



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

UTILIZAÇÃO DO MÉTODO DE
ELETORRESISTIVIDADE PARA
MAPEAR AGENTES CAUSADORES DE
INSTABILIDADE DE TALUDES NO
CAMPUS DA UFBA

JULIANA TELES DINIZ GONÇALVES

SALVADOR – BAHIA
NOVEMBRO – 2016

**Utilização do método de eletrorresistividade para mapear agentes causadores
de instabilidade de taludes no campus da UFBA**

por

JULIANA TELES DINIZ GONÇALVES

Orientador: M.e Aleksandro Guerra Cerqueira

Coorientador: Prof. Dra. Susana Silva Cavalcanti

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

COMISSÃO EXAMINADORA

_____ Dra. Susana Silva Cavalcanti

_____ Dr. Olivar Lima de Lima

_____ M.e Vitor Hugo Serravalle Reis Rodrigues.

DATA DA APROVAÇÃO: 01/11/2016

“Size matters not. Look at me.
Judge me by my size, do you?
Hmm? Hmm. And well you should
not. For my ally is the Force, and a
powerful ally it is. Life creates it,
makes it grow. Its energy surrounds
us and binds us. Luminous beings
are we, not this crude matter. You
must feel the Force around you;
here, between you, me, the tree, the
rock, everywhere, yes. Even between
the land and the ship.”

- Yoda

RESUMO

Uma investigação dos agentes da instabilidade de um talude, que utiliza tanto a aplicação do Método Geofísico da Eletroresistividade quanto uma análise geológica da região, é apresentada neste trabalho. Foram realizados dois Caminhamentos Elétricos e uma Sondagem Vertical Elétrica em um talude localizado no *Campus* de Ondina da Universidade Federal da Bahia. A interpretação dos dados geofísicos foi feita em conjunto com a análise de amostras de rochas coletadas em poços próximos ao local de estudo e sondagens SPT. Foram determinadas a espessura do solo, a posição do embasamento e da zona saturada, o que comprova a eficiência dos métodos de eletroresistividade na definição dos parâmetros de avaliação dos processos de formação dos movimentos de massa. Dessa forma, esse trabalho corrobora com a possibilidade de utilização da Geofísica como um instrumento poderoso para auxílio no diagnóstico geotécnico de estabilidade de taludes.

ABSTRACT

An investigation about the instability agents on a slope that uses the Geophysical Electrorresistivity method and also a geological analysis of the area is presented in this work. Two Electrical Resistivity Tomography (ERT) and one Vertical Electrical Sounding (VES) were carried on a slope placed at Federal University of Bahia (*Campus Ondina*). The geophysical data interpretation was made in conjunction with the analysis of rock sample at boreholes that were collected near the study site and SPT soundings. As a result, the soil thickness, the foundation and saturated zone positions, what proves the efficiency of electrorresistivity methods in defining the evaluation parameters of the mass movement formation processes. Thus, this work corroborates with the possibility of using Geophysics as a powerful tool to assist in the geotechnical diagnosis of slope stability.

Sumário

RESUMO	3
ABSTRACT	4
Introdução	9
1 Análise da Estabilidade de Taludes	10
1.1 Forças atuantes em um talude	10
1.1.1 Pressões atuantes no solo	13
1.1.2 Coesão Aparente	15
1.1.3 Resistência ao Cisalhamento	15
1.2 Agentes causadores de instabilidades	16
1.2.1 Agentes naturais	16
2 Método Geofísico Elétrico	21
2.1 Propriedades Elétricas das Rochas	21
2.2 Método da Eletrorresistividade (ER)	23
2.2.1 Potencial Elétrico em um Meio Homogêneo	25
2.2.2 O conceito de resistividade aparente	28
2.2.3 Arranjo de Eletrodos	29
2.2.4 Técnicas	31
2.2.5 Caminhamento Elétrico	31
2.2.6 Sondagem Elétrica Vertical	33
3 Aspectos Geológicos	38
3.1 Geologia Regional	38
3.1.1 O Alto Cristalino de Salvador	39
3.2 Geologia Local do <i>Campus</i> de Ondina	41
3.2.1 Geologia e Geomorfologia	41
3.2.2 Hidrogeologia	42
3.2.3 Ação Antrópica	43
3.3 Área de estudo	45
4 Aquisição, Tratamento e Interpretação dos dados geoeletricos	47
4.1 Aquisição dos dados	47
4.2 Tratamento dos dados	48
4.3 Interpretação dos dados geoeletricos	50
5 Conclusões	60

Agradecimentos	61
Referências	63

Lista de Figuras

Figura 1.1	Tensões atuantes (τ_A) e resistentes (τ_R) em um talude (Fiori, 2015).	11
Figura 1.2	Decomposição da Força \vec{P} em suas componentes tangencial (\vec{P}_x) e normal (\vec{P}_y) e a força de resistência (\vec{R}) (Fiori, 2015).	11
Figura 1.3	Seção esquemática de um perfil de solo com uma zona saturada. A linha NA representa o nível de água do lençol freático.	13
Figura 1.4	Pressão neutra (ou de poros).	14
Figura 1.5	Descrécimo de resistência ao cisalhamento das argilas de Londres (Terzaghi (1953) Apud Fiori, 2015).	16
Figura 2.1	Faixa de variação da resistividade em diferentes tipos litológicos (Braga, 2016).	22
Figura 2.2	Cilindro condutor homogêneo em que L é seu comprimento e S é a área da sua seção transversal.	24
Figura 2.3	Fonte pontual de corrente na superfície de um meio homogêneo.	24
Figura 2.4	Diferença de Potencial na superfície de um meio homogêneo.	25
Figura 2.5	Configuração tetraeletródica usualmente utilizada em campo para medir a diferença de potencial em um solo ao ser injetada uma corrente (Braga, 2016).	25
Figura 2.6	Ilustração esquemática de um substrato rochoso heterogêneo (Gallas, 2000).	29
Figura 2.7	Disposição dos eletrodos de corrente (A e B) e dos eletrodos de potencial (M e N) para o arranjo Schlumberger (Amarante, 2014).	30
Figura 2.8	Disposição dos eletrodos de corrente (A e B) e dos eletrodos de potencial (M e N) para o arranjo Dipolo-Dipolo (Amarante, 2014).	31
Figura 2.9	Técnica do Caminhamento Elétrico utilizando um arranjo dipolo-dipolo (Braga, 2006).	32
Figura 2.10	Forma de dados para construção da seção de resistividade aparente. N = níveis de investigação (Hollof, 1957).	32
Figura 2.11	Exemplo de uma pseudo-seção de resistividade aparente usando o arranjo dipolo-dipolo (Braga, 2016).	33
Figura 2.12	Técnica da Sondagem Elétrica Vertical (Braga, 2016).	34
Figura 2.13	Plotagem da resistividade aparente <i>versus</i> $AB/2$ de dados obtidos pela técnica de Sondagem Elétrica Vertical (Gandolfo, 2007).	35
Figura 2.14	Arranjo de blocos utilizado no modelo, juntamente com a posição do ponto de medida da correspondente pseudo-seção. O arranjo de eletrodos utilizado foi o Dipolo-Dipolo ($a= 2m$, 10 níveis de investigação). O número de blocos é 106, com 135 pontos de medida em um perfil de 40m de extensão (Gandolfo, 2007).	37

Figura 3.1	Localização do trabalho em escala regional (Nascimento, 2008).	38
Figura 3.2	Mapa geológico de Salvador modificado a partir de Barbosa et al. (2005).	40
Figura 3.3	Localização do <i>Campus</i> de Ondina a partir de imagens retiradas do <i>software</i> Google Earth.	41
Figura 3.4	Exemplos de rochas ultramáficas granulitizadas do embasamento cristalino de Salvador na praia do Farol da Barra (Souza, 2008).	42
Figura 3.5	Distribuição do fluxo subterrâneo no <i>Campus</i> Universitário de Ondina modificado de Nascimento, (2002).	44
Figura 3.6	(a) Clareira situada na Rua Barão de Jeremoabo separada por uma cerca viva (b) Vegetação local marcada intensamente pela presença do Bambuzal.	45
Figura 4.1	(a) Localização da SEV e do CE no local (b) disposição dos eletrodos da SEV.	48
Figura 4.2	Arquivo <i>.dat</i> padrão utilizado para realizar inversão dos dados de Sondagem Elétrica Vertical no <i>software</i> <i>RE1DINV</i> para o arranjo Schlumberger.	49
Figura 4.3	Arquivo <i>.dat</i> padrão utilizado no <i>software</i> <i>RES2DINV</i> para realizar a inversão dos dados do Caminhamento Elétrico utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo.	50
Figura 4.4	Localização do talude estudado, dos poços do SIAGAS: Palácio de Ondina II,III e IV e da Biblioteca de Exatas, onde foram realizados os ensaios diretos.	51
Figura 4.5	Perfis construtivos e dados litológicos dos Poços de Palácio de Ondina II,III,IV modificado do site SIAGAS, 2007.	53
Figura 4.6	Perfil Geotécnico obtido através dos dados de sondagens SPT gerado por Santos (2016).	54
Figura 4.7	Modelo invertido de resistividade 2D (M_{1INV}) referente ao Caminhamento Elétrico I, utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo. O espaçamento a entre os dipolos foi de 4 metros. Este modelo apresentou o erro RMS, entre o dado calculado e o observado, de 9,2%.	55
Figura 4.8	Modelo invertido de resistividade 2D, (M_{2INV}) referente ao Caminhamento Elétrico II, utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo. O espaçamento a entre os dipolos foi de 5 metros. Este modelo apresentou o erro RMS, entre o dado calculado e o observado, de 23,6%.	56
Figura 4.9	(a) Descrição das amostras de uma das sondagens SPT localizada na atual Biblioteca de Exatas, modificado de. (b) Interpretação do modelo geoeletrico 1D da SEV.	57
Figura 4.10	Dados observados e calculados da Sondagem Elétrica Vertical modelo de resistividade invertido 1D no <i>software</i> <i>RES1D</i>	59

Introdução

O processo de urbanização descontrolada, característico do século XXI traz uma temática importante para a sociedade: os deslizamentos de encostas e taludes que colocam em risco a segurança e a qualidade de vida da população, além da destruição de moradias, áreas industriais ou comerciais e incalculáveis prejuízos diretos e indiretos. A supressão da vegetação e o acúmulo de lixo em zonas íngremes comprometem a drenagem pluvial, o que acentua o processo erosivo e por consequência, o deslizamento de terra, principalmente quando associados a períodos de chuva intensa ou prolongada.

O Método da Eletrorresistividade se apresenta como uma ferramenta para o diagnóstico do subsolo para a análise geotécnica sem impactos físicos, de baixo custo, com rapidez na execução e nos resultados. Este método emprega uma corrente elétrica artificial que é introduzida no terreno através de dois eletrodos de corrente, onde é medida a diferença de potencial em outros dois eletrodos, nas proximidades do fluxo de corrente, permitindo assim calcular a resistividade real ou aparente em subsuperfície (Elis, 2002).

Xavier (2010), Popescu et al. (2016), Ling et al. (2016) e outros autores levantaram uma característica importante dos resultados alcançados através de métodos geofísicos para investigação de estabilidade de taludes, que é a visualização contínua do subsolo, em uma duas dimensões, trazendo uma visão mais ampla da área em estudo o que, se comparado a métodos convencionais (ensaios diretos) de investigação seria praticamente impossível, mesmo se unidos os dados pontuais, ainda que muito próximos, o que usualmente não é possível, seja devido a custos, seja devido a tempo de execução.

O mapeamento de subsolo seja raso, profundo ou muito profundo através dos diversos métodos geofísicos tem um princípio em comum, são ensaios não-destrutivos ou não invasivos, ou seja, sem penetração física no meio investigado. Souza (1988) e Souza (2006) apresentam vários exemplos que confirmam a importância da Geofísica nos tempos atuais, principalmente no que se refere as interferências no meio ambiente, a legislação ambiental e a excelente relação custo-benefício.

Neste trabalho a aplicação do método de eletrorresistividade tem como objetivo determinar a espessura do solo, a posição do embasamento, a presença de blocos e matacões e da zona saturada, além de um plano preferencial de escorregamento em um talude localizado no *Campus* de Ondina da Universidade Federal da Bahia. A atividade geofísica se constituiu na realização de dois Caminhamentos Elétricos e uma Sondagem Elétrica Vertical. A interpretação dos dados geofísicos foi realizada em conjunto com a análise dos dados de campo invertidos, utilizando os *softwares RES1D* e *RES2D*, e a análise de amostras de rochas em poços e sondagens SPT, coletadas e realizadas próximas ao local de estudo.

Capítulo 1

Análise da Estabilidade de Taludes

Este capítulo tem como objetivo definir o que são taludes e quais forças atuam nesses locais. Para entender como a geofísica pode ser utilizada para auxiliar a prevenção de deslizamentos é necessário ter em mente alguns conceitos de mecânica dos solos e entender como os fatores de instabilidade atuam no talude.

Do ponto de vista teórico, um talude compreende uma superfície inclinada qualquer que limita um maciço de terra, de rocha, ou de ambos. Eles podem ser classificados como sendo naturais ou artificiais. Taludes naturais são aqueles formados de forma natural, por processos geológicos e outros fatores ambientais. Já os taludes artificiais são aqueles que passam ou passaram por um processo de alteração na sua forma topográfica devido à ação antrópica.

Podemos encontrar diversos taludes inseridos no contexto urbano de grandes cidades. As encostas, na maioria das vezes, são exemplos de taludes naturais que são ocupados por parte da população, devido ao grande crescimento não planejado nesses grandes centros. A falta de infra-estrutura e planejamento permitiu que essas encostas fossem povoadas e inseridas na mancha urbana sem antes passar por projetos de contenção de encostas.

1.1 Forças atuantes em um talude

Um talude está submetido, teoricamente, a ação de três forças distintas: força devido ao peso do material, força devida ao escoamento de água e por fim, força de resistência ao cisalhamento (Fiori, 2016).

Para que um talude seja considerado estável, é necessário que essas três forças estejam em equilíbrio, uma vez que as duas primeiras se somam, tendendo a movimentar a massa de solo encosta a baixo (tensões atuantes), enquanto a última funciona como freio a essa movimentação (tensão resistente) (Figura 1.1). Dessa forma, é necessário conhecer o mecanismo de atuação dessas forças para que se possa projetar corretamente as medidas de prevenção desses deslizamentos.

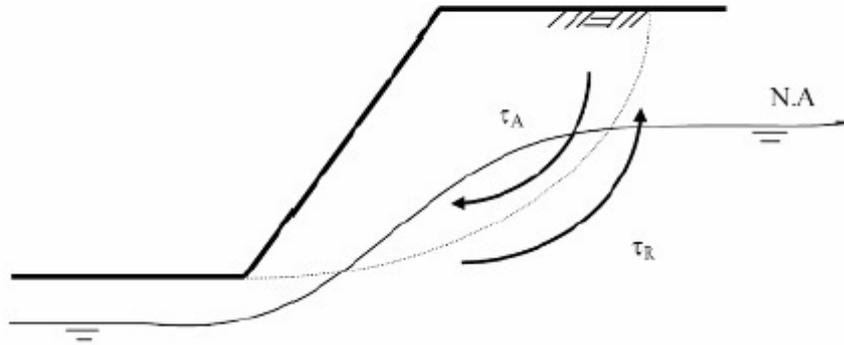


Figura 1.1: Tensões atuantes (τ_A) e resistentes (τ_R) em um talude (Fiori, 2015).

