em alguns casos os deslizamentos de terra são causados, ou agravados, pela combinação dos dois fatores. Em relação às causas naturais, são três os mecanismos principais que podem desencadear um deslizamento, os quais podem atuar isoladamente ou em combinação: (1) acúmulo de água subterrânea, (2) atividade sísmica, e (3) atividade vulcânica. Os resultados da atuação desses mecanismos dependem de outros fatores, como a declividade da encosta, a morfologia do terreno, a estrutura do solo (que pode ser alterada devido ao intemperismo, por exemplo), e a geologia subjacente. Já o processo de urbanização, que ocorre muitas vezes de maneira desordenada, é o principal meio pelo qual os seres humanos contribuem para a ocorrência de deslizamentos. Alteração dos padrões de drenagem, desestabilização das encostas e remoção da vegetação são apenas alguns dos fatores comuns induzidos pelo homem que podem desencadear deslizamentos de terra.

3.2 O PAPEL DA ÁGUA INFILTRADA

A água pode aumentar ou diminuir a estabilidade de uma encosta, dependendo da quantidade presente. Pequenas quantidades de água podem fortalecer a estrutura do solo

devido à tensão superficial da água, que aumenta a coesão do solo. Isso faz com que o solo úmido resista melhor à erosão do que o solo seco. Entretanto, grandes quantidades de água podem aumentar a pressão da água nos poros das rochas em subsuperfície e/ou a pressão da água contida no próprio solo. Neste caso, a água atuaria no sentido de reduzir o atrito entre as partículas que formam o solo, facilitando (e acelerando) o processo de erosão. A água também aumenta a massa do solo, o que resulta em um aumento de velocidade se a perda de massa for desencadeada. Além disso, a água facilita o escorregamento de rochas e solo ao longo de superfícies inclinadas.

A saturação por água nos declives das encostas é a principal causa dos deslizamentos. A saturação pode ocorrer devido a chuvas intensas, degelo, e mudanças nos níveis de água no solo e na superfície. Deslizamentos e inundações estão intimamente ligados, uma vez que ambos estão relacionados com a precipitação, escoamento e saturação do solo por água. Inundações podem provocar deslizamentos por erosão regressiva das margens ao longo de fluxos de água, como rios, por exemplo. As inundações também podem causar deslizamentos devido à saturação das encostas por águas superficiais.

3.3 MECANISMO FÍSICO

A estabilidade de uma encosta é determinada pelo equilíbrio entre as tensões cisalhantes e a resistência ao cisalhamento dos materiais que constituem o solo. A resistência interna e a coesão do material, juntamente com o atrito entre o solo e a camada subjacente, ajudam a manter a estabilidade e são conhecidas coletivamente como a resistência ao cisalhamento. Uma declividade inicialmente estável pode ser afetada por diversos fatores, tais como perda de vegetação ou acúmulo de água, e então tornar-se instável. Movimentos de massa podem assim ser causados pelo aumento das tensões cisalhantes (sobrecarga, pressão lateral ou forças transitórias) ou pela redução da resistência ao cisalhamento, o que pode ocorrer devido ao intemperismo ou mudanças na pressão da água dos poros, por exemplo.

Considere a Figura 2, que mostra um bloco de um dado material em uma situação de equilíbrio instável, isto é, na iminência de se movimentar. As forças que atuam sobre o bloco são o seu peso \mathbf{P} , a reação normal \mathbf{N} , e a força de atrito \mathbf{f} entre o bloco e o plano adjacente (a força de contato entre o bloco e a superfície lateral da estrutura que o suporta foi desprezada). Quando o bloco está na iminência de se movimentar, a componente do peso paralela à superfície (que aqui faz o papel de tensão cisalhante) se iguala a \mathbf{f} , que representa a resistência ao movimento. Logo,

$$P_x = f \rightarrow P \sin \theta = f, \quad (3.1)$$

onde θ é a inclinação do plano de deslizamento. Na situação mostrada, temos $f = \mu_e N$,

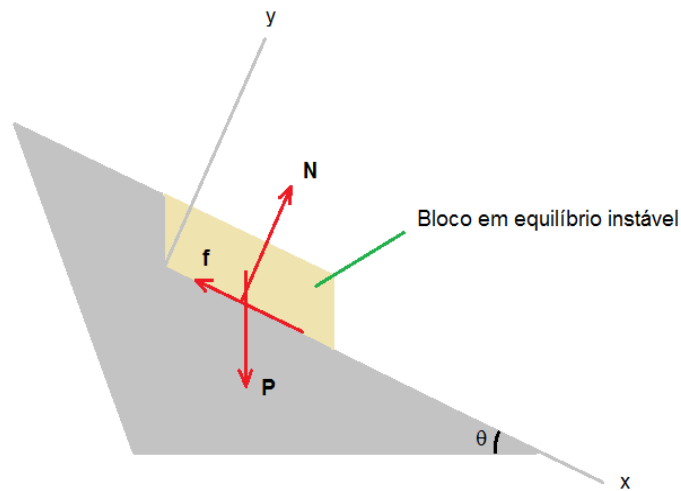


Figura 2: Forças que atuam sobre um bloco em equilíbrio instável. Fonte: elaborado pela autora.

onde μ_e é o coeficiente de atrito estático. Para a direção normal ao plano, temos

$$P_y = N \rightarrow P \cos \theta = N. \quad (3.2)$$

Para que o bloco da Figura 2 entre em movimento, a resistência ao cisalhamento \mathbf{f} deve diminuir ou a tensão cisalhante \mathbf{P}_x aumentar. Na prática, esse desequilíbrio é medido pelo fator de segurança (FS), que é a razão entre as forças resistivas e as tensões cisalhantes (LANCASTER, 2013). Uma situação comum na qual esse desequilíbrio pode ocorrer é após intensas chuvas. Considere então o caso no qual a água flui ao longo da declividade da encosta, de modo que o lençol freático é aproximadamente paralelo à interface entre o solo e a camada subjacente (Figura 3). Nesta situação, o efeito da água é diminuir a força de resistência efetiva ao cisalhamento: além de aumentar o peso do solo e, conseqüentemente, as tensões normal (total) e cisalhante, a tensão normal efetiva torna-se menor que a total, uma vez que o empuxo (\mathbf{E}) ajuda a equilibrar o peso do solo. Também é possível entender a redução da resistência ao cisalhamento observando que, neste caso, parte do peso do solo se deve a água nos poros, e apenas as partículas do solo produzem atrito significativo com a camada subjacente. Se o material da camada inferior for impermeável, como é o caso das rochas com alto grau de compactação, a pressão da água no solo será ainda maior. Além disso, em alguns casos, a pressão exercida pela água pode atuar ao longo do declive devido ao fluxo de água infiltrada, e assim gerar um impulso hidráulico que irá diminuir ainda mais a estabilidade.

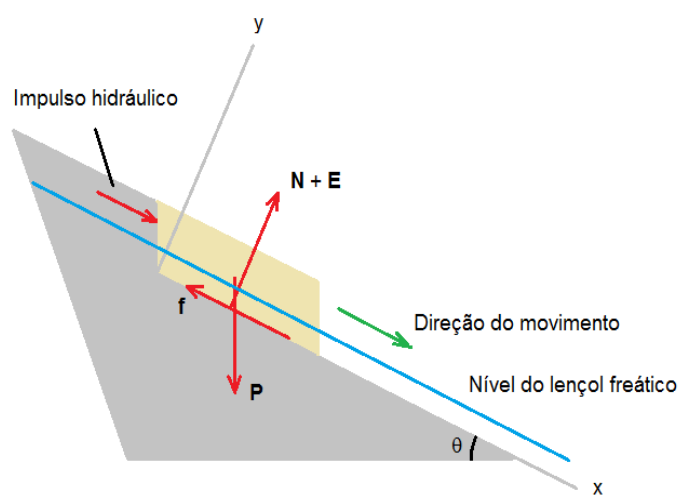


Figura 3: P_x aumenta levemente e torna-se maior que f , uma vez que N diminui devido ao empuxo ($P_y = N + E$ e $f = \mu_c N$, onde μ_c é o coeficiente de atrito cinético).
 Fonte: elaborado pela autora.

4 TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA

4.1 RESISTIVIDADE: TEORIA BÁSICA

O objetivo dos levantamentos elétricos é determinar a distribuição de resistividade no subsolo a partir de medidas realizadas na superfície do terreno. A resistividade em subsuperfície está relacionada a vários parâmetros geológicos, como a composição mineral do material, o conteúdo de fluido, a porosidade das rochas e o grau de saturação de água nas mesmas.

A lei fundamental da física que relaciona a resistividade com o fluxo de corrente em um meio é a Lei de Ohm,

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}, \quad (4.1)$$

onde \mathbf{J} é o vetor densidade de corrente, medido em ampère por metro quadrado (Sistema Internacional de Unidades, SI), e \mathbf{E} é o campo elétrico, em volts/metro (V/m, SI). A condutividade do meio, σ , é o inverso da resistividade ρ : $\sigma = 1/\rho$ (ρ em ohm.m, ou $\Omega.m$). Na prática, o que é medido nos levantamentos elétricos é o potencial elétrico V , o qual se relaciona ao campo elétrico através da expressão

$$\mathbf{E} = -\nabla V, \quad (4.2)$$

onde V é medido em volts (V). Logo,

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V. \quad (4.3)$$

A Equação 4.2 é válida para o caso eletrostático, isto é, para campos elétricos que não variam no tempo. Em quase todos os levantamentos elétricos, as fontes de corrente tem a forma de fontes pontuais. Assim, para um elemento de volume ΔV envolvendo uma fonte de corrente I (em ampères, A) localizada nas coordenadas (x_s, y_s, z_s) , temos

$$\left(\frac{I}{\Delta V} \right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) = \left(\frac{\partial \rho_q}{\partial t} \right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s), \quad (4.4)$$

onde ρ_q é a densidade de carga contida no volume ΔV e δ é a função delta de Dirac (DEY; MORRISON, 1979). A expressão obtida indica que a corrente que deixa o volume ΔV

está associada com a variação no tempo da densidade de carga contida no volume. Pela equação da continuidade,

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\partial\rho_q/\partial t. \quad (4.5)$$

Logo, a partir das Equações 4.3–4.5,

$$\nabla \cdot [\sigma(x, y, x)\nabla V(x, y, z)] = \left(\frac{\partial\rho_q}{\partial t}\right) \delta(x - x_s)\delta(y - y_s)\delta(z - z_s), \quad (4.6)$$

ou

$$\nabla \cdot [\sigma(x, y, x)\nabla V(x, y, z)] = \left(\frac{I}{\Delta V}\right) \delta(x - x_s)\delta(y - y_s)\delta(z - z_s). \quad (4.7)$$

As Equações 4.6 e 4.7 fornecem a distribuição do potencial elétrico no solo, $V(x, y, z)$, devido a uma fonte pontual de corrente. Resolver as equações acima implica em determinar o potencial que seria observado sobre uma determinada estrutura em subsuperfície e consiste em um problema de *modelagem direta*. Um grande número de técnicas tem sido desenvolvido para resolver essas equações, com métodos analíticos sendo utilizados nos casos mais simples (LOKE, 2013).

Considere agora uma subsuperfície homogênea com uma única fonte pontual de corrente localizada em sua superfície (Figura 4). Neste caso, a corrente flui radialmente a partir da fonte, e o potencial varia inversamente com a distância à fonte. As superfícies equipotenciais possuem a forma de hemisférios, e o fluxo de corrente é perpendicular a cada superfície equipotencial. Para o caso eletrostático, não há acúmulo de cargas em nenhuma região do espaço durante o fluxo de corrente (com exceção dos condutores eletrolíticos). Assim, a Equação da continuidade 4.5 torna-se

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\partial\rho_q/\partial t = 0, \quad (4.8)$$

e a partir da Equação 4.3 temos

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\nabla \cdot (\sigma\nabla V) = 0 \rightarrow -\sigma\nabla^2 V - \nabla V \cdot \nabla\sigma = 0, \quad (4.9)$$

onde a identidade vetorial $\nabla \cdot (f\mathbf{A}) = f\nabla \cdot \mathbf{A} + \mathbf{A} \cdot \nabla f$ foi utilizada (f é um escalar qualquer e \mathbf{A} é um vetor). Se σ é constante através do meio, a expressão acima torna-se

$$\nabla^2 V = 0, \quad (4.10)$$

conhecida como *equação de Laplace* (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). A solução desta equação consiste em resolver um problema de contorno (ou fronteira).

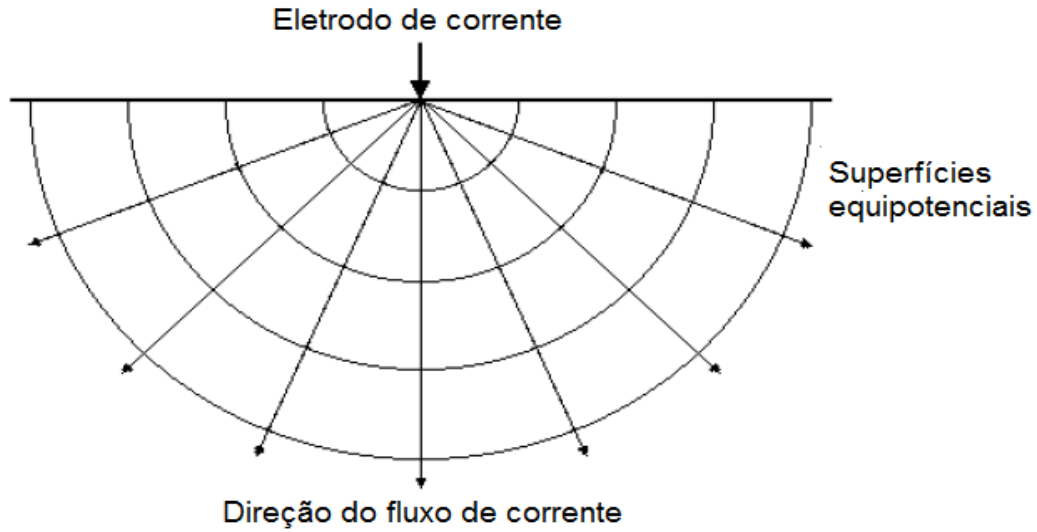


Figura 4: Fluxo de corrente de uma fonte pontual e o potencial resultante. Fonte: modificado de Loke (2013).