A análise do equilíbrio-limite considera que as forças que tendem a induzir a ruptura ou movimento são balanceadas pelas forças de resistência. Para visualizarmos essa situação fisicamente, vamos considerar um talude como sendo um plano inclinado. Consideremos, assim um bloco apoiado sobre um plano inclinado que possui um ângulo i (Figura 1.2):

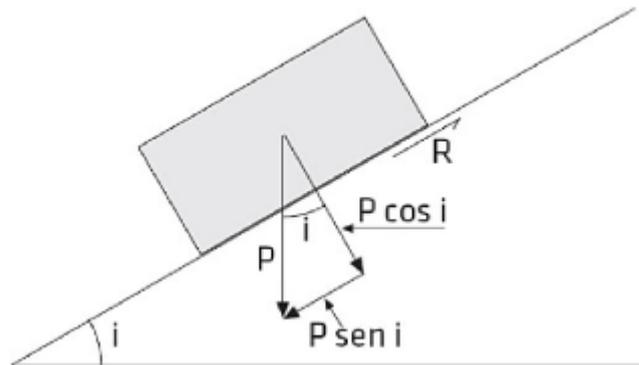


Figura 1.2: Decomposição da Força \vec{P} em suas componentes tangencial (\vec{P}_x) e normal (\vec{P}_y) e a força de resistência (\vec{R}) (Fiori, 2015).

Considerando a Figura (1.2), podemos decompor o peso (\vec{P}) em duas componentes:

$$\begin{cases} P_x = \vec{P} \sin(i) \\ P_y = \vec{P} \cos(i) \end{cases}$$

A força resistente à movimentação \vec{R} é dada por:

$$\vec{R} = \tau A \quad (1.1)$$

Onde A é a área da base do bloco e τ é a resistência ao cisalhamento do contato bloco-plano inclinado. Pela Eq 1.2, denominada Equação de Coulomb, tem-se que:

$$\tau = c + \sigma_n \operatorname{tg} \phi \quad (1.2)$$

Onde, c é a coesão e ϕ é o ângulo de atrito interno, no contato bloco-superfície de apoio. A tensão normal (σ_n) é dada por:

$$\sigma_n = \frac{\vec{F}}{A} = \frac{\vec{P}\cos(i)}{A} \quad (1.3)$$

Levando-se em conta que a tensão é igual à força dividida pela área ($\sigma = F/A$), tem-se:

$$\sigma_n = \frac{\vec{P}\cos(i)}{A} \quad (1.4)$$

Substituindo-se (1.4) em (1.2), obtém-se a tensão de cisalhamento (tangencial):

$$\sigma_s = \frac{\vec{P}\cos(i)}{A} \text{tg}\phi \quad (1.5)$$

Como $\tau = R/A$ e, substituindo na equação anterior, obtém-se finalmente:

$$\vec{R} = \vec{P}\cos(i) \cdot \text{tg}\phi \quad (1.6)$$

\vec{R} é a força resistente ao movimento de massa (aquela que tende a manter o bloco em equilíbrio). Estando o bloco em sua condição de equilíbrio-limite, podemos escrever:

$$\vec{P}\sin(i) = \vec{P}\cos(i)\tan\phi \quad (1.7)$$

Para que possamos comparar a estabilidade de taludes em diferentes condições de equilíbrio-limite, define-se um fator de segurança (\vec{F}_s) como a razão entre a resultante das forças resistentes ao escorregamento (\vec{F}_R) e a resultante das forças favoráveis ou solicitantes ao movimento (\vec{F}_S). No nosso caso, o fator de segurança F_s é dado por:

$$F_s = \frac{\vec{F}_R}{\vec{F}_S} \quad (1.8)$$

Para este exemplo, tem-se que o bloco atinge sua condição de equilíbrio quando a coesão é nula ($c = 0$) e:

$$\text{tg}(i) = \text{tg}(\phi) \quad (1.9)$$

Logo:

$$F_s = \frac{\vec{P}\cos(i)\tan\phi}{\vec{P}\sin(i)} = \frac{\text{tg}\phi}{\text{tgi}} = 1 \quad (1.10)$$

Conclui-se diante disso que, na condição de equilíbrio-limite e para $c = 0$, o fator de segurança (F_s) é igual a 1, pois $i = \phi$. Valores de F_s maiores que 1 e, portanto, com $i < \phi$, indicam que as forças resistentes são maiores que as forças solicitantes. Assim, conclui-se que o talude está em equilíbrio. Por outro lado, valores de F_s menores que 1 e, portanto, com $i > \phi$, indicam que as forças solicitantes são maiores que as resistentes e o talude estará em desequilíbrio.

1.1.1 Pressões atuantes no solo

Nesta seção vamos examinar as diferentes formas de pressão que atuam nos solos. Primeiramente vamos analisar a pressão atuante em um ponto qualquer do solo devida ao peso do material sobrejacente e, em seguida, as pressões devidas à presença de água, como pressão neutra, a pressão efetiva e a pressão de percolação.

Pressão vertical devida ao peso da terra - Nível de terreno inclinado

Na mecânica dos solos, as tensões devidas ao próprio peso possuem valores que não podem ser desconsiderados. É necessário, desta forma, determinar as pressões atuantes na massa de solo quando a consideramos apenas sujeita à ação da gravidade, sem a ação de cargas externas.

Quando a superfície do terreno é horizontal consideramos que a tensão atuante em um plano horizontal a uma certa profundidade seja normal a este plano. Se considerarmos ainda que o solo seja constituído de n camadas aproximadamente horizontais, a tensão vertical resulta do somatório dos efeitos das n camadas. Porém, em nosso estudo, não estamos considerando superfícies horizontais, e sim, taludes e encostas que se constituem como superfícies de terreno inclinadas.

No caso de uma porção do perfil do solo se apresentar saturada com água (Figura 1.3), no cálculo da pressão vertical que atua em um plano deverá ser levado em conta as camadas acima e abaixo do nível da água (NA) e ainda, substituir γ_{nat} por γ_{sat} na segunda camada de solo:

$$\sigma_v = \gamma_{nat}Z_1 + \gamma_{sat}Z_2 \quad (1.11)$$

- σ_v é a pressão vertical
- γ_{nat} é peso específico natural
- γ_{sat} é peso específico saturado
- Z_1 e Z_2 são as profundidades 1 e 2, respectivamente.

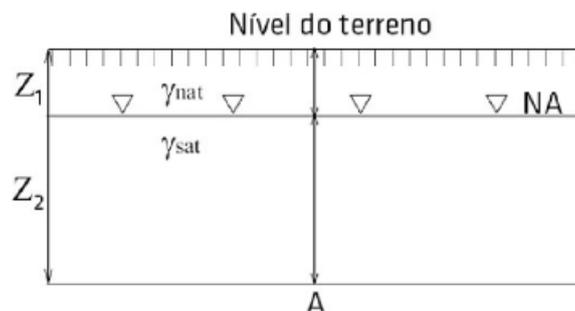


Figura 1.3: Seção esquemática de um perfil de solo com uma zona saturada. A linha NA representa o nível de água do lençol freático.

Pressões de água no solo

Em cada ponto do terreno, estando a água em equilíbrio estático, há uma pressão agindo no interior das discontinuidades das rochas ou nos poros de um solo, que corresponde à altura que a água ascende no interior de um piezômetro colocado neste ponto (Azevedo e Filho, 1998).

Existem dois tipos de pressão: uma que é igual à pressão da água presente nos poros das rochas, que não causa alteração no arcabouço dos sólidos e é denominada de **Pressão neutra** (μ), e outra que se transmite de grão em grão gerando alterações no arcabouço dos sólidos e é denominada **Pressão Efetiva** (σ_e).

A pressão neutra em um ponto do solo corresponde à carga hidrostática daquele ponto e será expressa pelo produto entre a massa específica da água (γ_a) e a altura (h) alcançada pela água:

$$\mu = \gamma_a \cdot h \quad (1.12)$$

Podemos considerar por **Pressão Total** (σ_t) a pressão atuante sobre um determinado horizonte do solo, considerando-se o peso total de todos os materiais (solo e água) sobrejacente ao referido plano. Assim:

$$\sigma_t = \gamma_{nat} \cdot Z \quad (1.13)$$

Se o solo for saturado, deve-se substituir o valor de (γ_{nat}) por (γ_{sat}).

A principal característica da pressão neutra, ou de poros, é o fato de que, por ser exercida por um líquido, atua com igual intensidade em todas as direções (Figura 1.4).

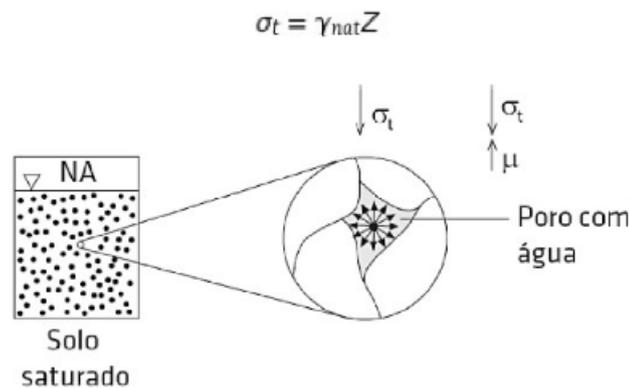


Figura 1.4: Pressão neutra (ou de poros).

Podemos concluir que, a pressão que efetivamente atua sobre um ponto qualquer de um solo saturado não é igual a pressão total, e sim à chamada pressão efetiva (σ_e). Assim, a pressão efetiva pode ser escrita como:

$$\sigma_e = \sigma_t - \mu \quad (1.14)$$

Por fim, temos a **Pressão de Percolação**, que resulta da ação da água infiltrada no solo que, ao se movimentar, induz, por atrito viscoso, pressões de arraste nos grãos de solo, na direção do movimento. Essa pressão depende da altura do nível de água no solo e, portanto, atingirá um valor máximo no final de um período chuvoso, por causa do acúmulo de infiltrações de várias chuvas, e um valor mínimo no final de um período seco, quando o nível freático alcança valores mínimos (Fiori, 2016).

O aumento da pressão neutra e o surgimento da pressão de percolação levam à diminuição do índice de estabilidade de um talude ou encosta e, quando o fluxo de água ocorre concentrado, em túneis ou dutos naturais, tem efeitos bem conhecidos, como erosão retrogressiva ou *pipping*, que têm levado ao colapso represas de terra e à formação de processos acelerados de erosão.

1.1.2 Coesão Aparente

A água contida na zona não saturada do solo ocupa os vazios capilares e, nessa situação, encontra-se sob tensão, com valor inferior ao da pressão atmosférica (ou, em outras palavras, com pressão neutra negativa). Em todos os pontos de contato da água com os grãos do solo atuam tensões capilares, provocando uma pressão efetiva do tipo intergranular, responsável por um aumento da resistência do solo. Essa parcela de resistência é conhecida como "coesão aparente", uma vez que desaparece tão logo o solo fique saturado ou seco (Bowles, 1984).

Assim, uma pequena umidade permite o surgimento de forças capilares ou de sucção, que são favoráveis ao aumento da coesão, enquanto que com o excesso de umidade as forças capilares tendem a desaparecer, diminuindo a coesão aparente e a resistência média dos solos.

1.1.3 Resistência ao Cisalhamento

O solo pode ser considerado como um conjunto de fases físicas (Sólidas, Líquidas e Gasosas) e por conta dessa composição apresenta um comportamento peculiar quando é submetido a um carregamento. Tensões de cisalhamento só são suportadas pela camada sólida, uma vez que a água ou o ar não oferecem resistência a esse tipo de tensão.

Relembrando a equação de Coulomb, Eq. (1.2), a resistência ao cisalhamento é composta por três partes: Uma delas corresponde ao ângulo de atrito interno (ϕ), outra, à coesão (c), e uma última corresponde à componente normal (σ_n).

O ângulo de atrito interno é um parâmetro mais confiável, mas sujeito a muitas incertezas (ao longo de uma fissura, por exemplo, a coesão é nula ou quase nula), e varia com o tempo, em função da umidade do solo e do grau de alteração de uma rocha. Uma pequena umidade permite o surgimento de forças capilares ou de sucção, que são favoráveis ao aumento da coesão, enquanto, com excesso de umidade, as forças capilares tendem a desaparecer, diminuindo a coesão aparente e a resistência mecânica dos solos (Fiori, 2016).

A resistência ao cisalhamento depende do tipo de material que constitui o talude, inclusive se este possui heterogeneidades como falhamentos, fraturas ou matacões. Assim, o intemperismo é um fator que modifica os solos e rochas e que, por consequência, altera as propriedades de resistência, geralmente para menor, com o passar do tempo (Figura 1.5).

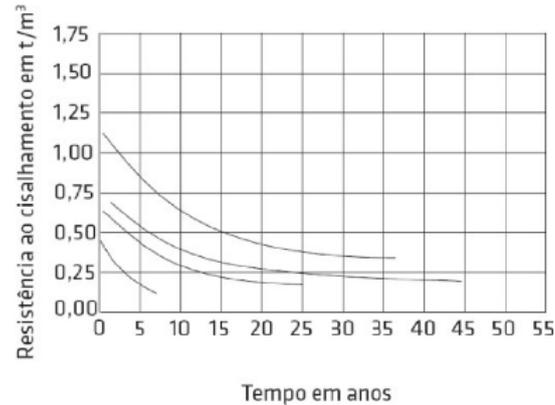


Figura 1.5: Descrécimo de resistência ao cisalhamento das argilas de Londres (Terzaghi (1953) Apud Fiori, 2015).

1.2 Agentes causadores de instabilidades

De forma genérica, pode-se afirmar que a estabilidade de taludes e encostas é controlada por um ciclo de eventos, muitas vezes de caráter cíclico, que possui origem na formação da própria rocha e toda sua história geológica e geomorfológica subsequente que engloba: movimentos tectônicos, intemperismo, erosão, ação antrópica etc.

Apesar disso, é possível estabelecer um conjunto de condicionantes que atuam concomitantemente de forma direta e imediata na deflagração desses processos. Esses condicionantes estão relacionados à natureza dos materiais constituintes dos taludes e aos agentes perturbadores, que sejam de natureza antrópica ou geotécnica.

Vamos dividir os agentes causadores de instabilidade em duas categorias: os naturais e os antrópicos.

1.2.1 Agentes naturais

Regime Pluviométrico

O regime pluviométrico atua como o principal agente não-antrópico na deflagração de es-corregamentos no Brasil. Os grandes acidentes relacionados a esses processos ocorreram e ainda ocorrem durante o período chuvoso, que varia de região para região.

Através do ciclo hidrológico, as chuvas se relacionam diretamente com a dinâmica das águas de superfície e subsuperfície e, portanto, influenciam na deflagração dos processos de instabilização de taludes e encostas.

A água da chuva provoca erosão pelo impacto das gotas de água sobre a superfície do solo, caindo com velocidade e energia variável, formando um fluxo concentrado de águas de superfícies que podem ou escoar superficialmente ou então infiltrar-se no solo.

Podemos dizer que o escoamento superficial das águas da chuva depende das propriedades hidráulicas dos solos e rochas, da cobertura vegetal e das estruturas biológicas que a compõem. Assim como, a declividade do talude, a forma da bacia de drenagem e do teor de

umidade de seu terreno.

A infiltração da água pluvial no solo vai depender de fatores como permeabilidade, cobertura vegetal e declividade do solo. Com o aumento do regime de chuvas e por consequência, aumento da infiltração de água no solo, ocorre a elevação lençol freático. Ou seja, ocorre um aumento da saturação do solo que provoca um aumento do peso da encosta, reduzindo a resistência do material ao cisalhamento e podendo chegar à ruptura.

A ruptura de uma massa de solo situada ao longo de um talude é chamada de escorregamento, quando se diz respeito a um movimento rápido, e de rastejo, quando é lento e imperceptível. Em geral, ambas as situações são tratadas como escorregamento (Chiossi, 2013).

Os escorregamentos em rocha tendem a ser mais suscetíveis a chuvas concentradas, enquanto que os processos em solo, dependem também dos índices pluviométricos acumulados nos dias anteriores. Processos do tipo corrida estão associados a índices pluviométricos mais intensos, enquanto que as rupturas em áreas modificadas pelo homem com desmatamentos, cortes, aterros, podem ocorrer com valores de precipitação considerados normais (Filho e Virgili, 1998).

Ou seja, a ação de erosão da chuva e suas consequências vão estar subordinadas às características geológicas dos solos, a cobertura vegetal que existe no talude e a forma de ocupação do solo. Essas características vão ser responsáveis por acentuar ou atenuar a ação do regime pluviométrico.

Características do solo

Regiões localizadas em zonas tropicais e subtropicais possuem seus processos de intemperismo mais acentuados e característicos devido ao clima. Como resultado típico, temos a presença de mantos de cobertura superficial de extensas espessuras, o que por consequência gera zonas de diferentes resistências, permeabilidades e outras características que se relacionam diretamente com a estabilidade de taludes.

Entre as principais características do solo, que conferem maior ou menor resistência à ação erosiva das águas, ou seja, a erodibilidade, destacam-se a textura, a espessura e a permeabilidade (Bertoni e Lombardi, 1985).

A textura de um solo é uma característica que se refere ao tamanho das partículas, que influencia na capacidade de infiltração e absorção da água da chuva, interferindo no potencial de escoamento superficial, e também na maior ou menor coesão entre as partículas.

A forma como essas partículas estão agregadas, ou seja, a estrutura, permite a existência de vazios ou poros que podem se interconectar, criando a noção de permeabilidade de um solo. Como exemplo, temos a estrutura das argilas e das areias: Na argila existem estruturas isoladas e em grupo que atuam forças de natureza capilar e molecular, que dependem da forma das partículas. Já nas areias, o arranjo estrutural é mais simplificado, constituído por canalículos interconectados, por onde a água flui mais facilmente.

Conclui-se que a permeabilidade é uma propriedade importante nos estudos de estabilidade, pois a tensão efetiva (que comanda a resistência do solo) depende da pressão neutra, que por sua vez, depende das tensões provocadas pela percolação da água.

Por fim, outra característica importante do solo, relacionada ao comportamento erosivo, é a sua espessura. Solos rasos permitem rápida saturação das camadas superficiais, permitindo

o desenvolvimento de enxurradas e maior incidência de erosão e gerando instabilidade. Já solos mais profundos, apresentam maior capacidade de infiltração das águas pluviais, sendo menos erodíveis. Todavia, em casos de períodos de chuvas intensas e prolongadas, é possível a saturação de camadas mais profundas desse solo.

Substrato Rochoso

Segundo Filho e Virgili (1998), no substrato rochoso, os mecanismos de instabilização são controlados pelo seu grau de alteração e, pelas anisotropias existentes no maciço, tais como xistosidade, juntas, falhas etc., cujas relações com os mecanismos de instabilização são regidas pelos seguintes fatores:

- distribuição espacial das descontinuidades, relação entre suas atitudes (direção e mergulho) e a geometria dos taludes e encostas;
- presença e natureza dos materiais de preenchimento destas descontinuidades;
- irregularidades nas superfícies das descontinuidades;
- cisalhamento e movimentações anteriores.

Pode-se afirmar que a estabilidade do substrato rochoso, é determinada, em grande parte, pelas descontinuidades geológicas (falhas e fraturas) que podem determinar comportamentos específicos dos maciços rochosos, ligados a percolação de água e zonas preferenciais de deslizamento.

Outra fonte de descontinuidades é o contato solo-rocha, que constitui, em geral, uma zona de transição entre esses materiais. Quando ocorre um contraste de resistência acentuado entre eles, com inclinação forte e, principalmente, na presença de água, a zona de contato pode condicionar a instabilidade do talude. Ou seja, não há uma ligação forte entre o solo com a rocha, ocasionando o escorregamento.

Características geomorfológicas do talude

Entendem-se como características geomorfológicas as inclinações, amplitude e forma do perfil das encostas (seja ele retilíneo, côncavo ou convexo) (Filho e Virgili, 1998).

A influência do relevo na intensidade erosiva verifica-se principalmente, pela declividade e comprimento da rampa do talude ou encosta, que interferem diretamente na velocidade do escoamento superficial das águas pluviais.

Os terrenos com maiores declividades e maiores comprimentos de rampa apresentam maiores velocidades de escoamento superficial e, conseqüentemente, maior capacidade erosiva. Porém uma encosta com baixa declividade e comprimento de rampa grande também pode ter alta intensidade de erosão, desde que sujeita à grandes vazões do escoamento de águas superficiais.

Uma outro fator ligado a forma do talude que também influencia na sua instabilização são as escavações ou cortes na base dos taludes pré-existentes.

Cobertura Vegetal

A cobertura vegetal é o fator mais importante de defesa natural do solo contra a erosão provocada pela chuva, pois, o processo de evapotranspiração realizada pelos vegetais retira parcela da água do solo. O papel dessa cobertura implica numa dinâmica da água, nos taludes e encostas naturais, condicionante de instabilizações.

Grey e Leiser (1982), atribuem os seguintes efeitos favoráveis e desfavoráveis da cobertura vegetal em relação a estabilidade das encostas:

- Efeitos favoráveis:
 - Redistribuição da água proveniente das chuvas: as copas das árvores impedem, em parte, o impacto direto da chuva na superfície do terreno e retardam e diminuem a quantidade efetiva de água que se infiltra no solo;
 - Acréscimo da resistência do solo devido às raízes.
- Efeitos desfavoráveis:
 - Efeito alavanca: força cisalhante transferida pelos troncos das árvores ao terreno, quando suas copas são atingidas por ventos;
 - Efeito cunha: pressão lateral causada pelas raízes ao penetrar em fendas, fissuras e canais do solo ou rocha;
 - Sobrecarga vertical: causada pelo peso das árvores. Pode ter um efeito benéfico, ou não, na estabilidade, em vista da inclinação das encostas e características do solo.

Tendo em vista esses efeitos, podemos concluir que os processos de instabilização tendem a se acelerar algum tempo após desmatamentos. Ou seja, logo em seguida à retirada de árvores, existe um acréscimo de estabilidade devido à neutralização dos efeitos desfavoráveis da cobertura vegetal (sobrecarga, alavanca, cunha). Todavia, esse acréscimo de estabilidade tende a se perder com o tempo, com o apodrecimento das raízes e do efeito de redistribuição de água de chuva.

Ação Antrópica

O homem constitui o mais importante agente modificador da dinâmica das encostas. O avanço de diversas formas de uso e ocupação, para áreas naturalmente suscetíveis aos movimentos gravitacionais de massa, acelera e amplia os processos de instabilização (Filho e Virgili, 1998).

As principais interferências antrópicas que intensificam os processos de deslizamentos em encostas são:

- remoção da cobertura vegetal (cuja consequência foi discutida no tópico anterior);
- lançamento e concentração de águas servidas;
- vazamentos na rede de abastecimento, esgoto e presença de fossas;

- execução de cortes com geometria inadequada (altura e inclinação);
- execução ineficiente de aterros;
- lançamento de entulho e lixo, que provoca um aumento no peso das encostas;
- vibrações produzidas pelo tráfego pesado, explosões, etc.

A execução de cortes na base do talude provoca alterações nas tensões atuantes no maciço, que podem levar ao aparecimento de trincas de tração no topo. Durante períodos chuvosos, essas trincas podem ser preenchidas pelas águas das chuvas e acentuar o processo de ruptura dos taludes.

As modificações geomorfológicas das encostas alteram também a drenagem e a dinâmica da cobertura vegetal, o que facilita a saturação do maciço e o desencadeamento de instabilizações.

Capítulo 2

Método Geofísico Elétrico

Os métodos geofísicos são caracterizados por serem métodos de investigação indireta do subsolo, isto porque são não-invasivos e se apoiam nas medidas das propriedades físicas extraídas da subsuperfície para determinar informações importantes na exploração de petróleo, água subterrânea e depósitos minerais, entre outras diversas aplicações.

A inclusão da geofísica na área de geotecnia se dá, principalmente, na fase de reconhecimento da área de interesse, visando a construção de uma obra civil. Neste caso, o objetivo é a definição de grandes feições, como contatos geológicos, zonas de fratura e profundidade do topo rochoso. Essa inclusão pode ainda reduzir o número de ensaios diretos (sondagens) requeridos para uma devida caracterização da subsuperfície da área de interesse, reduzindo dessa forma, os custos finais de um projeto.

As técnicas geofísicas aplicadas neste trabalho serão voltadas à aplicação na área geotécnica, mais especificamente na determinação de instabilidade de taludes. Para atingirmos nosso objetivo iremos utilizar o método elétrico, empregando a técnica de Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e Caminhamento Elétrico (CE), ambos utilizando o método da eletrorresistividade.

2.1 Propriedades Elétricas das Rochas

Segundo Lima (2014), As propriedades físicas macroscópicas das rochas dependem das propriedades de seus minerais constituintes e de suas proporções volumétricas, da forma das partículas sólidas e da topologia da agregação na chamada textura da rocha e da natureza dos fluidos que, normalmente preenchem os vazios do agregado.

Ainda sob o ponto de vista do mesmo autor, eletricamente as rochas podem ser tratadas como agregados heterogêneos de partículas sólidas, condutoras e/ou dielétricas contendo em seus vazios, proporções variáveis de eletrólitos aquosos. Suas propriedades elétricas, portanto, dependem da textura e da composição mineral da matriz sólida, da geometria do espaço-de-poros e da proporção volumétrica de água nesses vazios (Mendelson e Cohen (1982); Sen et al. (1988); Lima e Sharma (1990) Apud Lima (2014)).

As principais propriedades elétricas são a condutividade elétrica, a permissividade dielétrica e a cargabilidade elétrica. A condutividade elétrica (σ) e sua inversa, a resistividade elétrica (ρ), possuem as maiores amplitudes de variação, sendo assim as propriedades mais diagnosticadas e utilizadas na identificação e mapeamento de zonas mineralizadoras, em avaliações

de porosidades, de argilosidade, entre outras, quando uma área é submetida à ação de um campo elétrico.

De maneira simplificada, podemos definir a resistividade como a medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra ao passar por um determinado material. Essa dificuldade está relacionada ao mecanismo pelo qual a corrente elétrica se propaga no meio. Esses mecanismos, em solos e rochas, são caracterizados pela condutividade (σ), que numericamente é o inverso da resistividade.

A resistividade elétrica é um parâmetro aplicável para a caracterização da integridade física dos materiais geológicos, em termos de alteração, fraturamento, saturação, entre outros, além de possibilitar a identificação de litotipos sem a necessidade de amostragem ou reconhecimento direto (Braga, 2016).

A corrente elétrica propaga-se nos materiais através de três processos distintos: transporte eletrônico (ôhmico), eletrolítico e dielétrico. O primeiro é típico de materiais que contém elétrons livres, como os minerais metálicos. Na condução eletrolítica, a corrente é transportada pelos íons e o fluxo de corrente é relativamente mais baixo comparado ao caso anterior. A condução dielétrica ocorre em materiais isolantes (corrente de polarização ou deslocamento)(Telford, Geldart, Sheriff e Keys, 1990).

Como na natureza a maioria das matrizes rochosas são isolantes, ou seja, não possuem minerais metálicos em sua composição, vamos considerar que a condução da corrente elétrica se dá predominantemente pela condutividade iônica. Assim, em rochas em que se predomina a propagação do campo elétrico por condutividade iônica, a resistividade depende de vários fatores para a atribuição de um único valor para um determinado tipo litológico.

Rochas de mesma natureza podem apresentar resistividades influenciadas pelas condições locais, como: conteúdo de eletrólito, concentração do eletrólito, tamanho dos grãos, porosidade, metamorfismo, efeitos tectônicos, entre outros, fazendo com que um mesmo tipo litológico possa apresentar uma ampla gama de variação nos valores de resistividade (Figura 2.1).

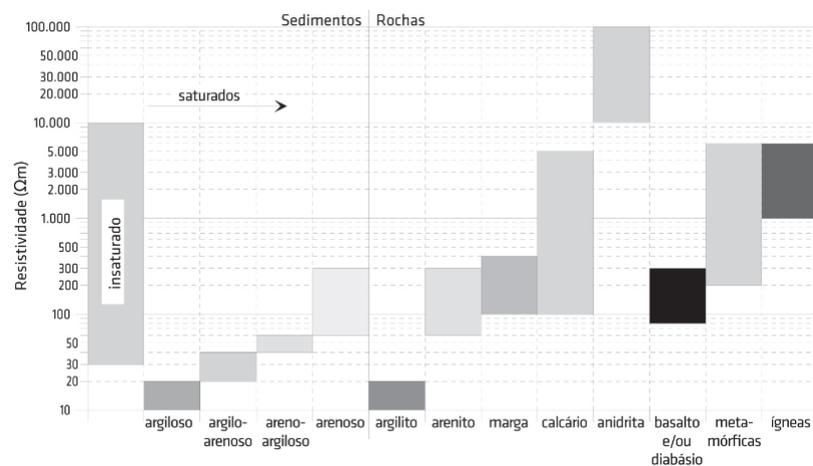


Figura 2.1: Faixa de variação da resistividade em diferentes tipos litológicos (Braga, 2016).