Existem condições de fronteira que devem ser obedecidas na interface entre dois meios com condutividades diferentes. Para interfaces onde σ e μ variam abruptamente, devemos ter

$$E_{x_1} = E_{x_2} \quad \text{e} \quad \sigma_1 E_{z_1} = \sigma_2 E_{z_2}, \quad (4.11)$$

onde x e z são os eixos tangencial e normal à interface, respectivamente. Assim, E_{x_1} é a componente tangencial no meio 1, por exemplo. Além disso,

$$V_1 = V_2, \quad (4.12)$$

isto é, os potenciais se igualam na interface entre os dois meios.

A situação analisada equivale ao caso de um eletrodo de corrente localizado na superfície de um meio homogêneo e isotrópico, com o ar acima dele possuindo condutividade nula. O circuito se completa através de um eletrodo localizado a grandes distâncias. Essa configuração corresponde aos arranjos utilizados para medir a resistividade na superfície. Devido à simetria do problema, devemos considerar a equação de Laplace em coordenadas esféricas,

$$\nabla^2 V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \left(\frac{2}{r}\right) \frac{dV}{dr} = 0, \quad (4.13)$$

cuja solução é

$$V = -\frac{A}{r} + B, \quad (4.14)$$

onde A e B são constantes. Uma vez que devemos ter $V = 0$ a grandes distâncias do eletrodo, isto é, quando $r \rightarrow \infty$, assumimos $B = 0$. Além disso, a corrente flui radialmente a partir do eletrodo e em todas as direções. As condições de fronteira na superfície exigem que $E_z = -\partial V/\partial z = 0$ em $z = 0$, pois $\sigma_{ar} = 0$ (ver Equações 4.2 e 4.11). Tal condição é satisfeita pois

$$\frac{\partial V}{\partial z} = \frac{\partial(-A/r)}{\partial z} = A \frac{(\partial r/\partial z)}{r^2} = \frac{Az}{r^3} = 0 \quad (4.15)$$

em $z = 0$ ($r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$). Além disso, toda a corrente flui através da superfície de um hemisfério localizado no meio inferior (Figura 4). Assim, a densidade de corrente J (corrente/área) pode ser escrita como $J = I/2\pi r^2$, logo

$$I = 2\pi r^2 J = 2\pi r^2 \sigma E = -2\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr}, \quad (4.16)$$

onde $E = -|\nabla V| = -\frac{dV}{dr}$, uma vez que a simetria do problema é esférica. Como $\frac{dV}{dr} = \frac{A}{r^2}$ (Equação 4.14), temos

$$I = -2\pi \sigma A \rightarrow A = -\frac{I}{2\pi \sigma} = -\frac{I\rho}{2\pi}, \quad (4.17)$$

logo, da Equação 4.14 (com $B = 0$),

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r}, \quad (4.18)$$

onde r é a distância do eletrodo a um ponto qualquer do meio.

Na prática, todos os levantamentos de resistividade utilizam pelo menos dois eletrodos de corrente, um positivo (fonte) e outro negativo (sumidouro). A Figura 5 mostra a distribuição do potencial elétrico devido a um par de eletrodos. Utilizando a Equação 4.18, o potencial gerado no meio pelo par de eletrodos pode ser escrito como

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{C1}} - \frac{1}{r_{C2}} \right), \quad (4.19)$$

onde r_{C1} e r_{C2} são as distâncias de um ponto qualquer do meio aos eletrodos 1 e 2, respectivamente.

Em praticamente todos os levantamentos, a diferença de potencial entre dois pontos na superfície é medida. Um arranjo típico com 4 eletrodos é mostrado na Figura 6, onde P1 e P2 representam os eletrodos utilizados para medir o potencial em dois pontos diferentes da superfície. Neste caso, a diferença de potencial entre os dois pontos pode ser obtida a partir da expressão

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right), \quad (4.20)$$

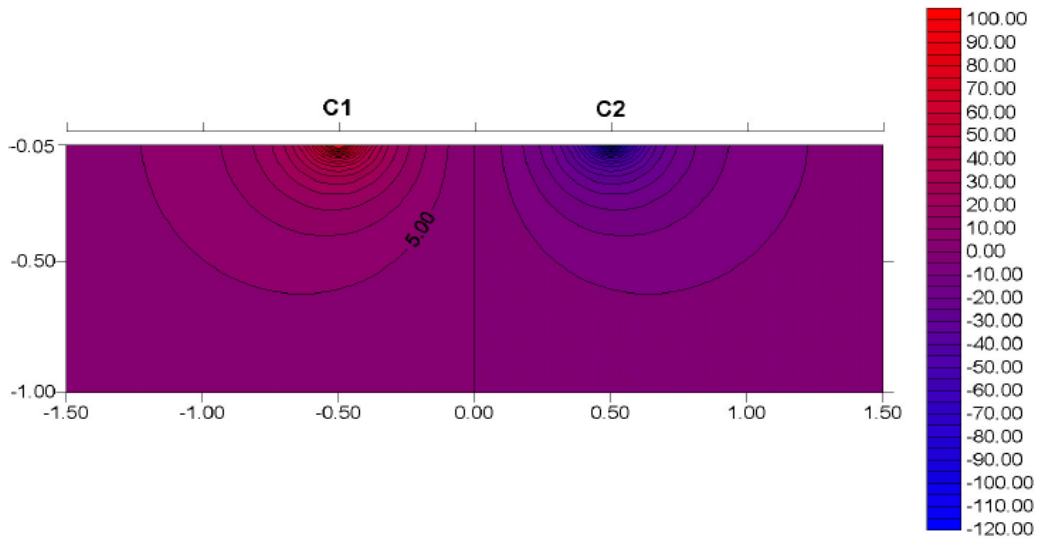


Figura 5: Distribuição de potencial gerada por um par de eletrodos de corrente. Fonte: Loke (2013).

onde $r_{C_iP_i}$ representa a distância entre cada um dos eletrodos de corrente e os de potencial.

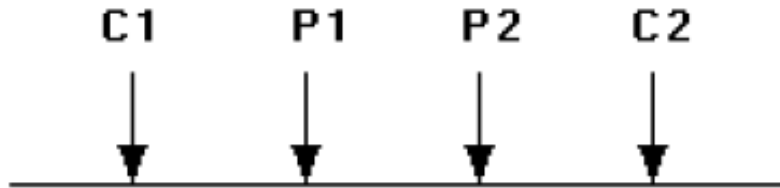


Figura 6: Arranjo convencional com quatro eletrodos. Fonte: Loke (2013).

No entanto, os levantamentos elétricos geralmente são realizados sobre meios não-homôgeneos para os quais a resistividade possui uma distribuição espacial tridimensional. Como no caso homogêneo, as medidas de resistividade são obtidas a partir da injeção de corrente no subsolo através dos eletrodos C1 e C2 e posterior medida da diferença de potencial entre os eletrodos P1 e P2. Com base nos valores da corrente I e da diferença de potencial ΔV medida, uma *resistividade aparente* ρ_a é calculada,

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}, \tag{4.21}$$

onde

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right)} \tag{4.22}$$

é o fator geométrico, parâmetro que depende do arranjo de eletrodos utilizado. Entretanto, a resistividade calculada não representa a resistividade real em subsuperfície; ρ_a é a resistividade de um meio homogêneo com a mesma resistência (ρ_a/k) para o arranjo de eletrodos escolhido. A relação entre as resistividades aparente e real é complexa. O chamado *problema inverso* consiste em determinar essa relação e então obter a resistividade real a partir da resistividade aparente. A Figura 7 mostra os arranjos de eletrodos mais comuns e seus respectivos fatores geométricos.

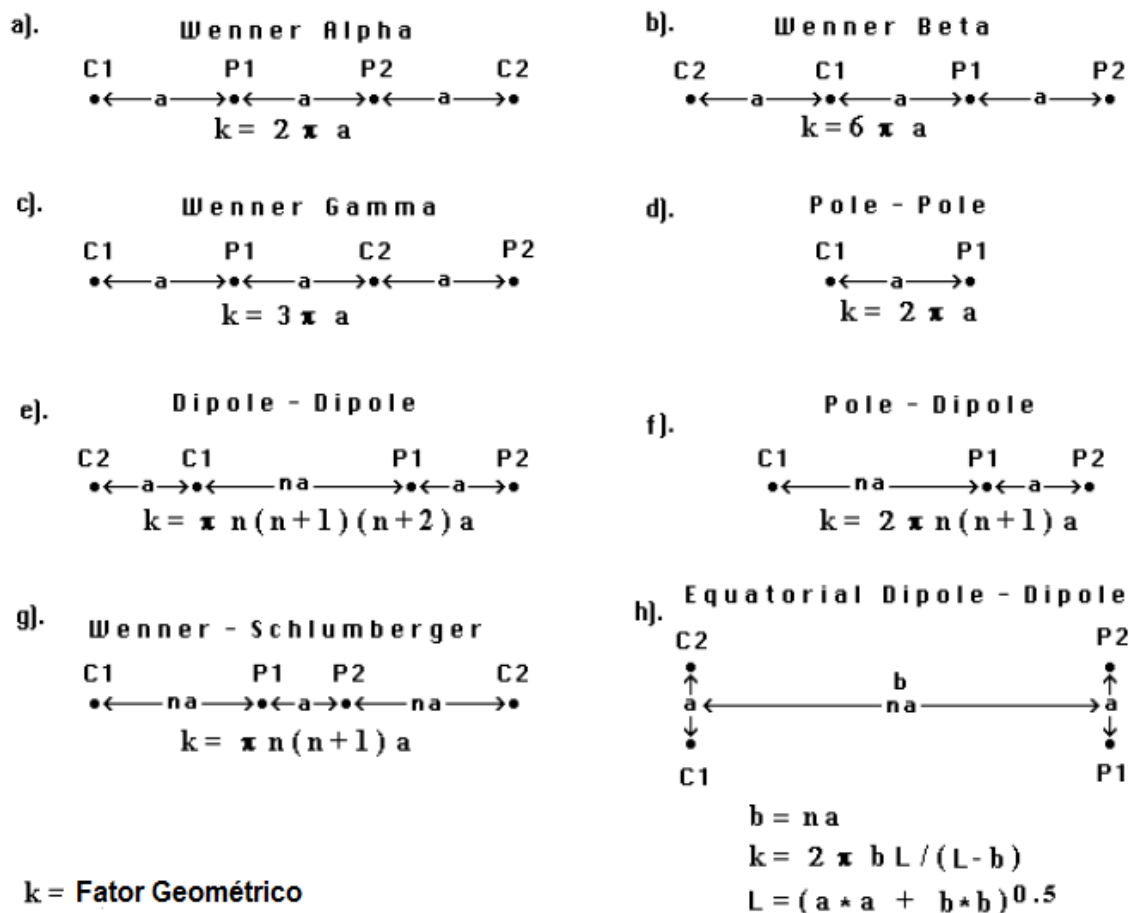


Figura 7: Arranjos utilizados em levantamentos de resistividade e seus fatores geométricos. Fonte: modificado de [Loke \(2013\)](#).

4.2 PROPRIEDADES ELÉTRICAS DAS ROCHAS E DOS MINE-RAIS

A corrente elétrica que flui através do material que compõe a subsuperfície se deve a dois mecanismos principais: a condução eletrônica e a condução eletrolítica. No primeiro caso, o fluxo de corrente ocorre devido aos elétrons livres, como nos metais. Já na condução eletrolítica, o fluxo de corrente está associado ao movimento dos íons da

água em subsuperfície. Uma vez que os materiais constituintes da maior parte das rochas podem ser considerados maus condutores de corrente elétrica, as resistividades das mesmas seriam extremamente altas se não fosse pelo fato delas serem geralmente porosas, com os poros sendo preenchidos por fluidos, principalmente água. Assim, as rochas são condutores eletrolíticos, com o fluxo de corrente ocorrendo por condução iônica. A condução eletrônica será importante apenas quando minerais condutivos estiverem presentes, tais como os sulfetos.

Rochas ígneas e metamórficas possuem valores de resistividade tipicamente altos. Para estas rochas, a resistividade depende fortemente do grau de fraturamento e da quantidade de água presente nas fraturas. Já as rochas sedimentares, que geralmente são mais porosas e possuem maior quantidade de água em seus poros, terão normalmente valores mais baixos de resistividade quando comparadas às rochas ígneas e metamórficas. A resistividade das rochas está fortemente associada com a porosidade das mesmas, e também com a salinidade da água contida nos poros. Sedimentos não consolidados possuem resistividade ainda mais baixa que as rochas sedimentares.

Além da porosidade, o conteúdo de argila em uma rocha também afeta sua resistividade. Produto do intemperismo, a argila possui a capacidade de adsorver e trocar cátions, tornando as soluções que fluem através da rocha mais condutivas. Assim, solos argilosos normalmente possuem resistividade mais baixa do que solos arenosos. No entanto, os valores de resistividade variam bastante dentro de uma mesma classe de rochas/solos. Isso se deve ao fato, já mencionado anteriormente, da resistividade depender de vários fatores, tais como a porosidade, o grau de saturação da água e a concentração de sais dissolvidos. A resistividade da água subterrânea, por exemplo, varia entre 10 $\Omega\cdot\text{m}$ e 100 $\Omega\cdot\text{m}$, dependendo da concentração de sais dissolvidos. Por essas razões, o método da resistividade é a técnica ideal para mapear interfaces contendo água fresca ou salina.

Uma relação simples entre a resistividade de uma rocha porosa e o fator de saturação do fluido foi obtida na década de 1940 pelo engenheiro americano Gustavus Archie (ARCHIE, 1950). Archie observou que a resistividade ρ_0 da rocha, quando totalmente saturada por um determinado fluido de resistividade ρ_w (água ou salmoura), pode ser escrita na forma

$$\rho_0 = a\rho_w\phi^{-m}, \quad (4.23)$$

onde ϕ é a fração da rocha preenchida por fluido (porosidade), m é o fator de cimentação e a é a tortuosidade. A equação empírica desenvolvida por Archie é válida para certos tipos de rochas e sedimentos, particularmente aqueles que possuem baixo conteúdo de argila. Além disso, considera-se que a condução elétrica ocorre através dos fluidos que preenchem os poros da rocha. Os parâmetros m e a são obtidos empiricamente; m está relacionado com a distribuição e a conectividade dos poros (tortuosidade) e é aproximadamente igual

a 2, enquanto a é próximo de 1 (LOKE, 2013).