Os íons, responsáveis por tal condução, resultam da dissociação dos sais da água intersticial

das rochas (água de formação). O mais abundante deles é o cloreto de sódio, que se dissocia em Na^+ e Cl^- (Ney, 2014). A concentração e a composição química dos sais vão depender da natureza das rochas nas quais as águas tenham percolado em seu fluxo superficial ou subterrâneo. Já que a maioria das rochas existentes na crosta terrestre são formadas por silicatos e carbonatos, os quais são considerados praticamente isolantes, essas rochas seriam más condutoras de eletricidade, embora o eletrólito presente em seus poros e fissuras altere essa condição.

Archie (1942) desenvolveu, através de vários dados experimentais com arenitos limpos (sem lama), uma relação empírica para expressar a influência da porosidade sobre a resistividade de uma rocha:

$$\rho_t = \frac{a\rho_w}{\phi^m S_w^n} \quad (2.1)$$

onde:

- ρ_t é a resistividade medida em uma formação saturada por qualquer tipo de fluido;
- ρ_w é a resistividade da água de saturação;
- ϕ é a porosidade da rocha;
- S_w é a saturação em água;
- a é um fator que depende da geometria do canal poroso. É um tipo de propriedade textural dos poros.
- m e n são, respectivamente, índices de cimentação e saturação, ambas são constantes empíricas relacionadas ao tipo de porosidade da rocha.

A partir da análise da Figura 2.1, pode-se concluir que apenas com informações geológicas é praticamente impossível identificar um material geológico com precisão. Isso se deve ao fato de que as resistividades em uma rocha podem variar amplamente até em um mesmo tipo litológico, dependendo dos fatores a que as rochas estão sujeitas. Dessa forma, a identificação litológica será feita precisamente pela junção dos resultados geofísicos, testemunhos de sondagens (se houverem) e informações geológicas adquiridas anteriormente à aquisição.

2.2 Método da Eletroresistividade (ER)

Se considerarmos um condutor cilíndrico homogêneo (Figura 2.2), no qual L é seu comprimento e S é a área de sua seção transversal, com base na Segunda Lei de Ohm, podemos definir a relação entre resistividade (ρ) e a resistência (R), fornecida pela equação abaixo:

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (2.2)$$

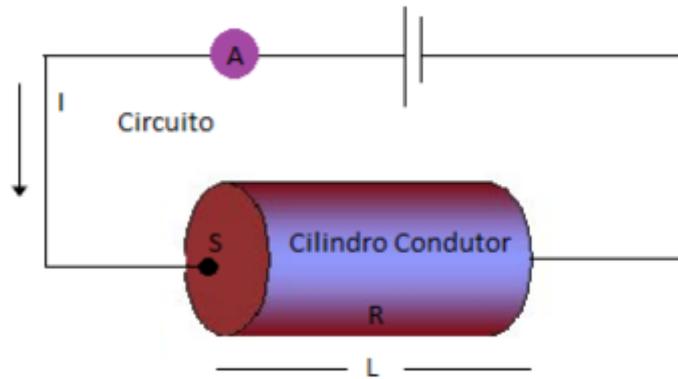


Figura 2.2: Cilindro condutor homogêneo em que L é seu comprimento e S é a área da sua seção transversal.

Podemos concluir dessa equação anterior que o parâmetro resistividade é um produto da resistência elétrica (Ω) por um comprimento (m) e área da seção (m^2). Assim, a unidade do sistema de resistividade é igual a Ωm no SI.

Em um material tridimensional terrestre, a corrente elétrica vai se propagar de forma semi-esférica a partir do local de origem da injeção de corrente. Ao conectar-se uma fonte ao solo, por meio de cabos e eletrodos (de corrente), distantes um do outro, a corrente elétrica gerada pela bateria será conduzida pela Terra, já que esta não é um isolante perfeito (Figura 2.3). Vamos considerar, *a priori*, que a resistividade no solo é uniforme e o padrão do fluxo de corrente vai refletir a distribuição da resistividade em subsuperfície.

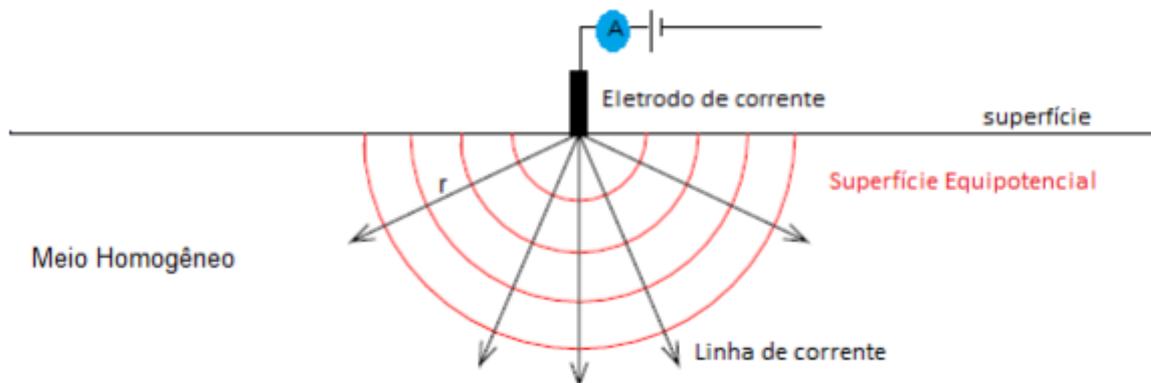


Figura 2.3: Fonte pontual de corrente na superfície de um meio homogêneo.

Esse padrão de corrente pode ser mapeado na superfície ao se conectar um voltímetro a dois eletrodos (de potencial), sendo que um deles está mais próximo ao eletrodo de corrente e o outro está mais afastado (distância r). Com essa configuração é possível medir a diferença de potencial (ΔV) entre esses dois locais, como é possível observar na Figura (2.4).

Valores de diferença de potenciais detectados fora dos padrões esperados para um solo homogêneo nos fornecem informações quanto à forma e as propriedades elétricas das heterogeneidades em subsuperfície.

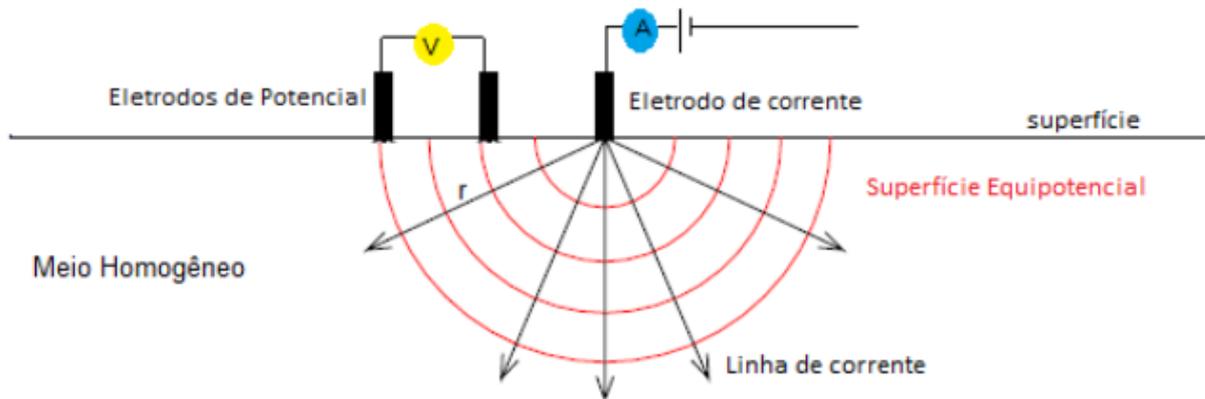


Figura 2.4: Diferença de Potencial na superfície de um meio homogêneo.

Porém, na prática esse procedimento não é usual. A razão para tal está na grande distância entre os eletrodos de corrente, sendo necessária uma redução dessa distância. Na Figura 2.5, temos a configuração usual das aquisições elétricas onde são utilizadas, normalmente, quatro eletrodos (dois de corrente e dois de potencial).

A profundidade da penetração da corrente aumenta com o aumento da separação entre os eletrodos de corrente. Por conta disso, essa separação deve ser escolhida com cuidado para que se possa energizar o solo até a profundidade que se deseja investigar.

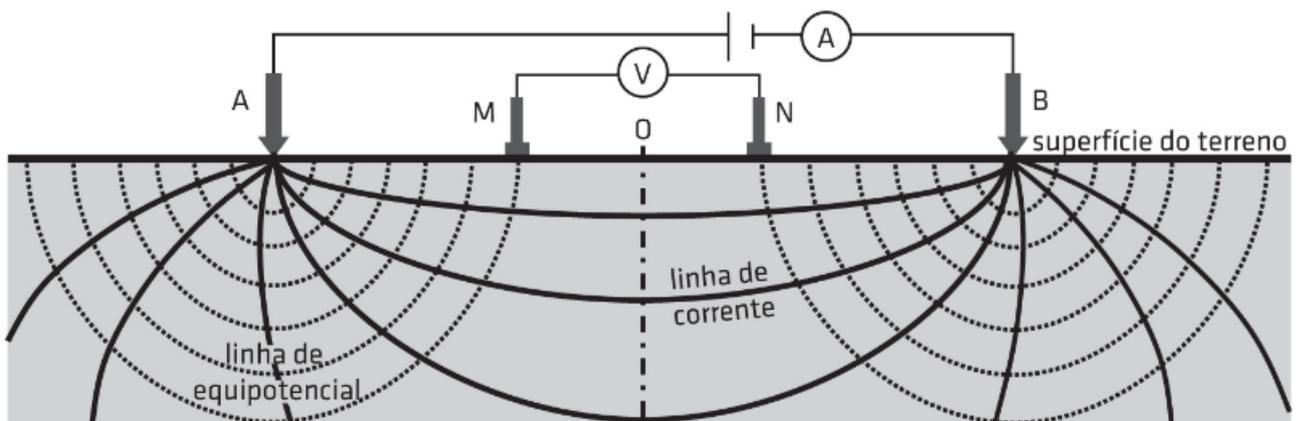


Figura 2.5: Configuração tetraeletródica usualmente utilizada em campo para medir a diferença de potencial em um solo ao ser injetada uma corrente (Braga, 2016).

2.2.1 Potencial Elétrico em um Meio Homogêneo

Segundo Sato (2002), para calcular o potencial elétrico num meio homogêneo é preciso considerar um semi-espaco homogêneo e isotrópico, de condutividade σ estabelece um fluxo de corrente contínua. Se δA é um elemento de superfície nesse semi-espaco e \vec{J} a densidade de corrente nesse elemento. Assim, a corrente que passa através de δA será $\vec{J} \cdot \delta A$.

Em condições estacionárias, a equação de Maxwell para o campo elétrico e a equação de conservação da carga elétrica se reduzem, respectivamente às equações abaixo:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = 0 \quad (2.3)$$

e

$$\vec{\nabla} \times \vec{J} = 0, \quad (2.4)$$

sendo \vec{E} a intensidade do campo elétrico (V/m), e \vec{J} a densidade de corrente elétrica (A/m²). O campo elétrico (\vec{E}) é um campo conservativo que pode ser derivado de um potencial elétrico V , da seguinte forma:

$$\vec{E} = -\nabla.V \quad (2.5)$$

Em meios isotrópicos e lineares, a densidade de corrente elétrica se relaciona ao campo elétrico pela Lei de Ohm, como mostra a Eq. (2.6):

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.6)$$

sendo σ a condutividade elétrica do semi-espaco.

Deste modo, substituindo a Eq. (2.5) na Eq. (2.6), obtém-se:

$$\vec{J} = -\sigma \nabla.V \quad (2.7)$$

Aplicando o divergente em ambos os lados da equação anterior e sabendo que $\nabla \cdot \vec{J} = 0$, temos:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad (2.8)$$

Usando a identidade $\nabla \cdot (\phi A) = \nabla \phi \cdot A + \phi \nabla \cdot A$ na Eq. (2.8), tem-se:

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (2.9)$$

Para um condutor homogêneo, σ é constante e diferente de zero, então o primeiro termo da Eq. (2.9) se anula e o que resta é a Equação de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.10)$$

Para um eletrodo pontual de corrente no interior do espaço condutor, homogêneo e isotrópico, haverá influência da simetria esférica e o potencial assim dependerá da distância da fonte ao ponto de medição. Considerando isso, temos que o potencial medido obedece à seguinte equação:

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (2.11)$$

No caso do eletrodo se situar na superfície do semi-espaco, e a condutividade acima deste semi-espaco for nula (terra-ar), a expressão do potencial elétrico é:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.12)$$

Quando a distância entre dois eletrodos de corrente é finita (Figura 2.5), o potencial em qualquer ponto próximo da superfície será afetado por ambos eletrodos de corrente. Assim, o potencial devido ao eletrodo de corrente A no eletrodo de potencial M é:

$$V_1 = -\frac{A_1}{AM} \quad (2.13)$$

Onde A_1 é:

$$A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.14)$$

Pelo fato das correntes nos dois eletrodos serem iguais e opostas em direção, o potencial devido ao eletrodo de corrente B no eletrodo de potencial M é:

$$V_2 = -\frac{A_2}{BM} \quad (2.15)$$

Onde A_2 é:

$$A_2 = \frac{I\rho}{2\pi} = -A_1 \quad (2.16)$$

Assim, temos:

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (2.17)$$

Finalmente, introduzindo um segundo eletrodo de potencial em N, é possível medir a diferença de potencial entre M e N, que será:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2.18)$$

Essa configuração corresponde ao arranjo de quatro eletrodos, onde \overline{AM} , \overline{BM} , \overline{AN} , \overline{BN} são os espaçamentos, ou separações, entre os eletrodos. Isolando o parâmetro resistividade, obtém-se:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left[\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)} \right] \quad (2.19)$$

Onde o fator geométrico é dado por:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)} \quad (2.20)$$

E finalmente chegamos a Eq. (2.21):

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.21)$$

A constante K dimensões de comprimento e depende unicamente da geometria relacionada a disposição dos eletrodos de corrente e potencial em superfície. Trata-se de um fator que leva em conta a diminuição do potencial com a distância.

A equação (2.21) sintetiza o método da eletrorresistividade que consiste, basicamente, na injeção de uma corrente (I) no solo por intermédio de um par de eletrodos (A e B) e a medida da diferença de potencial (ΔV) resultante da passagem desta corrente através de outro par de eletrodos (M e N).

2.2.2 O conceito de resistividade aparente

A resistividade verdadeira de um substrato homogêneo e isotrópico pode ser calculado pela Eq. (2.21), para qualquer configuração de eletrodos utilizada na aquisição dos dados.

Todavia, a Terra não é homogênea e nem isotrópica, o que faz com que o valor da resistividade elétrica varie ponto a ponto, tanto lateralmente como também com o aumento de profundidade. Conseqüentemente, o valor medido em superfície irá variar para cada posição do eletrodo, assim como para a disposição e/ou o tamanho do arranjo de eletrodos utilizado.

Essa resistividade, obtida aplicando-se a equação válida para meios homogêneos (sendo que o dado foi obtido em meio heterogêneo) é denominada resistividade aparente. A Eq. (2.21), desta forma, pode ser reescrita como:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.22)$$

A resistividade aparente, assim como a verdadeira são expressas com a mesma unidade de medida no (SI), Ohm.m. Em um modelo de Terra homogênea, a resistividade aparente é igual a resistividade verdadeira.