Quando a rocha está parcialmente preenchida por um fluido isolante, como óleo ou gás, sua resistividade ρ é maior que ρ_0 . Neste caso, a resistividade da rocha passa a depender da fração dos seus poros que é ocupada pela água, o que pode ser indicado pelo fator de saturação de água S_w . Em formações limpas, isto é, sem argila, temos

$$\rho = \rho_0 S_w^{-n}, \quad (4.24)$$

onde n é chamado de coeficiente de saturação, o qual está associado à distribuição do fluido condutor nos poros. Considerando a Equação 4.23, a relação acima torna-se

$$\rho = a\rho_w\phi^{-m}S_w^{-n}, \quad (4.25)$$

que é a chamada Lei de Archie. Para sedimentos com quantidades significativas de argila, relações mais complexas têm sido sugeridas (KIBRIA; HOSSAIN, 2012).

4.3 LEVANTAMENTOS DE RESISTIVIDADE E TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA

Desde a origem do método da resistividade, na década de 1920, os levantamentos de sondagem elétrica vertical (SEV) têm sido utilizados. Neste método, o ponto central do arranjo de eletrodos permanece fixo enquanto o espaçamento entre os eletrodos é aumentado de modo a permitir a obtenção de informações sobre as camadas mais profundas em subsuperfície (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Para interpretar os dados desse tipo de levantamento, considera-se um modelo unidimensional onde a subsuperfície é formada por camadas horizontais. Assim, a resistividade varia apenas com a profundidade, não sofrendo alterações na direção horizontal. O fato de não considerar variações laterais de resistividade é uma das grandes limitações do método SEV, e pode resultar em erros na interpretação da resistividade das camadas e em suas espessuras.

Outra técnica de levantamento é o método de perfilagem elétrica ou caminhamento com separação constante. Neste caso, o espaçamento entre os eletrodos permanece fixo enquanto todo o arranjo é movido ao longo da linha de levantamento. O método fornece informações sobre variações laterais da resistividade em subsuperfície, mas não é capaz de detectar variações verticais.

Para obter um modelo mais preciso da subsuperfície do que é possível em uma dimensão, modelos bidimensionais mais complexos devem ser utilizados. Neste caso, a resistividade pode variar na direção vertical e em uma das direções horizontais (ao longo da linha de aquisição), permanecendo fixa na outra. Uma modelagem mais realista requer um

modelo tridimensional no qual a resistividade pode variar nas três direções. No entanto, a aquisição e a modelagem em duas dimensões apresentam-se como alternativas econômicas e eficientes, podendo ser utilizadas juntamente com outros métodos (sísmico, por exemplo), e por essa razão têm sido bastante empregadas (LOKE, 2013; PERRONE; LAPENNA; PISCITELLI, 2014).

A tomografia (ou imageamento elétrico) em duas dimensões é realizada a partir de dados obtidos em aquisições bidimensionais que utilizam um grande número de eletrodos. Neste tipo de levantamento, os eletrodos são conectados por cabos à equipamentos que permitem selecionar quatro eletrodos para cada medida (Figura 8).

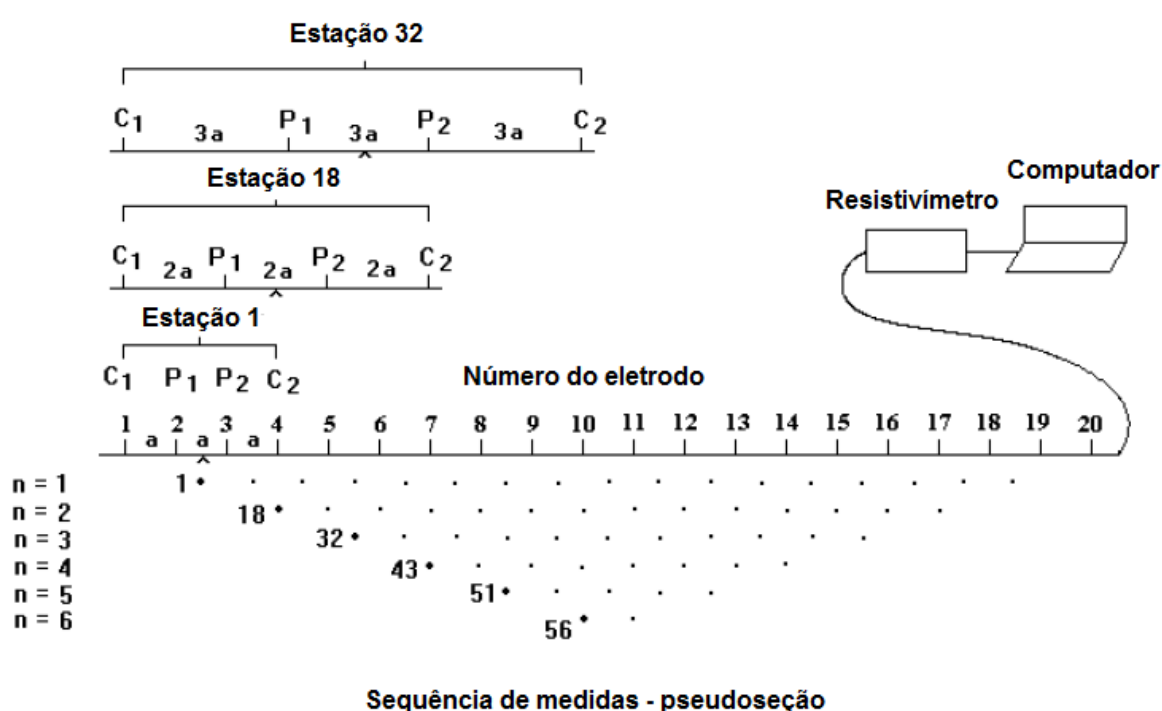


Figura 8: Arranjo de eletrodos para um levantamento elétrico 2-D e a sequência de medidas utilizada para construir a pseudossensação. Fonte: modificado de Loke (2013).

A Figura 8 mostra um arranjo típico utilizado em um levantamento bidimensional. Também é mostrada uma possível sequência de medidas para um arranjo Wenner com 20 eletrodos. Neste exemplo, o espaçamento entre eletrodos adjacentes é designado por na ; em geral, um espaçamento fixo entre eletrodos adjacentes é utilizado. Primeiramente, são realizadas todas as medidas possíveis para um espaçamento igual a $1a$ ($n = 1$) entre os eletrodos adjacentes. Portanto, para a primeira medida (Estação 1), são utilizados os eletrodos 1, 2, 3 e 4, com 1 e 4 funcionando como eletrodos de corrente (C1 e C2) e 2 e 3 como eletrodos de potencial (P1 e P2). Já a segunda medida (Estação 2) aciona os eletrodos 2 (C1), 3 (P1), 4 (P2) e 5 (C2). Após a realização das 17 medidas com o espaçamento $1a$, a próxima sequência de medidas é realizada com espaçamento $2a$ ($n = 2$).

Assim, a primeira medida dessa nova sequência (Estação 18) utiliza os eletrodos 1, 3, 5 e 7 como C1, P1, P2 e C2, respectivamente. O mesmo procedimento é repetido para espaçamentos de $3a$ ($n = 3$), $4a$ ($n = 4$), $5a$ ($n = 5$) e $6a$ ($n = 6$).

O número de medidas obtido para um dado número de eletrodos ao longo da linha de aquisição e para cada espaçamento de eletrodos depende do arranjo utilizado. Para os arranjos dipolo-dipolo, Wenner-Schlumberger e polo-dipolo, o procedimento é um pouco diferente daquele descrito para o arranjo Wenner. Para a configuração dipolo-dipolo, por exemplo (Figura 7), as medidas geralmente começam com um espaçamento $1a$ entre os pares de eletrodos C1–C2 e P1–P2. A primeira sequência de medidas é realizada variando-se o valor de n de modo que o espaçamento entre os eletrodos C1 e P1 aumente de $1a$ para $2a$, depois de $2a$ para $3a$, e assim sucessivamente. As medidas são realizadas geralmente até $n = 6$, uma vez que a partir deste valor as medidas tornam-se imprecisas devido aos baixos valores do potencial. Para aumentar a profundidade de investigação, uma nova sequência de medidas com um espaçamento entre os eletrodos C1 e C2 igual a $2a$ deve ser realizada. Se necessário, o procedimento pode ser repetido para espaçamentos maiores entre os eletrodos C1–C2 e P1–P2.

A *pseudoseção*, construída a partir das medidas realizadas, fornece uma imagem aproximada da distribuição de resistividade em subsuperfície. Essa imagem é, no entanto, distorcida, uma vez que a forma do contorno de uma dada estrutura na pseudoseção depende do arranjo utilizado. A escolha do arranjo mais apropriado para o levantamento depende, entre outras coisas, do tipo de estrutura a ser mapeada. Os arranjos Wenner e dipolo-dipolo estão entre as configurações de eletrodos mais utilizadas em imageamentos bidimensionais. Entre as características do arranjo que devem ser consideradas estão a profundidade de investigação, a sensibilidade do arranjo a variações verticais e horizontais de resistividade, e a cobertura horizontal.

4.3.1 MODELAGEM INVERSA

O método da inversão geofísica permite que um modelo (imagem) da subsuperfície seja construído a partir dos dados obtidos. O objetivo do método é encontrar um modelo cuja resposta seja similar aos valores de resistividade medidos. O modelo é uma representação matemática de uma seção da crosta terrestre, e consiste em um conjunto de parâmetros (quantidades físicas) que são estimados a partir dos dados. A resposta ao modelo são dados sintéticos calculados a partir das relações matemáticas que definem o modelo e associam os parâmetros e os dados. Tais relações matemáticas são fornecidas por métodos como o das diferenças finitas (DEY; MORRISON, 1979). Portanto, a inversão busca determinar, com base em certas restrições e vínculos, um modelo para a subsuperfície cuja resposta esteja de acordo com os dados observados. Em geral, os métodos de inversão buscam reduzir a diferença entre os dados sintéticos (resposta ao modelo) e os dados reais. No método de

otimização que utiliza mínimos quadrados, por exemplo, o modelo inicial é modificado de modo que a soma dos quadrados das diferenças entre os dados calculados e os dados reais seja minimizada. O modelo final é então aquele para o qual a resposta é a mais próxima possível dos dados observados.

Considere um problema inverso linear onde \mathbf{d} representa a matriz de dados, \mathbf{m} a matriz dos parâmetros do modelo, e \mathbf{g} é a matriz que estabelece as relações matemáticas entre os dados e o modelo (matriz de modelagem direta). Assim, o problema inverso pode ser apresentado na forma (LUPINACCI, 2016)

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}\mathbf{m}, \quad (4.26)$$

onde o vetor \mathbf{d} representa os dados calculados a partir do modelo. O processo de inversão busca minimizar a diferença entre os dados observados (\mathbf{d}^{obs}) e os calculados,

$$\mathbf{r} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{d} = \mathbf{d}^{obs} - \mathbf{g}\mathbf{m}, \quad (4.27)$$

onde \mathbf{r} é o vetor resíduo dos dados. O método busca minimizar a norma do vetor resíduo, representada por $\|\mathbf{r}\|$. Os métodos que utilizam o estimador de mínimos quadrados minimizam a norma $L2$ dos resíduos,

$$\|\mathbf{r}\|_2 = \|\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{g}\mathbf{m}\|_2, \quad (4.28)$$

o que equivale a minimizar a função $\sum_i^n (d_i^{obs} - d_i)^2$, onde n é o número de medidas realizadas. Na prática, minimizar a norma $L2$ significa resolver a equação

$$\mathbf{m} = (\mathbf{g}^T \mathbf{g})^{-1} \mathbf{g}^T \mathbf{d}^{obs}, \quad (4.29)$$

onde \mathbf{g}^T representa a matriz transposta de \mathbf{g} e $(\mathbf{g}^T \mathbf{g})^{-1}$ implica na matriz inversa.

No caso da tomografia de resistividade elétrica (*Electrical Resistivity Tomography*, ERT), a inversão busca calcular certas características físicas da subsuperfície (os parâmetros do modelo) a partir dos valores de resistividade aparente medidos. Os parâmetros são definidos de acordo com a abordagem escolhida para a subsuperfície. O método mais comumente utilizado nas tomografias elétricas em 2 e 3 dimensões é aquele no qual a subsuperfície é dividida em células retangulares. As posições das células são fixas e apenas os valores da resistividade em cada célula podem variar durante o processo de inversão. Neste caso os parâmetros do modelo são as resistividades em cada uma das células.

Os métodos de inversão também utilizam vínculos para restringir as variações espaciais da resistividade. Os métodos que buscam minimizar o quadrado das variações espaciais de resistividades utilizam a norma $L2$ e produzem um modelo com variações suaves. Essa abordagem é apropriada quando as variações da resistividade real são suaves e

gradacionais. Quando a subsuperfície é formada por regiões internamente homogêneas mas separadas por fronteiras associadas a variações abruptas de resistividade, a abordagem mais indicada é aquela que utiliza a norma $L1$. Neste caso a quantidade minimizada são as variações absolutas dos valores da resistividade.

4.3.2 MODELAGEM DIRETA

Na chamada modelagem direta, a distribuição de resistividade em subsuperfície é especificada e o objetivo é determinar a resistividade aparente que seria medida por um levantamento realizado sobre a região. Na realidade, os métodos de inversão utilizam rotinas de modelagem direta, uma vez que é necessário calcular os valores da resistividade aparente gerados pelo modelo obtido na inversão para verificar se os mesmos estão de acordo com as resistividades aparentes medidas. Entre os principais métodos utilizados no cálculo das resistividades aparentes estão os analíticos, precisos mas restritos a estruturas simples, e o das diferenças finitas. Assim como o método dos elementos finitos, o das diferenças finitas permite a divisão da subsuperfície em um grande número de células (da ordem de 1000) com diferentes valores de resistividade, abordagem mais apropriada quando a resistividade em subsuperfície pode ter uma distribuição arbitrária (LOKE, 2013).