Segundo Orellana (1972), a resistividade aparente não é um parâmetro físico do meio e sim um valor que representa o efeito integrado do semi-espaco sobre o qual a medida é efetuada. A resistividade aparente é uma resultante que sofre influência de diversas resistividades existentes no volume investigado. Trata-se de um conceito formal, não podendo ser considerada uma média das resistividades em subsuperfície.

Conforme ilustrado na (Figura. 2.6), onde os quatro eletrodos estão posicionados em locais de resistividades $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4$, a resistividade medida (aparente) possivelmente não será igual a nenhuma das quatro, mas terá influência sobre todas elas, de suas respectivas distribuições e geometria dos corpos (Gandolfo, 2007).

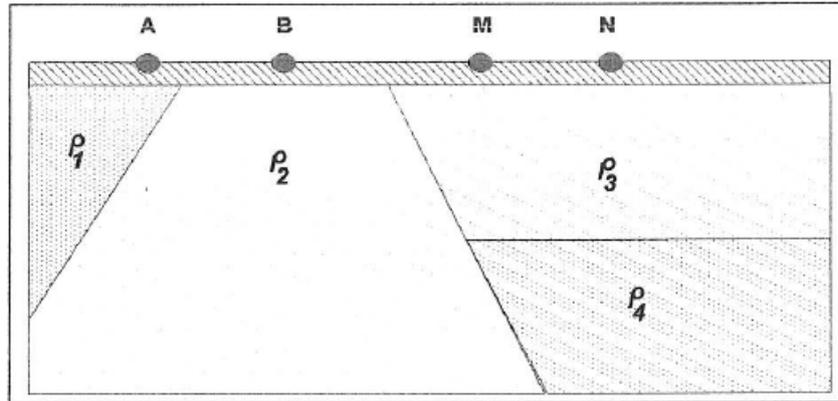


Figura 2.6: Ilustração esquemática de um substrato rochoso heterogêneo (Gallas, 2000).

Por fim, o conceito de resistividade aparente é de grande utilidade em aplicações práticas do método, pois é um parâmetro, que como já discutido anteriormente, pode apresentar variações ao longo de uma seção, possibilitando a identificação de anomalias resistivas ou condutivas presentes no local investigado.

Para que se conheça as resistividades verdadeiras das camadas é necessário que o dado passe por um processo de inversão geofísica, que será abordado com mais detalhes na próxima seção.

2.2.3 Arranjo de Eletrodos

Segundo Sato (2002), a forma como os eletrodos de corrente (A e B) e os eletrodos de potencial (M e N) são dispostos nos ensaios geoeletricos é denominada arranjo.

No método da eletrorresistividade, é necessário calcular o fator geométrico K adequado para obter o valor da ρ_a , que satisfaça o arranjo utilizado. Os diferentes tipos e estilos de configuração dos eletrodos possuem vantagens, desvantagens e sensibilidades particulares. O espaço disponível e a magnitude do trabalho são alguns dos fatores que influenciam na escolha do tipo de arranjo a se utilizar.

Os arranjos de eletrodos mais utilizados são: Wenner, Schlumberger e Dipolo-Dipolo, contudo, não só existem essas configurações na bibliografia. Encontram-se muitos casos práticos em que os arranjos pólo-dipolo, gradiente e mais raramente, *mise-à-la-masse* foram ou são utilizados. Todavia, neste trabalho o foco será dado nos tipos de arranjos utilizados na aquisição, que foram o arranjo Schlumberger e o Dipolo-Dipolo.

Arranjo Schlumberger

No arranjo Schlumberger temos uma configuração tetraeletródica alinhada e simétrica em relação a um ponto central, com os eletrodos de corrente (A e B) posicionados externamente aos eletrodos de potencial (M e N). Os eletrodos de corrente estão semi-afastados por uma distância a e os de corrente por uma distância b (Figura 2.7).

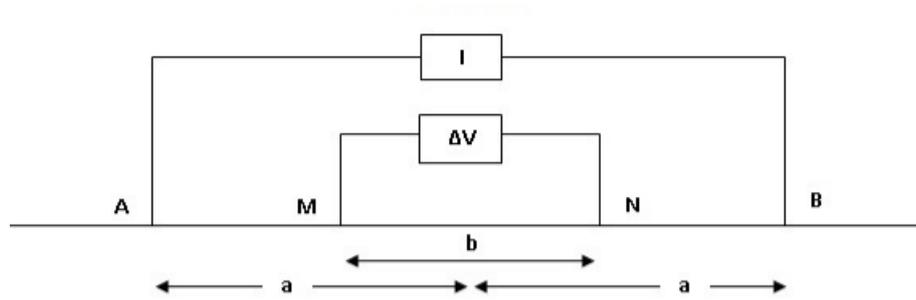


Figura 2.7: Disposição dos eletrodos de corrente (A e B) e dos eletrodos de potencial (M e N) para o arranjo Schlumberger (Amarante, 2014).

O fator geométrico desse arranjo é dado pela equação abaixo:

$$K = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (2.23)$$

Este arranjo possui como características a praticidade da operação, pois apenas deslocam-se os eletros AB (mantendo-se fixo MN), e a qualidade do dado obtido que é menos sujeito às interferências produzidas por ruídos produzidos por fontes artificiais, irregularidades na superfície topográficas e além disso é menos susceptível a erros interpretativos em terrenos não homogêneos.

Estas qualidades citadas anteriormente fazem com que este arranjo ofereça bons resultados no mapeamento de estruturas verticais, pois é relativamente sensível potencialidade para a resolução de camadas horizontais (resolução vertical) sendo, desta forma, bastante utilizado em Sondagens Elétricas Verticais (SEVs).

A profundidade teórica de investigação do arranjo Schlumberger é $Z = R/2$ (metros), em que R é a distância entre os eletrodos de corrente A e B.

Arranjo Dipolo-Dipolo

O arranjo Dipolo- Dipolo é certamente o de uso mais difundido dentre os diversos arranjos existentes, sendo largamente utilizado para diversos fins (mineração, prospecção de água subterrânea, estudos ambientais e geologia de engenharia) (Gandolfo, 2007).

Este arranjo também possui uma configuração tetraeletródica alinhada semelhante ao arranjo anterior. Os eletrodos de corrente são espaçados com uma distância fixa a bem como os eletrodos de potencial (Figura 2.8). O espaçamento a entre os dois eletrodos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento, sendo essa abertura definida com o objetivo do trabalho.

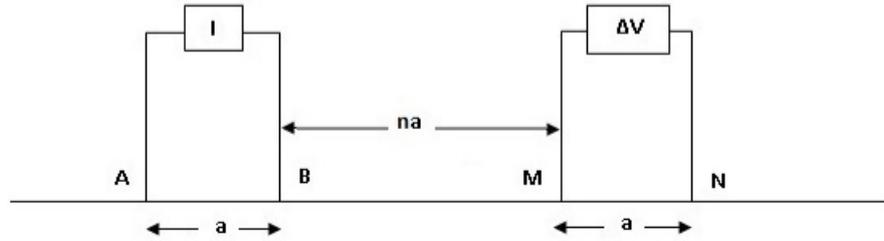


Figura 2.8: Disposição dos eletrodos de corrente (A e B) e dos eletrodos de potencial (M e N) para o arranjo Dipolo-Dipolo (Amarante, 2014).

São realizadas medidas do potencial elétrico conforme os eletrodos de potencial e de corrente são afastados por uma separação na onde n é uma constante. Cada um destes afastamentos corresponde a um nível de investigação em profundidade. Quanto maior for esta distância, maiores profundidades poderão ser alcançadas, tendo como limite de valor aceitável, as leituras de potencial superiores ao nível de ruído presente no local (Gandolfo e Gallas, 2007).

A profundidade teórica atingida em cada nível investigado (Z), é definida como sendo, $Z = \frac{AN}{4}$ (metros).

O fator geométrico desse arranjo é dado pela Eq. (2.24):

$$K = \pi na(n+1)(n+2) \quad (2.24)$$

2.2.4 Técnicas

No método da Eletrorresistividade, duas técnicas são utilizadas para fazer o mapeamento do subsolo, a Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e o Caminhamento Elétrico (CE). Vejamos a seguir algumas características e principais usos destas técnicas.

2.2.5 Caminhamento Elétrico

A técnica de Caminhamento Elétrico tem como objetivo gerar uma imagem da subsuperfície em que seja possível delimitar a geometria das litologias ali presentes, sendo obtida com base em medidas efetuadas ao longo do terreno, com espaçamento constante entre os eletrodos AMNB. Por meio dessa técnica, investigam-se, ao longo de linhas, as variações laterais do parâmetro físico a uma ou mais profundidades determinadas.

Para realizar o caminhamento elétrico é necessário fixar o espaçamento entre os eletrodos para obtenção das leituras pertinentes a um mesmo nível. Então, todo o arranjo será deslocado para a posição seguinte e são efetuadas as leituras de resistividade aparente correspondentes, continuando esse procedimento até o final do perfil a ser investigado. O arranjo de eletrodos mais utilizado para esta técnica é o dipolo-dipolo (seção 2.2.3).

Neste arranjo, os eletrodos de corrente e de potencial são alinhados em uma mesma direção com espaçamento constante (Figura 2.9). No seu desenvolvimento podem-se utilizar vários dipolos de recepção dispostos ao longo do sentido da investigação, podendo, a depender do

caráter do trabalho, estudar as variações horizontais de um parâmetro geolétrico ao longo de um perfil com um ou mais dipolos, atingindo vários níveis de investigação (Braga, 2016).

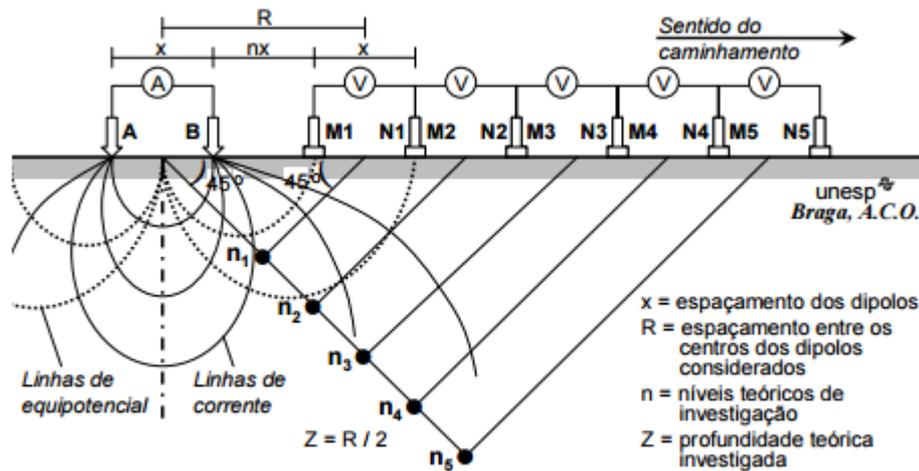


Figura 2.9: Técnica do Caminhamento Elétrico utilizando um arranjo dipolo-dipolo (Braga, 2006).

É necessário salientar que a profundidade de investigação não depende unicamente da configuração geométrica do sistema de medidas, mas também dos contrastes das resistividades nas litologias em subsuperfície (Gallas, 2000). A profundidade de investigação varia de $\overline{AN}/4$ em meio bastante resistivo e $\overline{AN}/10$ em meio altamente condutor (Zorzi e Rigoti, 2011).

Uma forma de plotagem dos dados largamente utilizada no meio técnico foi introduzida por Hallof (1957). O sistema de plotagem dos parâmetros geolétricos é efetuado, segundo o autor, considerando como ponto de atribuição das leituras uma projeção de 45° a partir dos centros dos dipolos AB e MN até o ponto médio entre os centros desses dipolos (Figura 2.10).

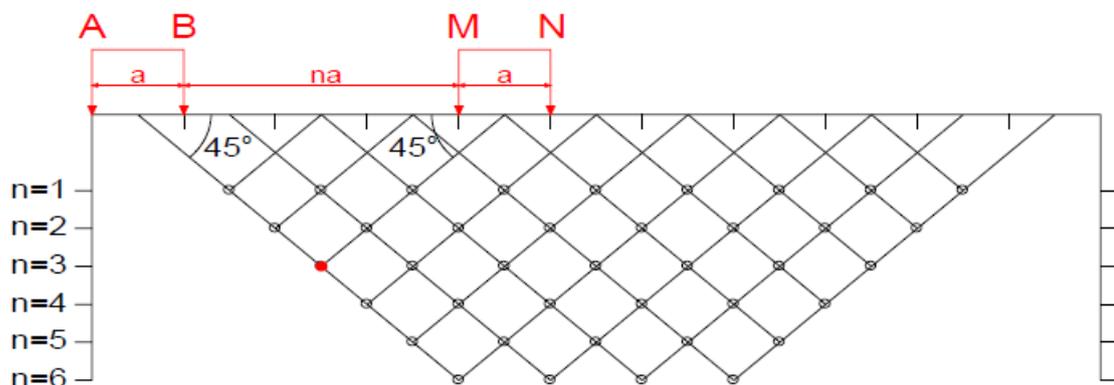


Figura 2.10: Forma de dados para construção da seção de resistividade aparente. N = níveis de investigação (Hallof, 1957).

Após a plotagem de todos os parâmetros geolétricos obtidos em um perfil levantado, os

dados de campo são geralmente apresentados sob a forma de uma seção, onde as resistividades aparentes estão distribuídas espacialmente em subsuperfície. Porém, é necessário entender que essas distribuições não possuem correspondência com a verdadeira posição e geometria das estruturas em subsuperfície. Por conta deste fato, chama-se essa forma de apresentar os dados de pseudo-seção de resistividade aparente.

Cada linha horizontal da pseudo-seção está associada a um valor específico de n e também a uma "profundidade teórica de investigação", resultando em uma apresentação apenas qualitativa das variações verticais de resistividade aparente (Figura 2.11). Ou seja, neste tipo de plotagem, que será chamada de "convencional", as profundidades representadas não estão relacionadas diretamente a nenhuma profundidade efetiva e a escala vertical, neste caso, não tem nenhum significado preciso (Gandolfo, 2007).

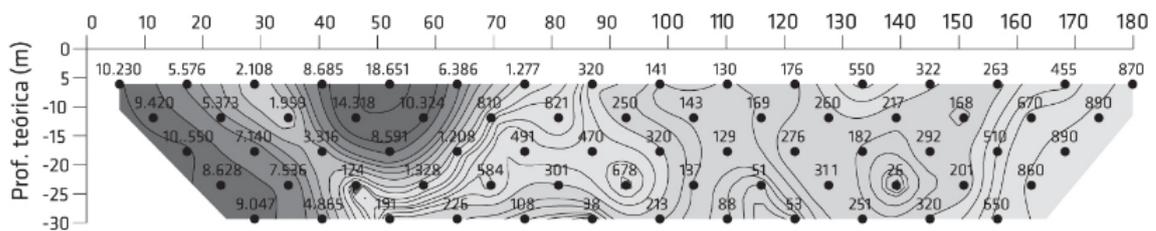


Figura 2.11: Exemplo de uma pseudo-seção de resistividade aparente usando o arranjo dipolo-dipolo (Braga, 2016).