4.3.3 ERROS E FONTES DE RUÍDO

Os resultados do imageamento elétrico são diretamente afetados pelo ruído inerente aos dados obtidos pelo método da eletrorresistividade. Entre as principais fontes de ruído está a polarização de eletrodo, que ocorre devido ao acúmulo de carga na interface entre o metal condutor do eletrodo e o solo. Este problema pode ser minimizado utilizando-se eletrodos não-polarizáveis como eletrodos de potencial, por exemplo.

Os ruídos antrópicos também podem gerar erros nos dados de resistividade. Equipamentos elétricos próximos à área do levantamento, como linhas de transmissão e cercas elétricas, além de objetos metálicos, são as principais fontes geradoras deste tipo de ruído.

Assim, é importante que todas as medidas possíveis sejam tomadas para minimizar os efeitos de todas as fontes de ruído. Além disso, é necessário ter muita atenção durante o levantamento para que também não ocorram erros de medição devido a erros no espaçamento dos eletrodos e/ou na leitura do potencial medido (USTRA, 2008).

4.4 TOMOGRAFIA ELÉTRICA E DESLIZAMENTOS

Técnicas geofísicas como a tomografia elétrica são capazes de medir parâmetros físicos direta ou indiretamente ligados às características litológicas, hidrológicas e geotécnicas dos

terrenos onde ocorrem os deslizamentos de terra. Além de menos invasivas que as técnicas tradicionais, não possuem o caráter pontual dos métodos geotécnicos, sendo capazes de fornecer informações integradas sobre grandes volumes de solo.

No caso particular da ERT, sua frequente utilização no estudo dos deslizamentos de terra se deve principalmente aos fatores que podem afetar a resistividade do solo e sua extrema variabilidade espacial e temporal. Entre tais fatores estão a mineralogia, o conteúdo de água e a porosidade. Alguns destes, especialmente a variação na quantidade de água no subsolo e o consequente aumento da pressão nos poros, desempenham um importante papel como mecanismos disparadores de deslizamentos.

A análise e a interpretação das imagens geradas pela ERT permitem a identificação dos contrastes de resistividade em subsuperfície, os quais se devem principalmente a variações da litologia e do conteúdo de água. O desenvolvimento das técnicas de inversão possibilitou a melhoria da análise dos dados e a geração de imagens 2D e 3D, as quais são extremamente úteis na caracterização da encosta investigada. Portanto, é possível obter informações sobre a geometria do corpo do deslizamento, tais como a espessura do material deslizante e a localização de áreas com grande conteúdo de água, a partir das imagens obtidas com a ERT.

As informações obtidas com a ERT estão relacionadas somente ao dia da aquisição, e portanto não fornecem informações sobre a evolução dinâmica do deslizamento e da encosta investigada. No entanto, o avanço na tecnologia dos equipamentos utilizados nos levantamentos tem reduzido significativamente o tempo de aquisição, o que abre a possibilidade de várias tomografias serem realizadas durante o dia. Se o intervalo de tempo entre as imagens for suficientemente pequeno, o método pode ser utilizado para acompanhar a evolução temporal do deslizamento (*time-lapse* ERT ou tl-ERT). Assim, a ERT poderia ser utilizada não apenas para definir as características geométricas do deslizamento, mas também para monitorar áreas potencialmente instáveis (PERRONE; LAPENNA; PISCITELLI, 2014).

5 MODELAGEM E IMAGEAMENTO ELÉTRICO

Neste capítulo são apresentados alguns modelos sintéticos que simulam diferentes cenários encontrados na natureza, os quais representam situações comumente associadas aos deslizamentos de terra. Os modelos foram construídos utilizando a versão gratuita do software DCIP2D, o qual faz parte do pacote IAG *Inversion for Applied Geophysics*, desenvolvido pela UBC (*University of British Columbia*), no Canadá. O IAG faz parte da *Geophysical Inversion Facility*, que tem como objetivo fornecer recursos aos geocientistas que querem utilizar métodos geofísicos não-sísmicos na exploração de recursos minerais e no estudo de problemas ambientais, por exemplo. A construção de tais modelos tem como objetivo testar a capacidade do imageamento elétrico como ferramenta de análise, e até previsão, de cenários instáveis. Tanto a modelagem direta como a inversa foram realizadas utilizando-se o software DCIP2D, e seus resultados, juntamente com os modelos sintéticos, são apresentados a seguir.

5.1 MODELOS SINTÉTICOS

As Figuras 9-12 mostram quatro modelos sintéticos construídos utilizando o software DCIP2D. Os modelos representam cenários típicos comumente associados a deslizamentos, os quais geralmente ocorrem em áreas inclinadas com solos argilosos ou argilo-arenosos. Os valores de resistividade utilizados na modelagem foram escolhidos de acordo com os trabalhos de Xavier e Xavier (2008) e Awang et al. (2016). As Tabelas 1 e 2 ilustram os resultados obtidos por estes autores.

Tabela 1: Resistividades para diferentes tipos de materiais

Tipo de material	Resistividade (Ωm)
Argilo-arenoso	34-450
Rocha alterada/fraturada	450-900
Rocha sã	> 900

Fonte: Xavier e Xavier (2008)

Os dois primeiros modelos são mostrados nas Figuras 9 e 10. Em ambos os casos, a superfície de escorregamento é plana e o corpo do deslizamento possui uma espessura de aproximadamente 5 metros. As superfícies de escorregamento são quase sempre formadas por rochas que estão se tornando instáveis devido à saturação por água (isto é, materiais argilosos). No primeiro caso, Figura 9, temos um corpo com resistividade de $60 \Omega\text{m}$, valor típico para solos úmidos (AWANG et al., 2016). Este valor também está de acordo com os

Tabela 2: Resistividades para diferentes tipos de solos

Tipo de solo	Resistividade (Ωm)
Solo molhado	0-20
Solo úmido	20-100
Solo seco	100-400
Solo muito seco	> 400

Fonte: Awang et al. (2016)

resultados obtidos por Xavier e Xavier (2008), os quais indicam que solos argilo-arenosos possuem resistividade entre 34 e 450 $\Omega\cdot\text{m}$ (ver Tabela 1). Segundo o mesmo autor, rochas não-fraturadas possuem resistividade acima de 900 $\Omega\cdot\text{m}$, o que justifica o valor de 1000 $\Omega\cdot\text{m}$ escolhido para a base rochosa. Já o modelo da Figura 10 possui um contraste de resistividade menor. Neste caso, o corpo do deslizamento possui uma resistividade de 60 $\Omega\cdot\text{m}$, enquanto a base representaria um solo mais seco, com resistividade de 100 $\Omega\cdot\text{m}$.

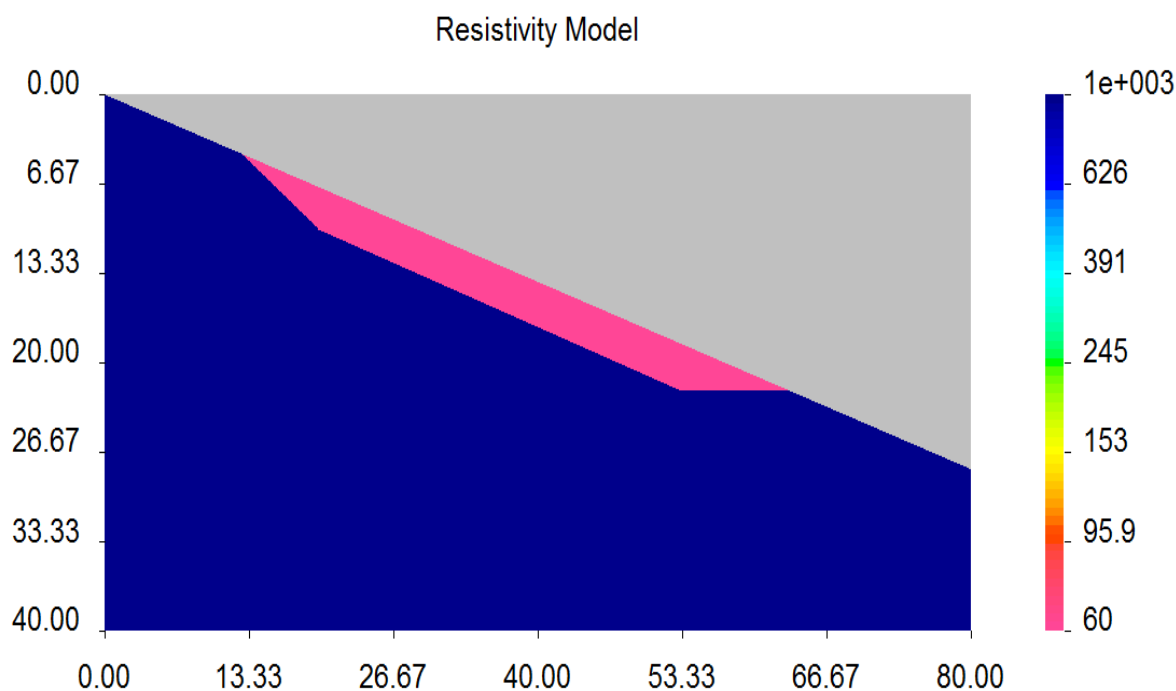


Figura 9: Modelo 1: modelo sintético apresentando superfície planar de escorregamento. Corpo do deslizamento com 60 $\Omega\cdot\text{m}$ sobre base rochosa (1000 Ω).

O modelo da Figura 11 mostra uma fina camada (aproximadamente 2 metros) imersa em um meio homogêneo. Esta camada é caracterizada por uma resistividade de 30 $\Omega\cdot\text{m}$, típica de solos com alto teor de umidade (AWANG et al., 2016), e representa uma potencial superfície de escorregamento. Por fim, o modelo da Figura 12 apresenta uma estrutura um pouco mais complexa: dois corpos com resistividades distintas (60 e 450 $\Omega\cdot\text{m}$) encaixados em uma base rochosa. A resistividade de 450 $\Omega\cdot\text{m}$ pode estar associada com rochas fraturadas ou alteradas (XAVIER; XAVIER, 2008).

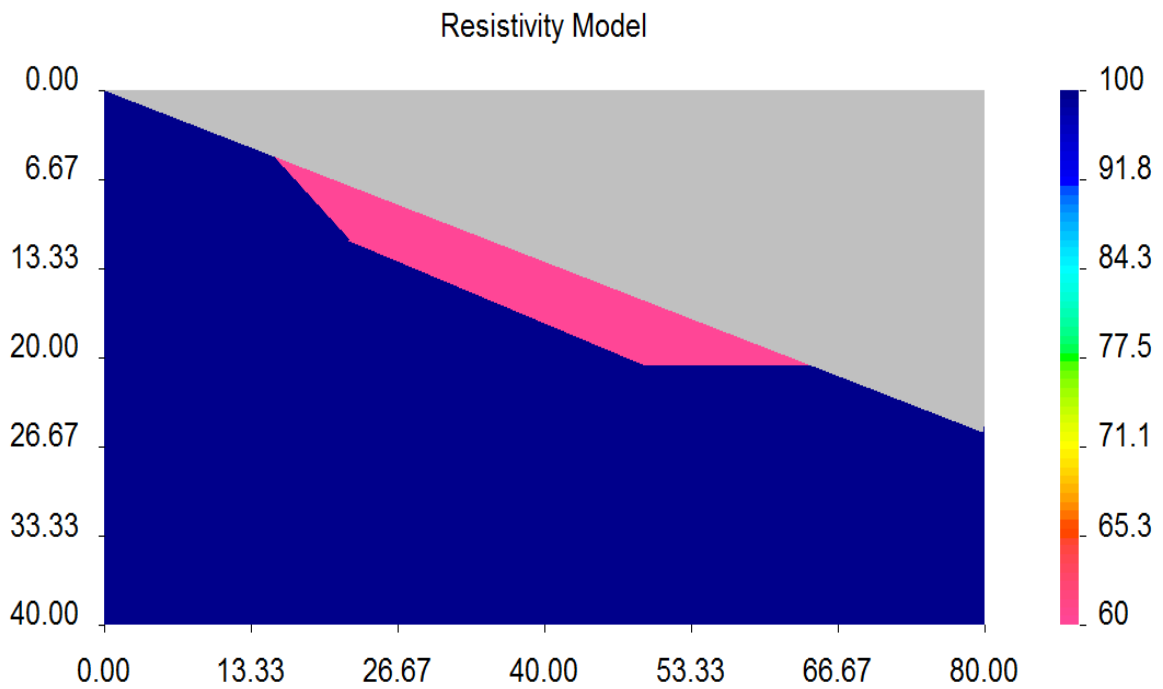


Figura 10: Modelo 2: modelo sintético apresentando superfície planar de escorregamento. Corpo do deslizamento ($60 \Omega.m$) sobre solo com resistividade de $100 \Omega.m$.

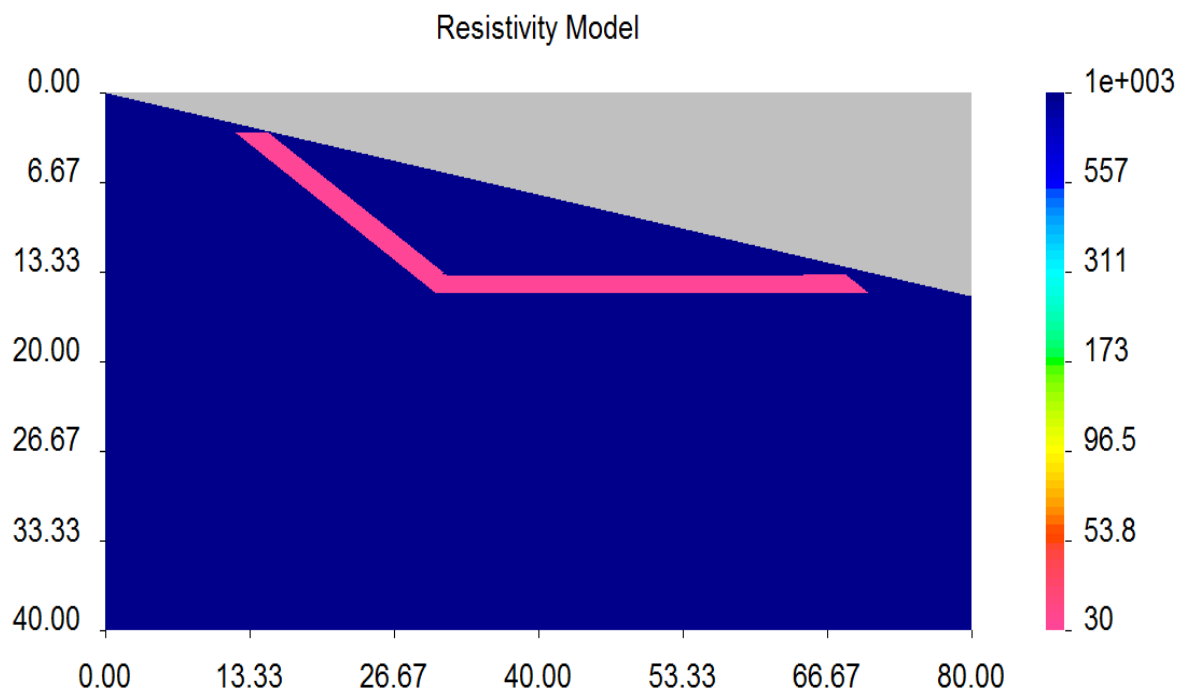


Figura 11: Modelo 3: modelo sintético apresentando fina camada ($30 \Omega.m$) imersa em meio homogêneo $1000 \Omega.m$.