Segundo Gallas (2000), a grande vantagem de se utilizar o arranjo dipolo-dipolo é o fato de se tratar de um arranjo simétrico, sendo mais fácil a interpretação de uma pseudo-seção, principalmente para se determinar com segurança a posição de uma anomalia.

Para realizar um levantamento utilizando a técnica do caminhamento elétrico é exigido do geofísico uma programação que inclui, além das questões de organização, logística, infraestrutura etc., a escolha do espaçamento entre os eletrodos, a quantidade de níveis a serem investigados, espaçamentos ideais entre os perfis e, ainda, as direções das linhas.

2.2.6 Sondagem Elétrica Vertical

A técnica da Sondagem Elétrica Vertical apresenta excelentes resultados, muito utilizados em imageamentos rasos necessários para áreas de Geologia de Engenharia, Ambiental, Hidrogeologia etc.

Esta técnica consiste numa sucessão de medidas de um parâmetro geoeletrico (resistividade aparente e/ou cargabilidade aparente), realizadas em uma superfície de um terreno em estudo, mantendo-se uma separação constante entre os eletrodos de corrente (AB) e/ou entre os eletrodos de potencial (MN). Os eletrodos são alinhados na superfície do terreno de forma simétrica, e, durante o desenvolvimento do levantamento, a direção do arranjo e o centro do dipolo de potencial permanecem fixos (Figura 2.11).

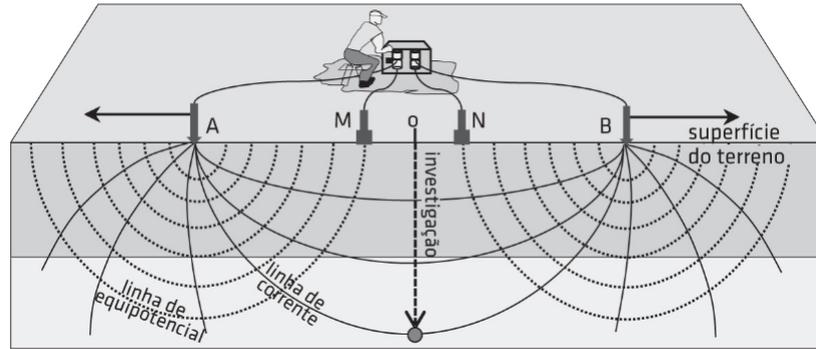


Figura 2.12: Técnica da Sondagem Elétrica Vertical (Braga, 2016).

A medida que a distância entre os eletrodos de corrente (AB) aumenta, o volume total da subsuperfície investigada na medição também aumenta, permitindo trazer informações de camadas cada vez mais profundas. Os resultados apresentam as variações verticais do parâmetro físico escolhido, abaixo de um ponto de interesse na superfície, tal qual uma sondagem convencional.

Para que os dados adquiridos utilizando essa técnica sejam de boa qualidade, faz-se necessário que as investigações sejam realizadas, preferencialmente, em terrenos compostos por camadas lateralmente homogêneas em relação ao parâmetro físico estudado e limitado por planos paralelos à superfície do terreno, ou seja, um meio estratificado.

É possível em campo realizar um controle das variações de resistividade aparente com o aumento da distância entre AB. Para isso é necessário plotar as medidas em um gráfico log-log que forma, por consequência, curvas bilogarátmicas que representarão os dados geolétricos em função dos espaçamentos adotados entre os eletrodos correspondentes. A Figura (2.12) ilustra essa plotagem em gráfico log-log, onde no eixo das ordenadas temos as resistividades aparentes, expressas em Ohm.m, e nas abscissas temos os espaçamentos entre os eletrodos, $AB/2$, expressos em metros.

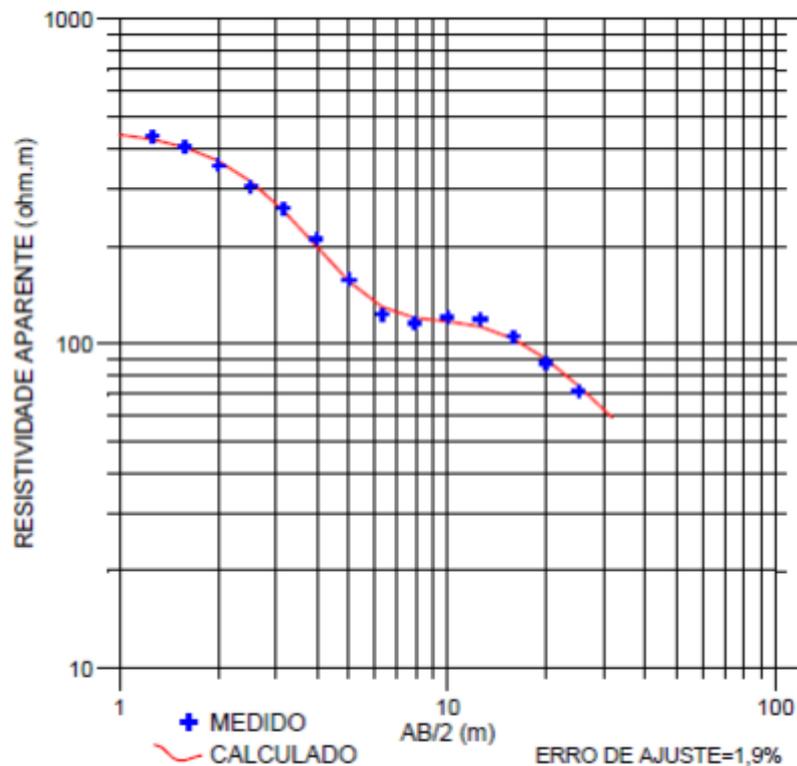


Figura 2.13: Plotagem da resistividade aparente *versus* $AB/2$ de dados obtidos pela técnica de Sondagem Elétrica Vertical (Gandolfo, 2007).

A utilização de curvas logarítmicas para a representação e interpretação dos dados permite que variações de estruturas geoeletricas sejam realçadas e reduzem a quantidade de cálculos teóricos necessários para o traçado das curvas-modelo, usadas na interpretação (Braga, 2016).

Como todo método investigativo, a sondagem elétrica vertical irá apresentar vantagens e desvantagens que devem ser levadas em conta pelo geofísico ao programar a investigação de uma área em estudo. Algumas vantagens, precisão satisfatória, custos relativamente reduzidos e versatilidade em termos de profundidade de investigação, a partir da superfície do terreno, sem a necessidade de perfuração do subsolo e grandes impactos ambientais. Por fim, outra vantagem é a pouca sensibilidade a ruídos provocados por instalações elétricas, fios, cabos, entre outros, pois a gama de leitura dos potenciais primários gerados, normalmente é superior a esses ruídos.

No que diz respeito às desvantagens dessa técnica, podemos citar a limitação prática dos espaços disponíveis para o desenvolvimento do arranjo AB, pois, dependendo dos locais de ensaios não é possível atingir um espaçamento necessário conforme os objetivos programados; as fugas de corrente no circuito AB devido a problemas de isolamento dos cabos e perda de resolução com a profundidade (camadas poucas espessas não serão identificadas em grandes profundidades).

De acordo com (Loke, 1999), a grande limitação da técnica de sondagem elétrica vertical é que esta não leva em consideração variações laterais da resistividade em subsuperfície. Essas considerações podem ocasionar em erros no modelo de resistividade interpretado, gerando resistividades ou espessuras diferentes das reais.

Inversão 1D de dados de eletrorresistividade

Para realizar a inversão de dados de uma sondagem elétrica vertical (SEV) é necessário assumir um modelo de terra unidimensional (1D) para que se possa determinar os parâmetros do modelo: resistividade verdadeira e espessura da camada.

Como falado anteriormente neste mesmo capítulo, o meio é considerado como sendo plano-estratificado, ou seja, formado por camadas horizontais lateralmente infinitas, homogêneas e isotrópicas, onde a resistividade varia apenas com a profundidade. Tal consideração torna o processo de inversão simples, já que o modelo não é complexo.

O programa *RES1D* utiliza um método iterativo. É utilizada uma subrotina para determinar espessuras e resistividade das camadas de um modelo 1D introduzido pelo intérprete que é ajustado aos valores medidos no campo. O método de otimização usado é o dos Mínimos Quadrados (Lines e Treitel, 2001).

Neste método, o modelo inicial deve ser fornecido, e a subrotina de inversão modifica as espessuras e resistividades das camadas no intuito de reduzir a diferença entre os valores calculados e os medidos. O procedimento é repetido uma determinado número de vezes, até que seja alcançada uma concordância satisfatória entre os dois conjuntos de dados. A solução e a velocidade de convergência do processo dependem da escolha do modelo inicial.

Inversão 2D de dados de eletrorresistividade

A rotina de inversão usada pelo programa *RES2DINV*, se baseia no método de *smoothness constrained* (Suavização Forçada) do método dos mínimos quadrados (deGroot Hedlin e Constable (1990); Sasaki (1992) Apud Gandolfo (2007)). O método de inversão utilizado por esse programa é baseado na Eq. (2.25).

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mu F) \mathbf{d} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.25)$$

Onde $F = f_x f_x^T + f_z f_z^T$

- f_x = filtro de nivelamento horizontal;
- f_z = filtro de planicidade vertical;
- \mathbf{J} = matriz das derivadas parciais ou matriz jacobiana;
- μ = fator de amortecimento;
- \mathbf{d} = vetor de perturbação do modelo;
- \mathbf{g} = vetor discrepância.

Uma vantagem deste método é que o fator de amortecimento, μ , e o filtro de nivelamento, f_x , podem ser ajustados de acordo com os diferentes tipos de dados.

A parametrização do meio consiste na divisão do domínio em células retangulares homogêneas, sendo o parâmetro do modelo, a resistividade elétrica *verdadeira* de cada elemento que compõe a malha. As células são comumente denominadas de blocos. Os blocos do modelo

2D são arranjados de uma forma não rígida e aproximadamente em conformidade com a distribuição dos dados na pseudo-seção de resistividade aparente (Gandolfo, 2007).

O problema inverso consiste em determinar um valor de resistividade elétrica de cada célula de forma que seja minimizada a diferença entre o valor calculado e o valor de resistividade aparente medido.

O modelo de discretização 2D utilizado no programa é arranjado de maneira similar à distribuição dos pontos (assinalados por "X") da pseudo-seção de resistividade aparente, como pode ser visualizado na (Figura, 2.17). Cada bloco ou célula possui os seguintes atributos: um valor de resistividade verdadeira (calculada), que é o parâmetro do modelo, uma largura e uma espessura.

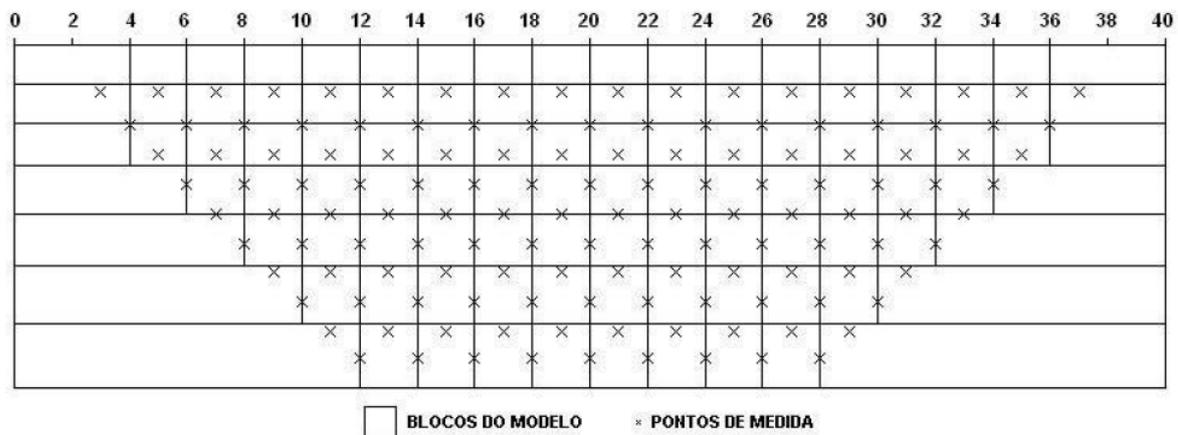


Figura 2.14: Arranjo de blocos utilizado no modelo, juntamente com a posição do ponto de medida da correspondente pseudo-seção. O arranjo de eletrodos utilizado foi o Dipolo-Dipolo ($a=2\text{m}$, 10 níveis de investigação). O número de blocos é 106, com 135 pontos de medida em um perfil de 40m de extensão (Gandolfo, 2007).

O *RES2DINV* adota os coeficientes empíricos estabelecidos por Edwards, (1997) na plotagem dos pontos com relação às profundidades, conforme o arranjo utilizado. A profundidade da base dos blocos no modelo de discretização do meio é aproximadamente igual à profundidade proposta por esse autor.

Para o arranjo Wenner e Schlumberger, a espessura da primeira fileira de blocos é 0.5 vezes o espaçamento entre os eletrodos. Já para os arranjos Pólo-Pólo, Pólo-Dipolo e Dipolo-Dipolo, esta espessura é de aproximadamente 0.9, 0.6 e 0.3 vezes o espaçamento entre os eletrodos, respectivamente (Loke, 1997).

Capítulo 3

Aspectos Geológicos

3.1 Geologia Regional

O município de Salvador está situado entre as coordenadas geográficas $12^{\circ} 53' 54''$ e $13^{\circ} 00' 59''$ de latitude Sul e $38^{\circ} 18' 31''$ e $38^{\circ} 32' 20''$ de longitude Oeste (Figura 3.1). Limita-se ao sul e leste com o Oceano Atlântico, a oeste com a Bahia de todos os Santos e ao norte com os municípios de Lauro de Freitas, Simões Filho, Candeias e São Francisco do Conde.

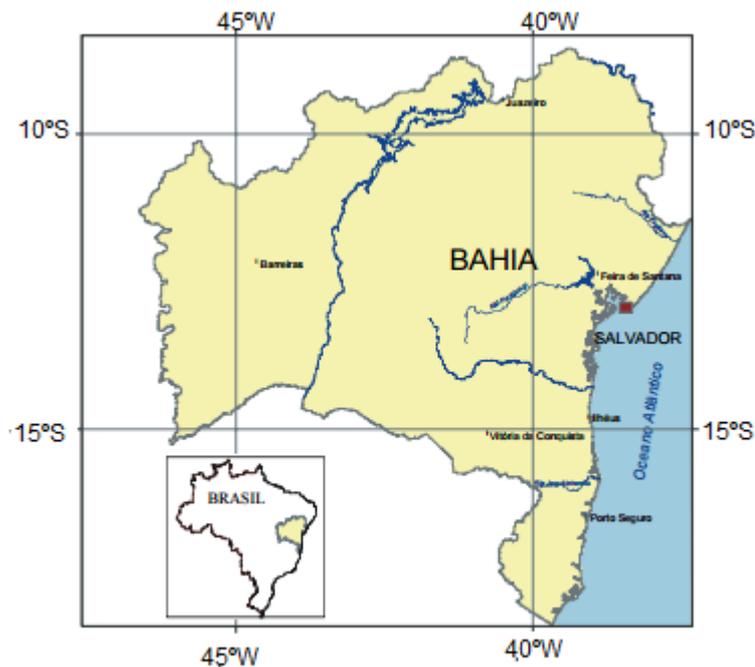


Figura 3.1: Localização do trabalho em escala regional (Nascimento, 2008).