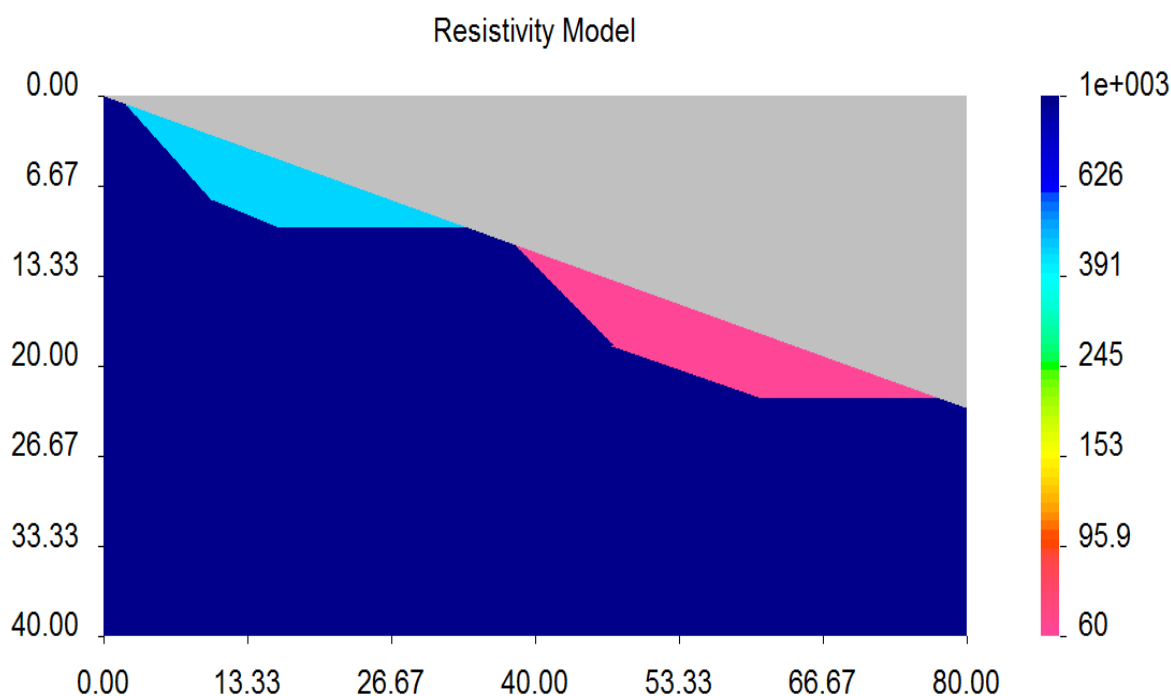


Figura 12: Modelo 4: modelo sintético apresentando dois corpos com resistividades distintas (60 e 450 $\Omega \cdot m$) inseridos em uma base rochosa (1000 $\Omega \cdot m$).

5.2 MODELAGEM DIRETA E INVERSÃO

A modelagem direta consiste basicamente em simular uma aquisição. Como mencionado anteriormente, a modelagem direta é parte do processo de inversão. No entanto, como não foram obtidas medidas de resistividade aparente, os resultados da modelagem direta serão utilizados para avaliar se o imageamento elétrico é capaz de identificar as estruturas modeladas.

Após a construção dos modelos, o algoritmo de modelagem direta gera dados sintéticos de resistividade, o que ocorre quando simulamos a aquisição. A Figura 13 mostra o arranjo de eletrodos utilizado, os quais estão na configuração dipolo-dipolo. Este arranjo é mais sensível a mudanças de resistividade abaixo dos eletrodos de cada dipolo, sendo assim mais sensível a variações laterais de resistividade (LOKE, 2013). Já o arranjo Wenner, também muito utilizado no imageamento elétrico, é mais sensível a variações verticais de resistividade. Entretanto, devido às limitações do software e também por razões práticas, utilizamos apenas o arranjo dipolo-dipolo com os seguintes parâmetros: $a = 10$ m e $n = 6$. Em uma situação real, a utilização de um software que permita realizar a modelagem direta para diferentes valores de a e n é essencial. Para este trabalho, os parâmetros utilizados foram suficientes, como será mostrado a seguir.

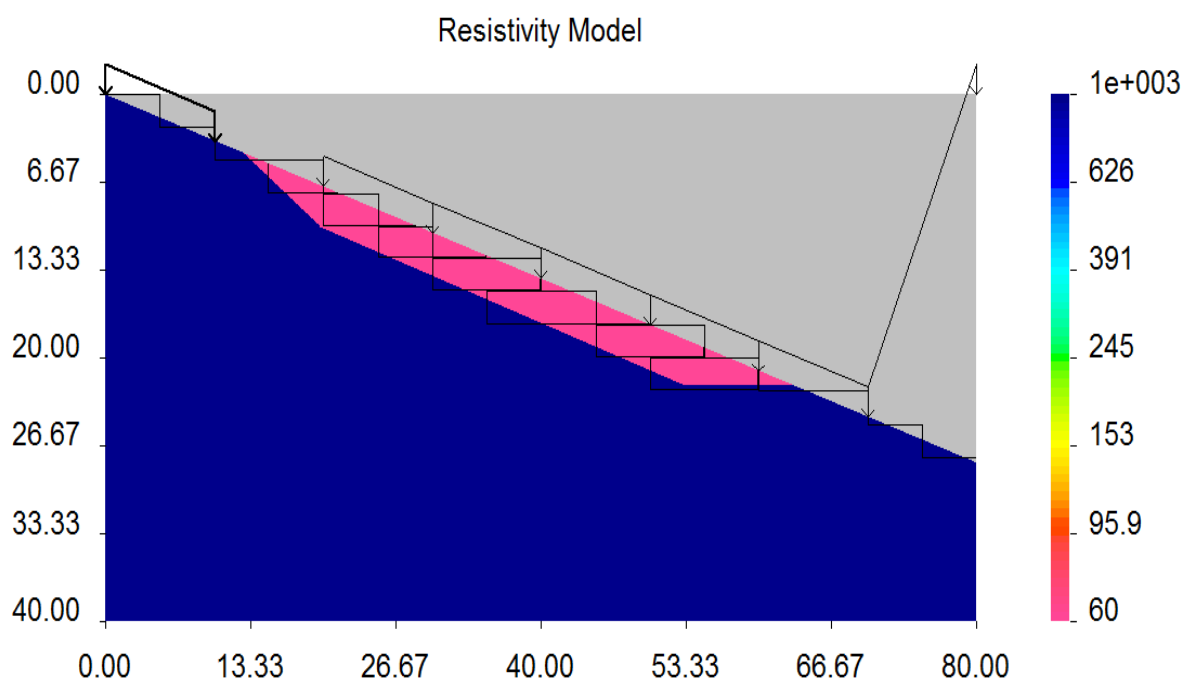


Figura 13: Arranjo dipolo-dipolo utilizado na geração de dados sintéticos.

As Figuras 14-17 mostram as pseudoseções obtidas para os quatros modelos descritos anteriormente. Como foi visto no capítulo anterior, as pseudoseções são utilizadas para apresentar os dados obtidos em um levantamento elétrico. Em todas elas é possível identificar anomalias de resistividade.

Após os dados sintéticos terem sido gerados, torna-se necessário falar sobre erros. Em um levantamento real, é comum ocorrerem problemas durante a aquisição. Além disso, há também a possibilidade de existirem fontes de ruído externo. Todos esses fatores incorporam ruídos aos dados. Uma estatística confiável dos erros só poderia ser obtida se muitos conjuntos de dados fossem adquiridos, o que não ocorre na prática. Assim, é comum assumir que os erros possuem uma distribuição aleatória (Gaussiana). Para os dados gerados, foi adicionado um ruído aleatório baseado em 5 % do valor de cada dado, mais um valor mínimo (*offset*) de 0,001 V.

O próximo passo é tentar obter modelos (imagens) que representem os cenários originais a partir dos dados sintéticos. Para tal, é necessário utilizar a modelagem inversa. O algoritmo de inversão busca por um modelo otimizado, cujas propriedades físicas estão associadas a uma função que deve ser minimizada. Do mesmo modo, tal busca deve estar condicionada ao fato de que os dados previstos pelo modelo escolhido devem satisfazer um "critério de ajuste". No caso do DCIP2D, a função a ser minimizada é dada por

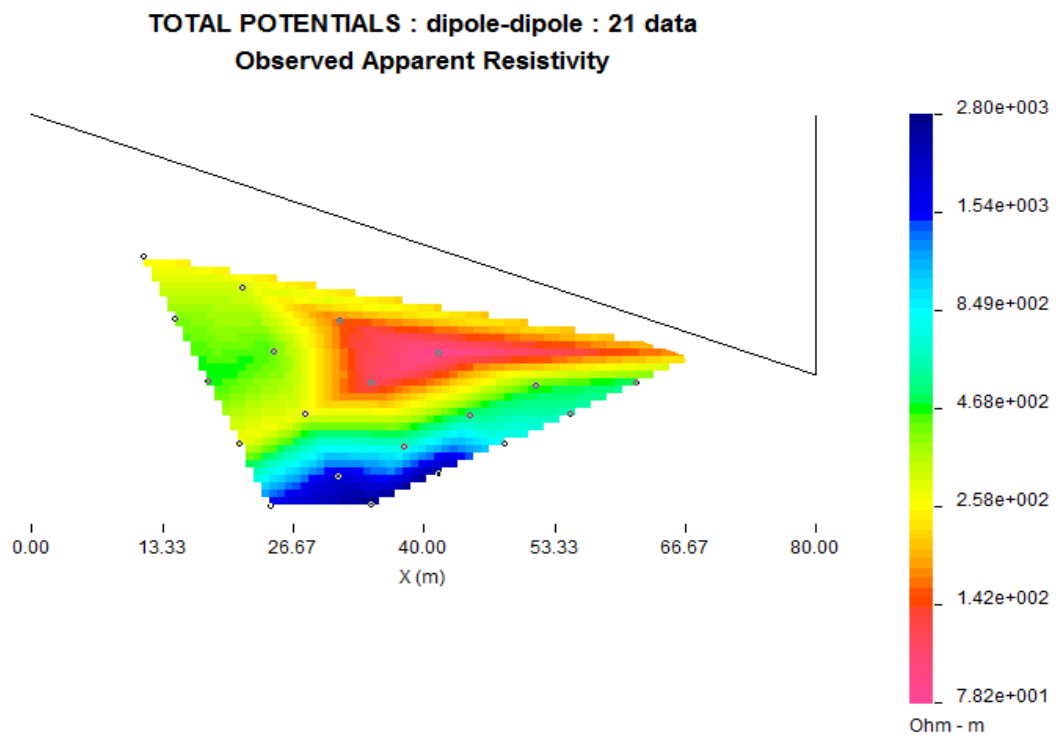


Figura 14: Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 1.

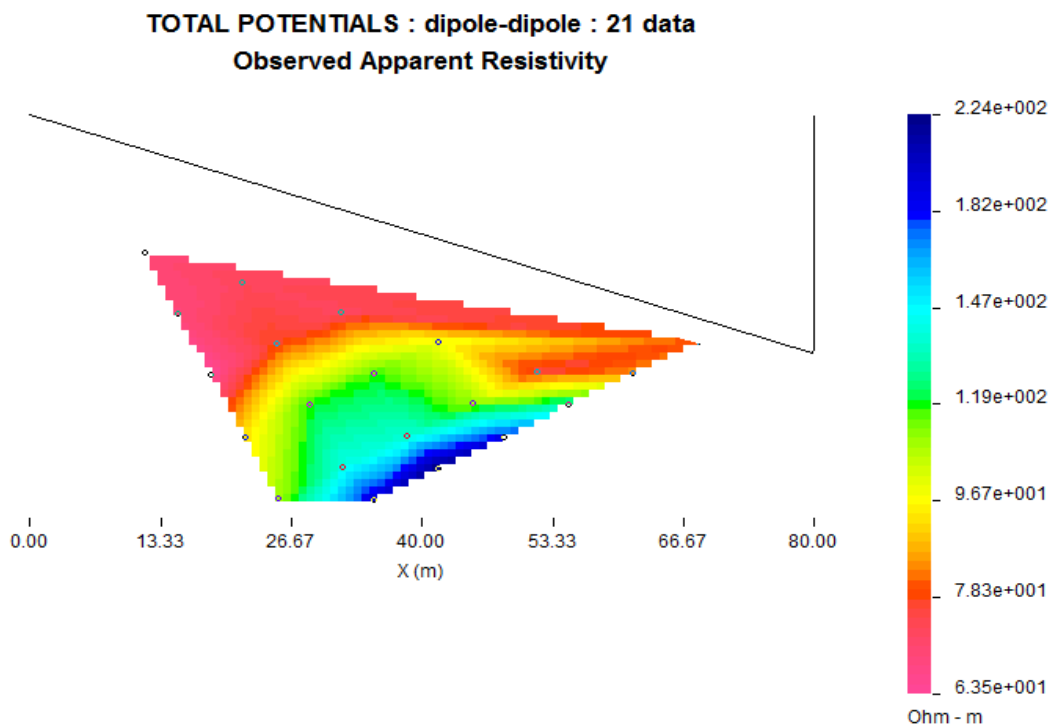


Figura 15: Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 2.

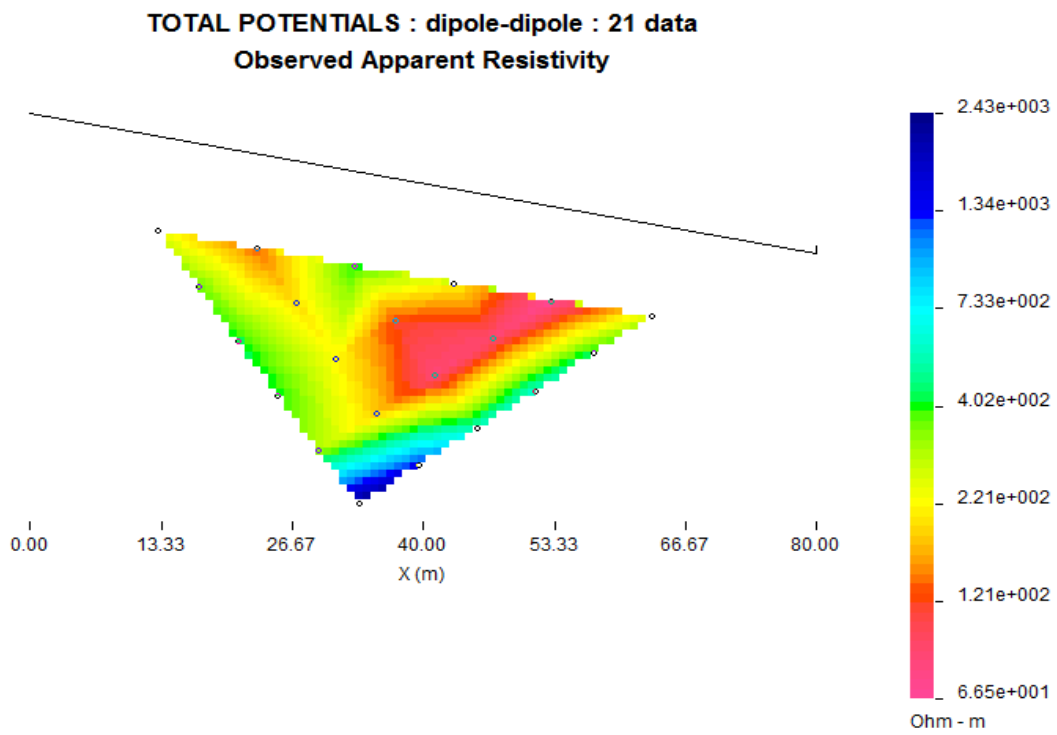


Figura 16: Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 3.

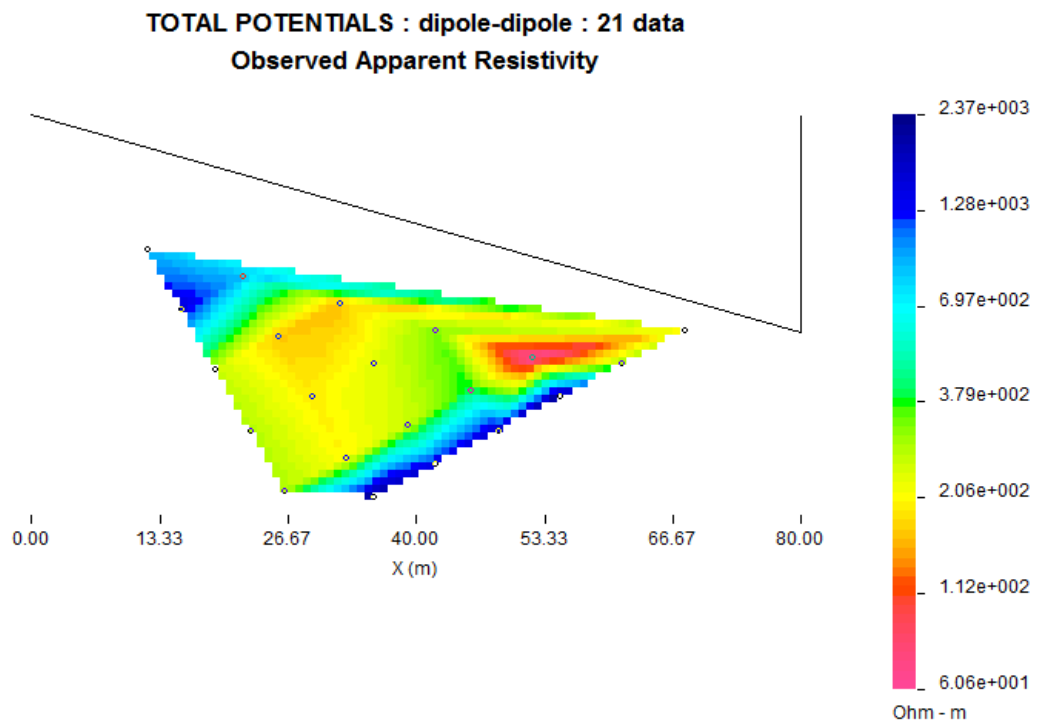


Figura 17: Pseudoseção apresentando os dados sintéticos gerados para o Modelo 4.

$$\phi_m = \alpha_s \int (m - m_0)^2 dx + \alpha_x \int \left[\frac{d}{dx} (m - m_0) \right]^2 dx + \alpha_z \int \left[\frac{d}{dz} (m - m_0) \right]^2 dz, \quad (5.1)$$

onde m_0 representa um modelo de referência, muitas vezes construído a partir da média ponderada das resistividades medidas, e m é o modelo otimizado. A Equação 5.1 é a norma do modelo, e o peso de cada termo na equação é controlado pelos coeficientes α_s , α_x e α_z . Enquanto o primeiro termo (α_s) garante que o modelo escolhido estará o mais próximo possível do modelo de referência, os dois últimos termos asseguram que o modelo será o mais "suave" possível nas direções horizontal (α_x) e vertical (α_z).

O modelo otimizado será alcançado após várias iterações, durante as quais o algoritmo gradativamente adiciona estrutura ao modelo, uma vez que seu objetivo é encontrar o modelo que melhor explique os dados. Assim, como mencionado anteriormente, o algoritmo busca reduzir a diferença entre os dados originais (sintéticos) e os dados gerados a cada iteração, o que irá prosseguir até que uma diferença pré-determinada (*target misfit*) seja alcançada. No caso do DCIP2D, essa diferença pré-determinada é controlada pelo parâmetro *Chifact*.

Uma primeira inversão é realizada para os quatros conjuntos de dados utilizando os seguintes parâmetros: $\alpha_s = 0.001$, $\alpha_x = 1$, $\alpha_z = 1$, *Chifact* = 0.5. Estes valores foram escolhidos após a realização de alguns testes. O resultado da inversão para o Modelo 1 é apresentado na Figura 18, que mostra o modelo otimizado e um gráfico explicando a evolução do processo de inversão.

5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

As Figuras 19-22 apresentam os modelos resultantes obtidos para os quatro conjuntos de dados sintéticos. Apesar da baixa resolução, é possível perceber que as estruturas definidas nos Modelos 1–4 são imageadas, mesmo quando as resistividades do corpo do deslizamento e da base possuem a mesma ordem de grandeza (Modelo 2). No caso do Modelo 4, os dois corpos são identificados, apesar da proximidade entre eles. As resistividades obtidas para cada estrutura também estão compatíveis com os valores originais.

Na prática, a primeira inversão raramente produz o melhor resultado; portanto, mais inversões devem ser realizadas a fim de obter modelos alternativos. Assim, uma segunda inversão foi realizada na tentativa de obter imagens melhores que aquelas apresentadas nas Figuras 19-22. Neste caso, o modelo de referência para cada conjunto de dados foi alterado para um cuja resistividade é igual ao menor valor obtido na primeira inversão. Na prática, isto equivale a alterar a norma do modelo, dada pela Equação 5.1. Os resultados obtidos após a segunda inversão são mostrados nas Figuras 23-26. Mais uma vez as estruturas são imageadas e, de modo geral, as resistividades obtidas estão um pouco mais próximas

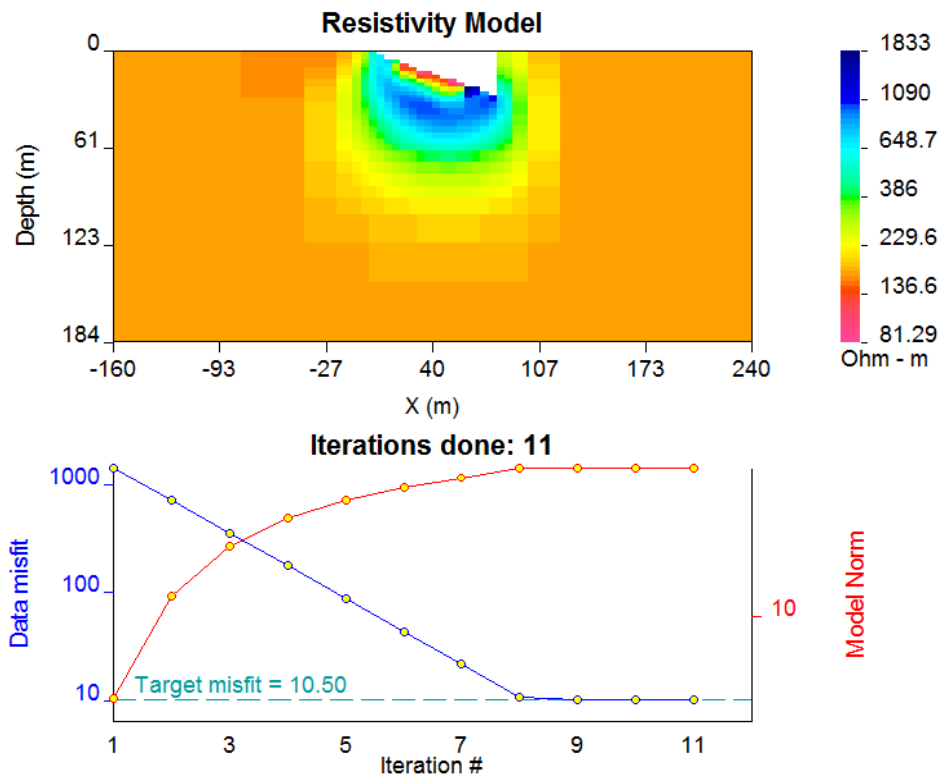


Figura 18: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 1.

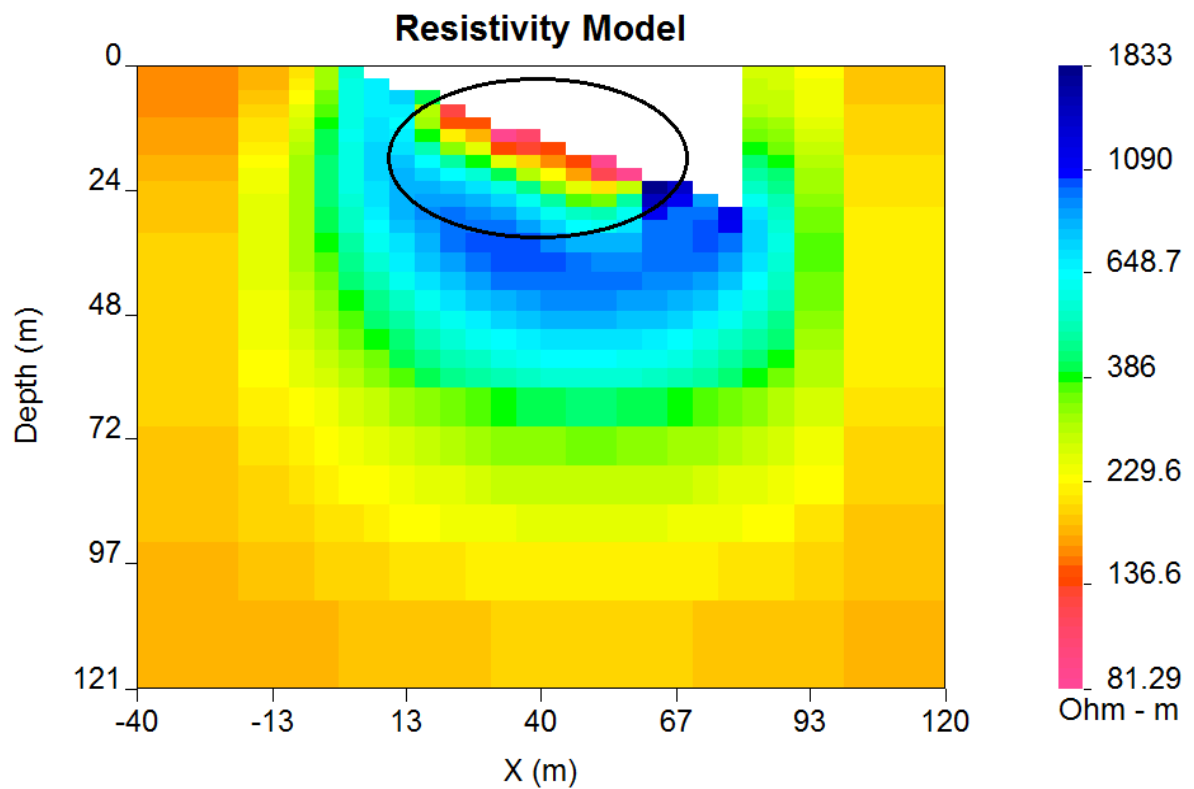


Figura 19: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 1. Estrutura em destaque.