Segundo Barbosa e Dominguez (1996), a região metropolitana de Salvador foi subdividida em três domínios geológicos principais:

(i) A Bacia Sedimentar do Recôncavo, formada por rochas sedimentares Mesozóicas do tipo conglomerado, representados pela Formação Salvador e, arenitos e folhelhos, representados

pela Formação Pojuca do grupo Ilhas.

(ii) Alto Cristalino de Salvador, Planalto ou Maciço de Salvador, representado por rochas metamorfizadas, graníticas e basálticas do embasamento cristalino arqueano-paleoproterozóico.

(iii) Planície Litorânea ou Margem Costeira Atlântica, formada por depósitos sedimentares terciários da Formação Barreiras e depósitos inconsolidados do Quaternário.

3.1.1 O Alto Cristalino de Salvador

O Alto Cristalino está separado da Bacia Sedimentar do Recôncavo pela Falha de Salvador. Podemos dividi-lo em três categorias: Embasamento Cristalino, Cobertura Regolítica e Formação Barreiras.

O embasamento cristalino é formado por rochas metamórficas ortoderivadas compostas de granulitos charnoenderbíticos e tonalíticos que contêm enclaves ultramáficos (metapiroxe-nitos) e máficos (metagabros), sendo cortadas por monzo-sienogranitos e diques máficos (Figura 3.2). Ocorre também, um grupo de rochas metamórficas paraderivadas alumino-magnesianas, granulitos básicos e quartzitos que ocorrem associados. A leste da Falha do Iguatemi, onde as elevações do embasamento são menores, ocorrem rochas monzoníticas-monzodioríticas e um conjunto de rochas gnáissicas, graníticas, anfibolíticas e migmatíticas (Barbosa et al., 2005).

O sistema de fraturamento N30-40° e N130-140° que constituem vias de percolação somado as altas temperaturas e altos índices pluviométricos favoreceram o ataque químico dos principais minerais formadores de rochas e acessórios, possibilitando a formação de um solo residual e da rocha alterada (saprólito) que constituem o regolito sobreposto ao embasamento cristalino, ou seja, a cobertura regolítica.

Esta cobertura regolítica geralmente possui cor avermelhada e composição predominantemente argilosa. Esses argilominerais são produtos da alteração química dos plagioclásios, microclina e outros minerais aluminosos que compõem as rochas do embasamento cristalino quando em contato com a água subterrânea. Alguns minerais de ferro presentes em pequenas quantidades nas rochas cristalinas, tais como, pirita, magnetita e ilmenita, quando alterados intempericamente também ajudam a imprimir uma coloração avermelhada, devido a formação da hematita e da goetita. Quando predomina a hematita, o regolito é mais avermelhado, enquanto a goetita imprime neles uma coloração vermelho- amarelada (Nascimento, 2008).

Por fim, a Formação Barreiras é formada por arenitos argilosos de coloração vermelha, violeta, branca e amarela com estratificações plano-paralelas e cruzadas. São frequentes as intercalações de siltitos e argilas coloridas, bem como lentes conglomeráticas e caulíníticas.

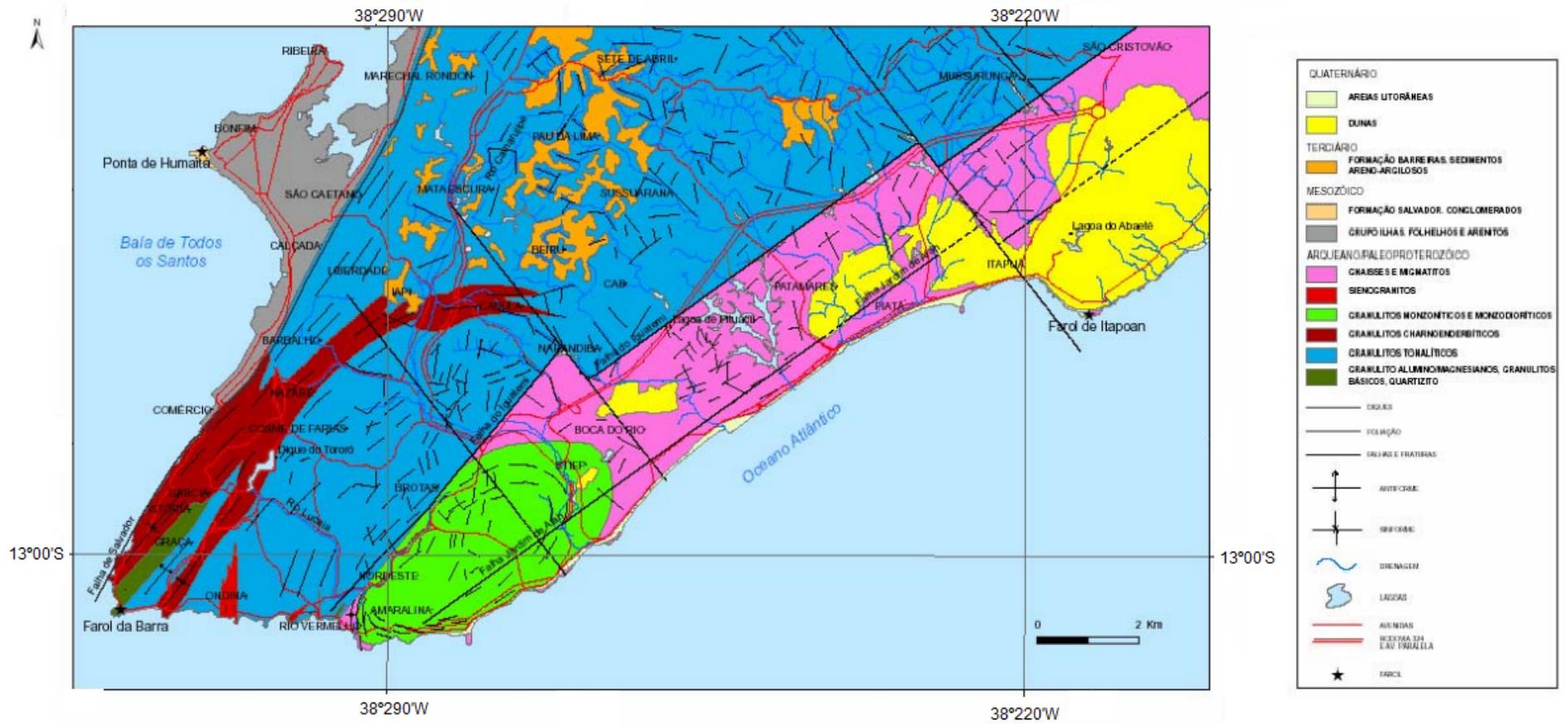


Figura 3.2: Mapa geológico de Salvador modificado a partir de Barbosa et al. (2005).

3.2 Geologia Local do *Campus* de Ondina

O *Campus* Universitário da UFBA em que esse trabalho foi realizado compreende uma área que engloba os bairros de Ondina, Federação e São Lázaro (Figura 3.3). O *Campus* de Ondina, como é frequentemente chamado, está localizada próximo a orla marítima e possui grande parte da área recoberta pela vegetação remanescente do Bioma da Mata Atlântica.



Figura 3.3: Localização do *Campus* de Ondina a partir de imagens retiradas do *software* Google Earth.

3.2.1 Geologia e Geomorfologia

O sistema de fraturamento orientou os espigões do topo convexo e o entalhamento do vale. Posteriormente atuaram processos de acumulação de sedimentos no Quaternário (Holoceno), formando a estreita planície do *Campus* Universitário da UFBA.

As feições estruturais, controlaram a modelagem da morfologia regional do Alto Cristalino, o que resultou na formação do baixo planalto dissecado, observados nos bairros de São Lázaro, Federação e Parque Zoobotânico de Ondina. Esses apresentam quase sempre altitudes situadas entre 50 e 70 metros, com vertentes íngremes e as vezes abruptas. No *Campus* as cotas topográficas variam de 7 a 67 metros de altitude e as vertentes apresentam declividades

superiores a 10° (Nascimento, 2002).

A área do *Campus* é predominantemente formada por um conjunto de rochas metamorfiçadas no fácies granulito, pertencentes ao Alto Cristalino de Salvador de idade arqueana/paleoproterozóica. São rochas constituídas mineralogicamente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, hornblenda, piroxênios, granada, silimanita e cordierita. Esses minerais, muitas vezes se agrupam em faixas ou bandas paralelas, formando intercalações de diversos tipos litológicos, de espessura variável, desde milimétrica até vários metros, por vezes dobradas e migmatizadas.

É possível observar essas rochas do embasamento cristalino nas praias da Barra, Ondina e Rio Vermelho, onde aparecem vários corpos de pegmatitos de dimensões relativamente pequenas, constituídos por quartzo, k-feldspato e micas que cortam a sequência de rochas granulitizadas (Figura 3.4).

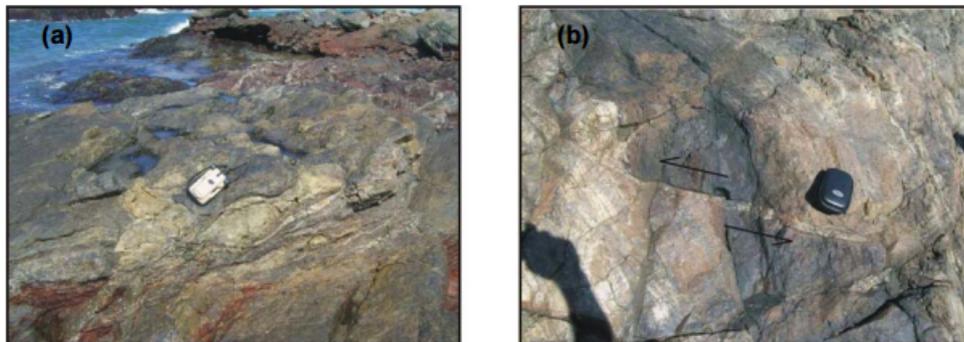


Figura 3.4: Exemplos de rochas ultramáficas granulitizadas do embasamento cristalino de Salvador na praia do Farol da Barra (Souza, 2008).

O sistema de fraturamento e o clima tropical úmido, facilitaram a alteração das rochas do embasamento cristalino pois serviu como canais de percolação das águas pluviais, acelerando os processos de intemperismo químico dessas rochas. O resultado desse processo foi a geração de solos residuais evoluídos e espessos, texturalmente argilosos e areno-argilosos, geralmente classificados como latossolos e podzólicos vermelho-amarelo distróficos.

3.2.2 Hidrogeologia

Do ponto de vista hidrogeológico, as águas subterrâneas estão armazenadas em dois domínios hidrogeológicos distintos, intercomunicáveis e de natureza livre, formando um sistema aquífero heterogêneo e anisotrópico. O primeiro domínio é composto pelas infiltrações de águas pluviais na cobertura de solos e sedimentos colmatados na planície dentro do estreito vale do *Campus*, esse domínio é representado por aquíferos de pouca espessura e textura predominantemente argilosa ou areno-argilosa, com níveis hidrostáticos rasos, o que formam aquíferos de armazenamento limitado e que recobrem as rochas do embasamento cristalino.

O segundo domínio possui uma natureza fissural, ou seja, as próprias rochas do embasamento acumulam água através de falhas e fraturas. Esses aquíferos possuem capacidade de armazenamento limitadas às zonas mais fraturadas do corpo rochoso. Entretanto, por se tratar de uma região de elevada pluviosidade (acima de 2000mm/ano), esse aquífero recebe uma taxa

de recarga contínua o ano todo (Nascimento, 2002).

Ainda segundo Nascimento (2002), dentro da planície do *Campus*, passa a única rede pluvial existente na área, que flui em direção à Avenida Ademar de Barros sempre alimentada pelo fluxo hídrico subterrâneo que se desloca das vertentes do Bairro de São Lázaro, da rua São Caetano de Moura na Federação, Avenida Anita Garibaldi e do Alto Cristalino para dentro do vale (Figura 3.5).

3.2.3 Ação Antrópica

O *Campus* de Ondina está sujeito à diversas atividades de natureza antrópicas, sendo a mais importante delas a presença de lixo proveniente da própria Universidade (laboratórios, institutos e entulho de obras realizadas no local) e também das residências que ficam situadas no seu entorno. O desmatamento e a erosão pluvial, principalmente nas encostas íngremes do bairro de São Lázaro se constituem em um grande problema observado no *Campus*.

Outro impacto importantíssimo (Porém que não é o foco desse trabalho) diz respeito aos efluentes sanitários e de laboratórios das unidades do *Campus*. Estes podem comprometer o lençol freático devido à vazamentos nas suas tubulações. No ano de 2002 foi realizado um estudo da qualidade da água subterrânea nessa região e os resultados dessa pesquisa podem ser encontrados no relatório final elaborado por Nascimento (2002).