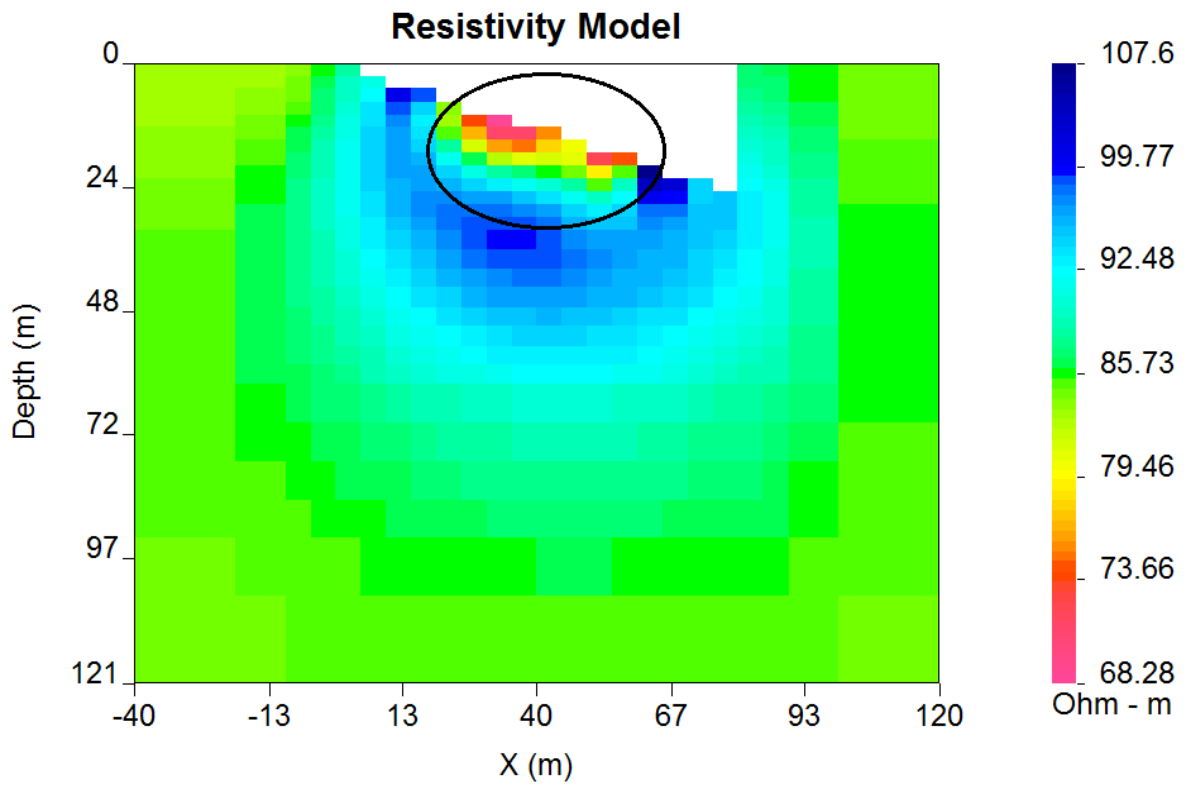


Figura 20: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 2. Estrutura em destaque.

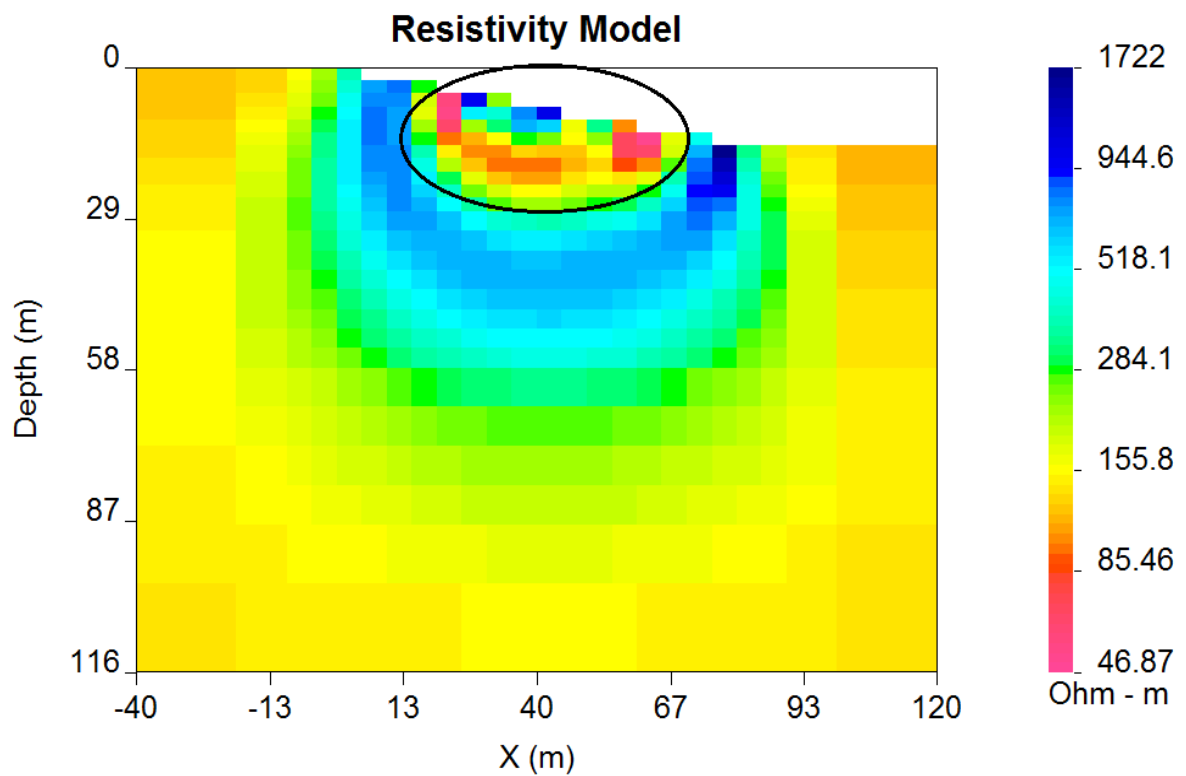


Figura 21: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 3. Estrutura em destaque.

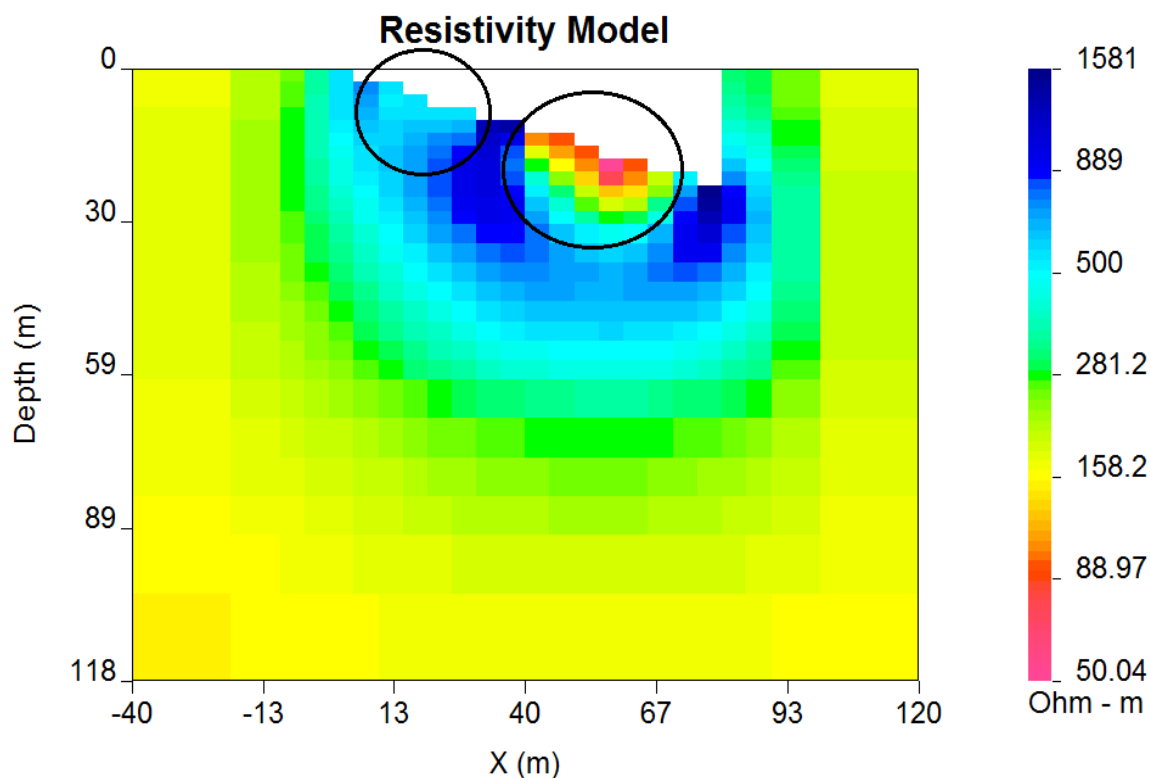


Figura 22: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 4. Estrutura em destaque.

dos valores originais do que aquelas encontradas após a primeira inversão. As posições e espessuras dos corpos mapeados também estão próximas dos valores indicados nos Modelos 1–4. Vale ressaltar que no Modelo 3 a estrutura imageada representa uma potencial superfície de escorregamento "escondida" em subsuperfície.

Os resultados obtidos mostram então que a técnica é eficiente em gerar imagens (elétricas) dos cenários apresentados, os quais estão comumente associados a deslizamentos de terra. Além de recuperar as resistividades originais, a técnica também se mostra eficiente em estimar a extensão lateral e a espessura do corpo do escorregamento, além de identificar as potenciais superfícies de deslizamento. Vale ressaltar que diferentes parâmetros devem ser testados tanto no processo de aquisição como nas rotinas de inversão com o objetivo de obter as melhores imagens possíveis da subsuperfície. Por se mostrar tão eficiente em imagear a subsuperfície, além de possuir outras vantagens, a ERT vem sendo cada vez mais empregada na investigação de áreas de risco geotécnico (DUARTE *et al.*, 2014; FIKOS; VARGEMEZIS; PAPAGEORGIOU, 2014). Se utilizada de maneira apropriada, pode ser uma importante ferramenta no monitoramento e na prevenção de deslizamentos e outros desastres naturais.

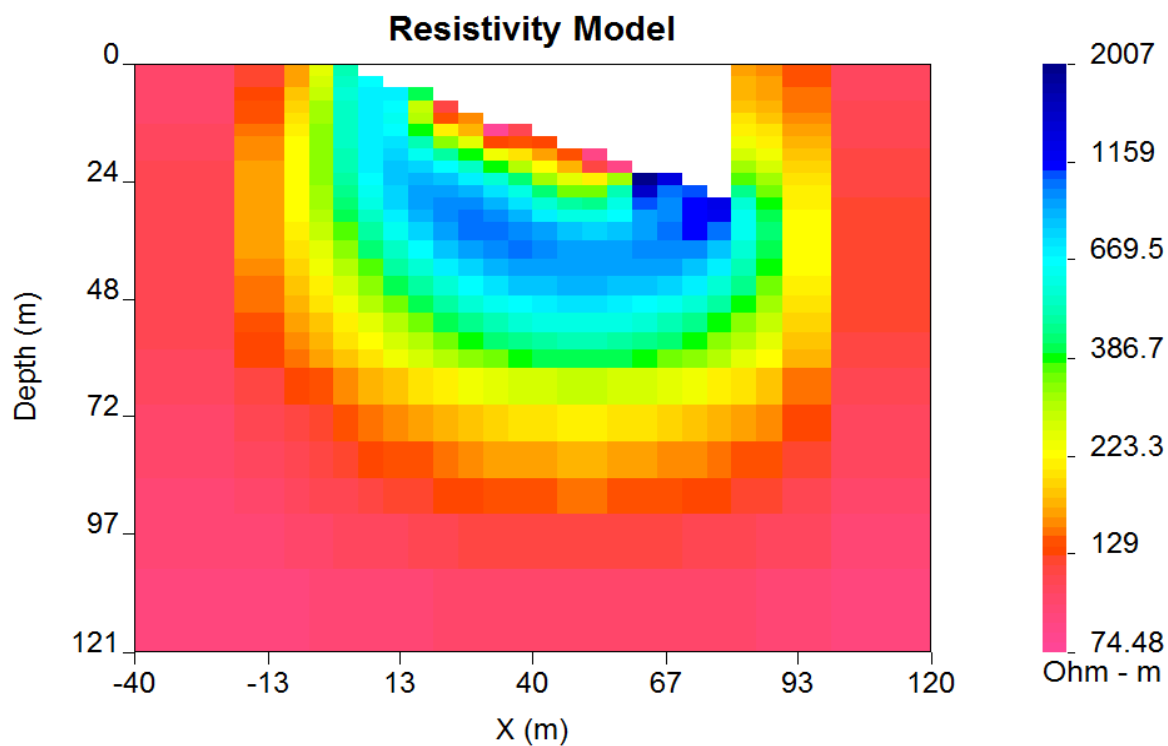


Figura 23: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 1 (após segunda inversão).

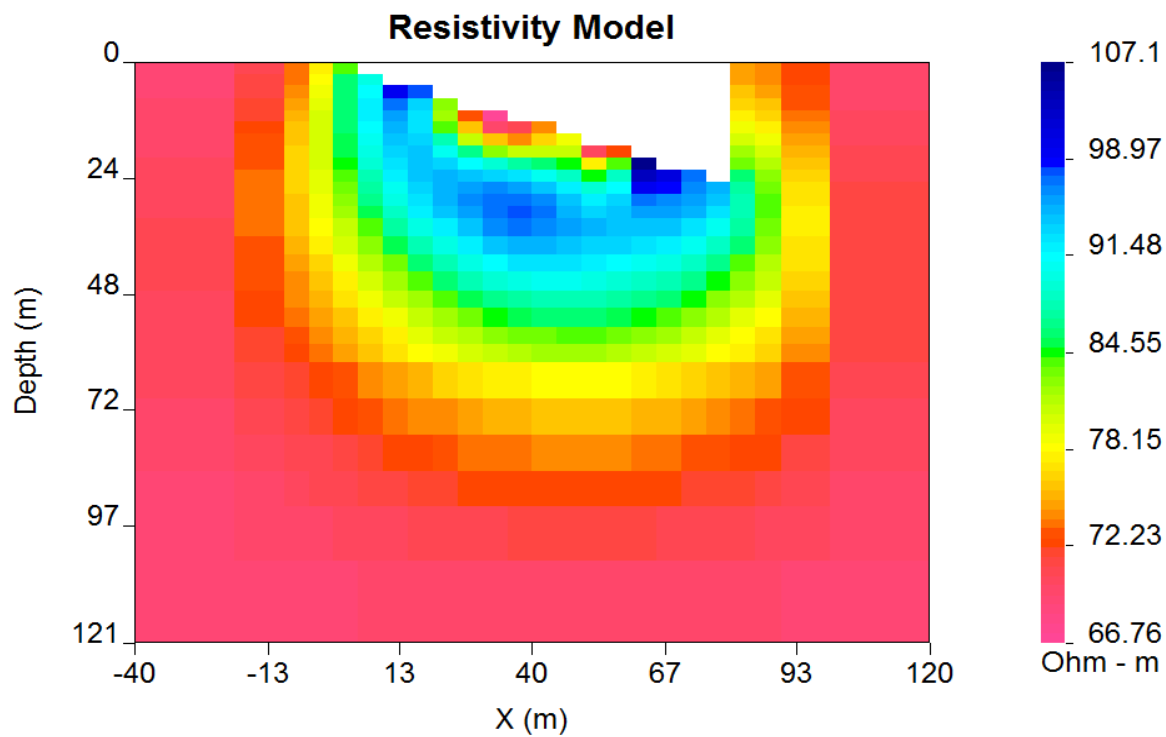


Figura 24: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 2 (após segunda inversão).

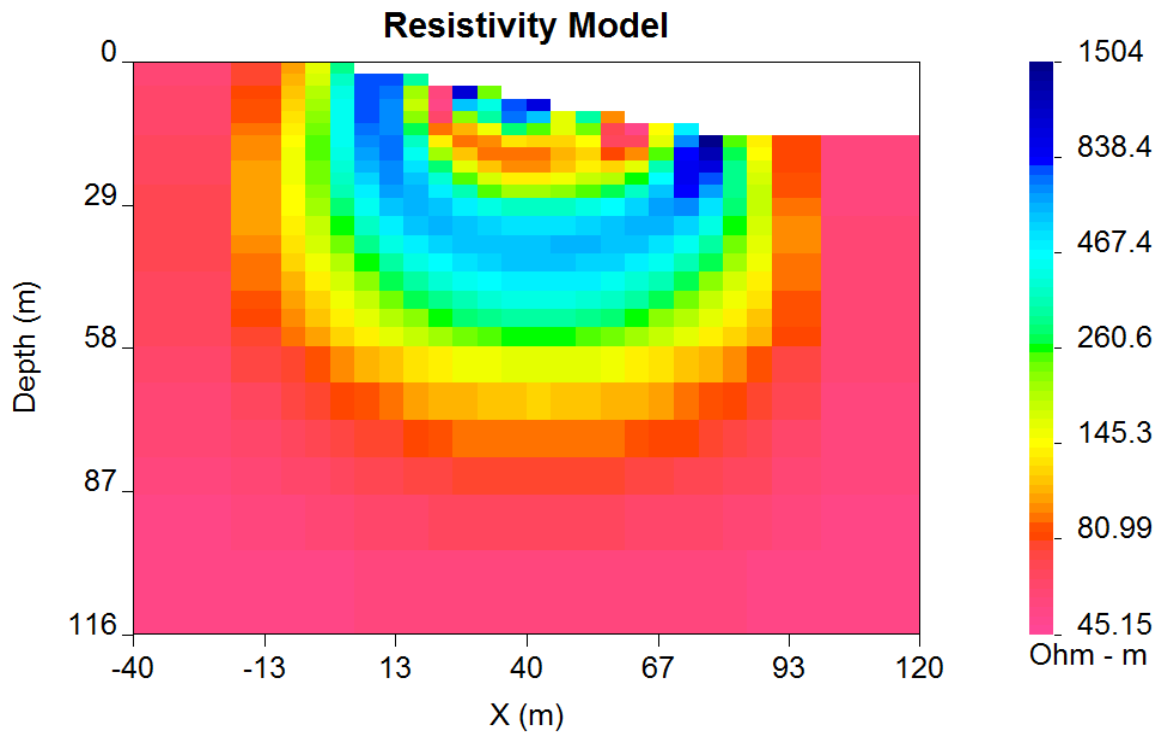


Figura 25: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 3 (após segunda inversão).

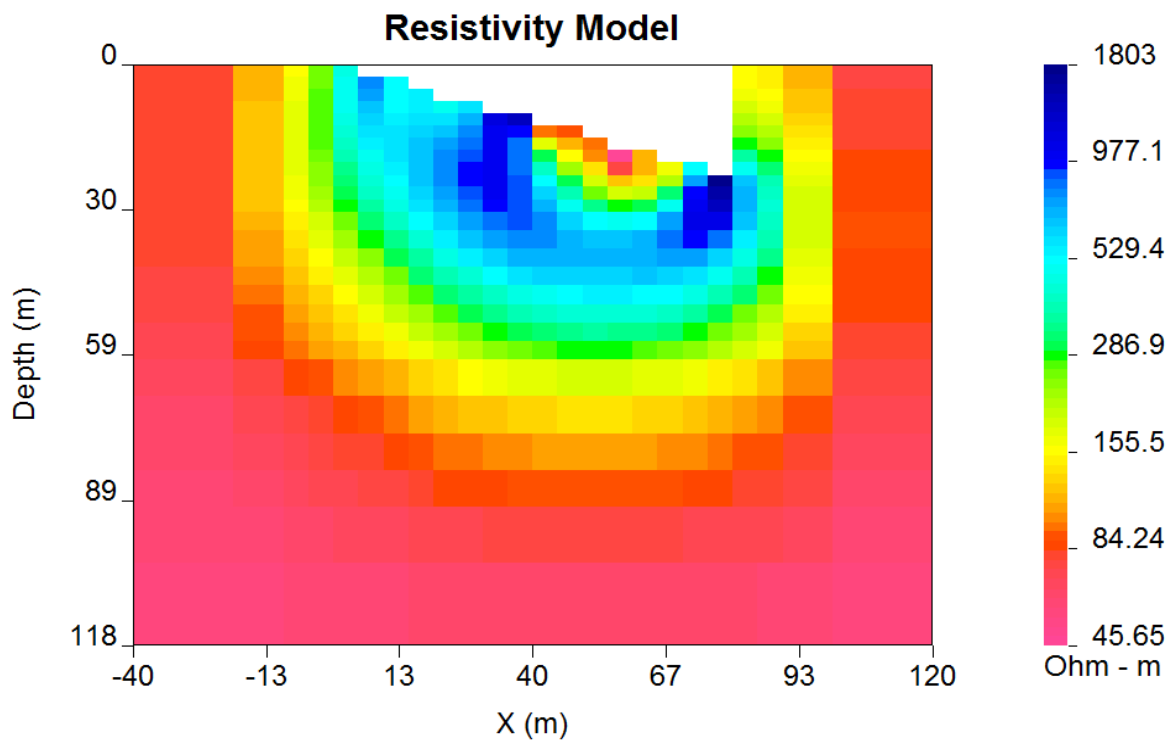


Figura 26: Resultado da modelagem inversa para o Modelo 4 (após segunda inversão).

6 CONCLUSÃO

Ao redor do mundo, os deslizamentos de terra costumam deixar um rastro de destruição, além de problemas ambientais e, muitas vezes, vítimas fatais. Por essa razão, o diagnóstico do subsolo torna-se extremamente importante, principalmente em áreas de risco. A partir desse diagnóstico é possível, muitas vezes, prever novos deslizamentos, e assim tomar medidas no sentido de evitá-los ou minimizar seus efeitos.

As chuvas fortes ou prolongadas parecem estar quase sempre associadas à ocorrência de deslizamentos, o que pode ser explicado pela diminuição do atrito ao longo da superfície de escorregamento e pelo aumento do peso do solo, ambos os fatores relacionados ao acúmulo de água no subsolo. Entender as características específicas de cada tipo de deslizamento é fundamental para planejar e adotar ações mitigadoras apropriadas. Portanto, informações confiáveis sobre o volume do corpo do deslizamento e possíveis superfícies de escorregamento, por exemplo, são essenciais no estudo desse fenômeno, principalmente no que se refere ao monitoramento e à previsão. Técnicas tradicionais de investigação do subsolo, como a perfuração, podem fornecer informações sobre essas questões, mas em geral são caras e muitas vezes inadequadas aos terrenos acidentados onde ocorrem os deslizamentos. Além disso, tais métodos fornecem apenas informações pontuais, tornando a visualização contínua do subsolo praticamente impossível. Os métodos geofísicos, por sua vez, oferecem a possibilidade de ensaios não destrutivos e sem qualquer impacto físico. Em geral possuem baixo custo, e permitem a visualização contínua do subsolo em duas ou três dimensões, fornecendo assim uma visão mais ampla da área de estudo.

Como visto ao longo deste trabalho, a tomografia de resistividade elétrica (ERT) tem sido amplamente utilizada para investigar deslizamentos de terra. A técnica se baseia em medições da resistividade elétrica do subsolo e sua distribuição espacial em duas ou três dimensões. A ERT pode fornecer dados úteis durante as fases anterior e posterior ao deslizamento devido a sua capacidade de obter informações sobre as sequências litoestratigráficas e a geometria do corpo do escorregamento, identificando assim as superfícies entre o material deslizante e o leito de rocha subjacente (superfícies de escorregamento). A técnica também é capaz de identificar áreas com alto teor de água, o que se deve ao fato da resistividade das rochas depender fortemente do conteúdo de água infiltrada, entre outros fatores.

Com o objetivo de investigar a utilização da ERT (2D) como ferramenta de monitoramento e previsão de deslizamentos de terra, foram construídos modelos sintéticos representativos de diferentes cenários associados aos deslizamentos. A construção dos modelos foi baseada nos valores típicos de resistividade encontrados na literatura para os

ambientes onde geralmente ocorrem os escorregamentos. Após a construção dos modelos, foram realizadas a modelagem direta e a inversão, etapas que fazem parte da construção da imagem elétrica 2D (tomografia). Os resultados obtidos mostram que a técnica é capaz de imagear as estruturas modeladas, sendo eficiente em determinar as resistividades reais e também a extensão e posição dos corpos.

Embora as imagens obtidas tenham baixa resolução, é possível perceber que as superfícies de escorregamento também são imageadas pela ERT, apesar da inclinação do terreno. Como foi discutido, estas informações são de extrema importância para o estudo dos deslizamentos. As imagens obtidas pela ERT estão relacionadas somente ao momento da aquisição, e portanto não fornecem informações sobre a evolução dinâmica da encosta investigada. No entanto, o avanço tecnológico dos equipamentos utilizados nos levantamentos abre a possibilidade de várias tomografias serem realizadas durante o dia, o que poderia permitir o acompanhamento da evolução temporal do deslizamento (tl-ERT). Assim, a técnica poderia ser utilizada não somente para definir as características geométricas do deslizamento, mas também para monitorar áreas de risco.

REFERÊNCIAS

- ARCHIE, G. E. Introduction to petrophysics of reservoir rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 34, n. 5, p. 943–961, 1950. Citado na página 25.
- AWANG, H. et al. Slope failure investigation using electrical resistivity profiling. *Journal Teknologi*, v. 78, n. 5, p. 9–13, 2016. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 33.
- BELL, R. et al. Subsurface investigations of landslides using geophysical methods - geoelectrical applications in the swabian alb (germany). *Geographica Helvetica*, v. 61, n. 3, p. 201–208, 2006. Citado na página 12.
- DEY, A.; MORRISON, H. F. Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, v. 27, p. 1020–1036, 1979. Citado 2 vezes nas páginas 19 e 28.
- DOSTAL, I.; PUTISKA, R.; KUSNIRAK, D. Determination of shear surface of landslides using electrical resistivity tomography. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, v. 44, n. 2, p. 133–147, 2014. Citado na página 13.
- DUARTE, R. S. S. et al. Aplicação do método de eletrorresistividade (ce) em área de risco geotécnico em terreno cárstico, nobres - mt. In: *XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*. São Paulo: [s.n.], 2014. Citado na página 42.
- FIKOS, I.; VARGEMEZIS, G.; PAPAGEORGIOU, F. *Landslide investigation with the use of electrical resistivity tomography: a case study in Epirus Greece*. 2014. Disponível em: <http://www.old.unibuc.ro/facultati/geologie-geofizica/docs/2014/noi/20_13_09_02P20_GEO2014.pdf>. Acesso em: 20 mar 2019. Citado na página 42.
- HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. *The landslide handbook - A guide to understanding landslide*. Reston, Virginia: US Geological Survey, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 7, 11 e 14.
- KIBRIA, G.; HOSSAIN, M. Investigation of geotechnical parameters affecting electrical resistivity of compacted clays. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, v. 138, p. 1520–1529, 2012. Citado na página 26.
- LANCASTER, S. T. *Landslides: force balance and soil water*. 2013. Disponível em: <http://www.geo.oregonstate.edu/~lancasts/GEO_322_Landslides_20131021.pdf>. Acesso em: 07 jul 2018. Citado na página 17.
- LOKE, M. H. *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. 2013. Disponível em: <<http://www.geotomosoft.com/>>. Acesso em: 01 jul 2018. Citado 9 vezes nas páginas 7, 20, 21, 23, 24, 26, 27, 30 e 35.
- LUPINACCI, W. M. *Apostila do curso Introdução à inversão de dados geofísicos - Universidade Federal Fluminense*. 2016. Citado na página 29.
- PERRONE, A.; LAPENNA, V.; PISCITELLI, S. Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews*, v. 135, 2014. Citado 3 vezes nas páginas 12, 27 e 31.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied geophysics*. 2. ed. [S.l.]: Cambridge University Press, 1990. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 26.

USTRA, A. T. *Utilização dos métodos eletroresistividade e polarização induzida com aquisição de dados 3D para caracterização geoambiental de uma área à jusante do aterro de resíduos sólidos urbanos de Bauru - SP*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. Citado na página 30.

XAVIER, F. F.; XAVIER, S. D. Geofísica elétrica aplicada a geotecnia para investigação de estabilidade de taludes. In: *7º Simpósio de Práticas da Engenharia Geotécnica da Região Sul - Geosul*. Paraná: [s.n.], 2008. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 33.