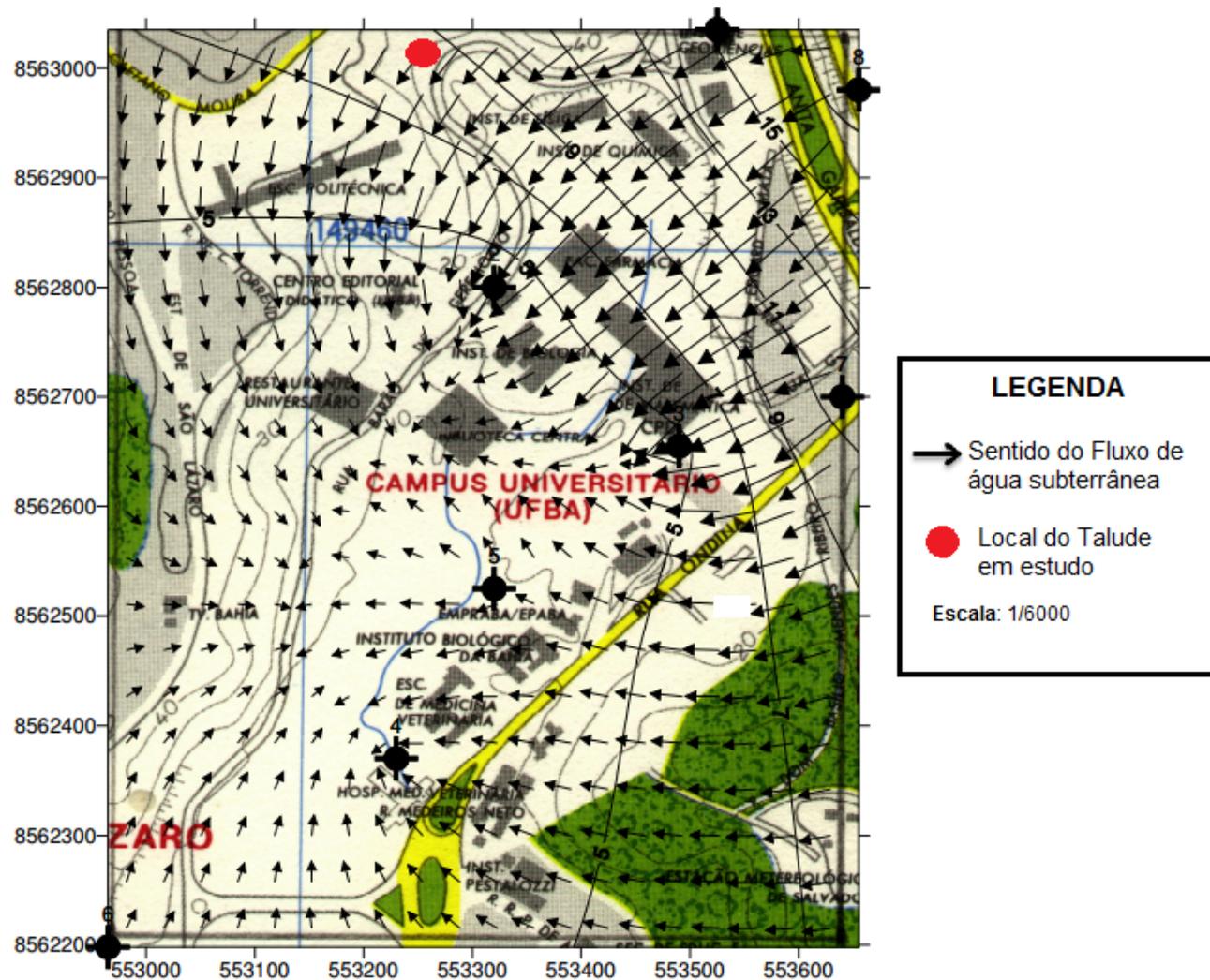


Figura 3.5: Distribuição do fluxo subterrâneo no *Campus* Universitário de Ondina modificado de Nascimento, (2002).

3.3 Área de estudo

O talude onde foi realizado o estudo geofísico está situado na Rua Barão de Geremoabo e faz a conexão entre a Escola Politécnica na Federação e o *Campus* Universitário de Ondina. Essa região pode ser facilmente localizada por se situar dentro de uma clareira separada da via por uma cerca viva (Figura 3.6a). O talude possui, aproximadamente, 48m de extensão e o maior ângulo de inclinação medido foi de 41° , aproximadamente, porém no campo podem-se observar inclinações superiores a essa medida.

No decorrer da encosta, a presença de touceiras de Bambu (*Bambusa Vulgaris*), misturadas à mata secundária arbustiva e arbórea, é intensa (Figura 3.6b). É importante citar que o Bambu se constitui como um agente natural importante no controle de erosão do solo, uma vez que seu sistema especial de raízes cria uma verdadeira malha que ajuda na fixação do solo, evitando o deslizamento e a camada orgânica produzida pela parte aérea da planta tende a retardar a infiltração da água da chuva.



Figura 3.6: (a) Clareira situada na Rua Barão de Jeremoabo separada por uma cerca viva (b) Vegetação local marcada intensamente pela presença do Bambuzal.

Outro aspecto importante que deve ser mencionado é a grande presença de entulho no local. Boa parte desse material era proveniente da própria Universidade ou da própria população que vive no entorno do local. O entulho estava disposto na área, bem como também ocupava as calhas de drenagem localizadas próximas ao local.

No período correspondente a abril e maio de 2015, foi registrado um deslizamento em uma área bastante próxima ao talude em estudo. Segundo a SUMAI (Super intendência de Meio Ambiente e Infraestrutura) foi relatado que a causa principal do deslizamento desta área foi o entupimento das calhas de drenagem localizadas próximas ao SMURB (Serviço Médico

Universitário Rubens Brasil Soares). O material descartado pelo Serviço Médico provocou o entupimento das calhas de drenagem e assim no período chuvoso, a água pluvial atingiu intensamente o talude, ocasionando o deslizamento de uma camada espessa do solo e de raízes da vegetação local. O evento não gerou acidentes ou grandes prejuízos materiais.

Capítulo 4

Aquisição, Tratamento e Interpretação dos dados geoeletricos

4.1 Aquisição dos dados

Com o objetivo de avaliar as propriedades físicas do meio em estudo e identificar como os agentes de instabilidade agem no talude, foi realizado um estudo geoeletrico na área utilizando as técnicas de Sondagem Elétrica Vertical e Caminhamento Elétrico.

O aparelho usado na aquisição dos dados foi o resistivímetro modelo *SYSCAL-PRO*, fabricado pela *Iris Instruments*, pertencente ao CPGG-UFBA. Composto por uma unidade transmissora/receptora, seu sistema operacional baseia-se na leitura simultânea da resistividade e cargabilidade aparentes, através da aplicação de uma corrente elétrica, com auxílio de eletrodos de aço que fazem contato com o terreno.

Para reduzir a resistência ao contato com o terreno, foi introduzida uma solução salina nas regiões de contato do eletrodo e o solo.

O Caminhamento Elétrico I foi realizado no dia 10 de março de 2016, utilizando o arranjo dipolo-dipolo, com espaçamento entre os eletrodos de 4 em 4 metros e com 80m de extensão. No período de 96 horas antes do levantamento foi registrado pela Estação Pluviométrica da Federação (CEMADEN) o índice de 0,59mm de chuva. No total foram realizadas 138 medidas sendo que apenas 125 delas foram utilizadas pelo fato de serem excluídas medidas com resistividades negativas.

No dia 20 de Junho de 2016, foi realizada uma Sondagem Elétrica Vertical utilizando o arranjo Schlumberger, com abertura máxima dos eletrodos de corrente de 60 metros. Foi registrado pela Estação Pluviométrica da Federação um índice de 9,48mm de chuva no período de 96 horas prévias ao levantamento.

O Caminhamento Elétrico II foi realizado no dia 5 de outubro de 2016, com 70 metros de extensão, utilizando novamente o arranjo dipolo-dipolo com a diferença de que as medidas foram realizadas com um cabo multieleetrodo com espaçamento de 5 em 5 metros. No período de 96 horas antes do levantamento foi registrado pela Estação Pluviométrica da Federação o índice de 3,35mm de chuva. Foram coletadas 85 medidas no total, porém apenas 69 foram utilizadas na inversão pois algumas delas apresentavam resistividades negativas.

A Figura (4.1a) mostra o local onde foram feitos o Caminhamento Elétrico e a Sondagem Elétrica Vertical. O primeiro partiu do marco zero até o final do talude em 80 metros e a SEV foi realizada a 49 metros do marco zero. A Figura (4.1b) mostra de uma forma ampliada o local onde foi feita a SEV e a disposição dos eletrodos.



Figura 4.1: (a) Localização da SEV e do CE no local (b) disposição dos eletrodos da SEV.

4.2 Tratamento dos dados

Os dados coletados são exportados da memória do SYSCAL-PRO para o computador, através do *software* PROSYS II, produzido pela *Iris Instruments*. O dado pode ser exportado em diversos formatos porém, o escolhido foi *.txt*.

Com os dados da aquisição no computador é necessário que eles passem por uma etapa de edição. Essa etapa irá remover medidas de resistividade aparente negativa e medidas repetidas que podem gerar erros na leitura pelo programa de inversão. Para otimizar essa etapa, que é demorada e deve ser feita com grande cautela, foi utilizado um programa feito na linguagem *Python*. Esse programa edita o dado automaticamente e exporta um arquivo, *.dat*, que torna possível o carregamento dos dados do Caminhamento Elétrico no *software* de inversão.

Para a inversão da Sondagem Elétrica Vertical realizada no programa *RES1D*, as medidas devem estar organizadas segundo o exemplo da Figura 4.2 e para a inversão de um dado de Caminhamento Elétrico no *software* *RES2DINV*, como pode ser visualizado na Figura 4.3.

```

SEV1107 - Bloco de notas
Arquivo  Editar  Formatar  Exibir  Ajuda
-----
Schlumberger test                !Título
Array Type (Wenner or Schlumberger) !Cabeçalho
Schlumberger                     !Tipo do arranjo utilizado
Number of data points            !Cabeçalho
13                               !Número de pontos
Data Type (Resistivity,IP,SIP)   !Cabeçalho
Resistivity                      !Tipo do dado
Error in measurements included (Yes,No) !Cabeçalho
No                               !Não incluir erros nas medidas
Data section                     !Cabeçalho
1.500      0.600      124.510    !"a" espaçamento,"b" espaçamento,resist.aparent
2.000      0.600      148.910    !
3.000      0.600      174.300    !
4.000      0.600      199.790    !
5.000      0.600      203.910    !
6.000      0.600      214.500    ! O mesmo para os demais pontos
8.000      0.600      210.350    !
10.000     0.600      198.720    !
14.000     0.600      174.800    !
16.000     0.600      168.400    !
20.000     0.600      161.600    !
25.000     0.600      163.050    !
30.000     0.600      165.050    !
User Starting Model Available (Yes/No) !Cabeçalho
No                               !Não usar o modelo inicial
0                                 !Completar com zero

```

Figura 4.2: Arquivo *.dat* padrão utilizado para realizar inversão dos dados de Sondagem Elétrica Vertical no *software RE1DINV* para o arranjo Schlumberger.

Para a inversão de um dado de Caminhamento Elétrico no *RES2DINV*, é necessário que as medidas estejam organizadas no *.dat* seguindo um padrão um pouco diferente do *RES1D*. Como nesse dado encontram-se medidas com topografia, é necessário especificar quais dados possuem tais medidas e as coordenadas verticais e horizontais desses pontos. A Figura 4.3 ilustra um arquivo padrão para o arranjo Dipolo-Dipolo.

```

DIPOLENS - Bloco de notas
Arquivo Editar Formatar Exibir Ajuda
CE- DIPDIP !Titulo
1.00 !Espaçamento entre eletrodos
3 !Número do Arranjo (dipolo-dipolo=3)
1749 !Números de pontos do dado
1 !localização x dada em termos no primeiro eletrodo
!usar 1 se a localização do ponto médio for dada.
!
0 !Usar 0 para dados não IP, use 1 caso contrário
!Para cada ponto do dado; posição x, "a" espaçamento,
1.50 1.00 1 9.92 !valor do fator "n", resistividade aparente
2.50 1.00 1 9.89 !
3.50 1.00 1 9.85 !
... !
... !
37.00 1.00 2 9.88 !
34.00 3.00 6.0000 11.02 !
35.00 3.00 6.0000 11.09 !Quatro últimos pontos de dado, escritos como especi-
36.00 3.00 6.0000 11.04 !ficado acima.
37.00 3.00 6.0000 10.96 !
38.00 3.00 6.0000 10.87 !
2 !Sinal de dados com topografia. Caso não existam, colocar 0
26 !Número de dados com topografia
-100 33 !Coordenadas vertical e horizontal do primeiro ponto
-40 34.5 !Segundo ponto do dado com topografia
-20 35.0 !
.. !Fazer o mesmo para todos os outros pontos com topografia
.. !
.. !
270 30.0 !
300 33 !Último ponto do dado com topografia
2 !0 número do ponto do dado com topografia com o primeiro eletrodo
0 !
0 !
0 !
0 !
0 !Completar com zeros
0 !

```

Figura 4.3: Arquivo *.dat* padrão utilizado no *software RES2DINV* para realizar a inversão dos dados do Caminhamento Elétrico utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo.

4.3 Interpretação dos dados geoeletricos

Os Caminhamentos Elétricos I e II foi permitiram gerar os modelos invertidos de resistividade, I e II (M_{1INV}) e (M_{2INV}) 2D, que apresentam as variações laterais e verticais da resistividade em subsuperfície (Figura 4.7 e 4.8).

As interpretações acerca da composição do material litológico em subsuperfície foi realizada através da análise conjunta dos dados geofísicos no talude em estudo obtidos pelo Método da Eletroresistividade e dados geológicos e geotécnicos auxiliares realizados próximos ao talude (Figura 4.4).

Os dados auxiliares usados nesse trabalho foram as amostras de rocha em poços de água do banco de dados do SIAGAS (Figura 4.5): Poços Palácio de Ondina II, Palácio de Ondina III e Palácio de Ondina IV e os dados das sondagens SPT (Figura 4.6) que foram realizadas na Biblioteca de Exatas e cedidas por (Santos, 2016).

O Caminhamento Elétrico I utilizou um espaçamento mais refinado entre os eletrodos (4 em 4 metros) e uma abertura máxima de 80 metros entre os dipolos. Esses critérios possibilitaram o mapeamento mais preciso de anomalias.



Figura 4.4: Localização do talude estudado, dos poços do SIAGAS: Palácio de Ondina II,III e IV e da Biblioteca de Exatas, onde foram realizados os ensaios diretos.

Foi possível sugerir as seguintes informações a cerca das litologias: As cores alaranjadas-avermelhadas dizem respeito à materiais litológicos de alta resistividade correspondentes à cobertura (solo não saturado), que coincide com uma zona de intensa vegetação, e o topo do Embasamento Cristalino Alterado.

Logo abaixo da cobertura, a partir de 2 metros de profundidade inicia-se uma zona saturada em água que pode ser interpretada como argila saturada (tonalidades azuladas) e silte argiloso saturado (tonalidade esverdeadas), condizentes com a geologia local. Abaixo dessa zona saturada se encontra materiais litológicos de alta resistividade que são condizentes com o topo do Embasamento Cristalino Alterado.

Não foram identificados matacões ou blocos no Caminhamento Elétrico I e não foi possível delimitar nenhum plano preferencial de deslizamento.

Ao decorrer da interpretação desta seção 2D surgiu a hipótese de que o material litológico correspondente à tonalidade amarela poderia ser arenitos, já que essa litologia aparece nos dados de amostras de rochas em poços de água e a resistividade apresentada na seção também seria condizente com valores para arenitos.

O Caminhamento Elétrico II foi realizado com um maior espaçamento entre os dipolos que o primeiro Caminhamento (5 em 5 metros) e com abertura máxima entre os eletrodos A e N de 70 metros. O resultado desta mudança nos valores destes parâmetros é que pode-se esperar uma cobertura menos refinada das medidas em subsuperfície, devido ao fato que os dipolos estão mais afastados uns dos outros, e o número de dados coletados ser menor. Um fator importante que deve ser destacado é o aumento dos valores de resistividade de contato entre o solo e os eletrodos que no Caminhamento Elétrico I era em torno de 200 Ohm.m e no segundo levantamento esses valores em alguns dipolos tiveram um aumento de 1 KOhm.m de resistividade de contato. Esse aumento drástico dos valores de resistividade de contato

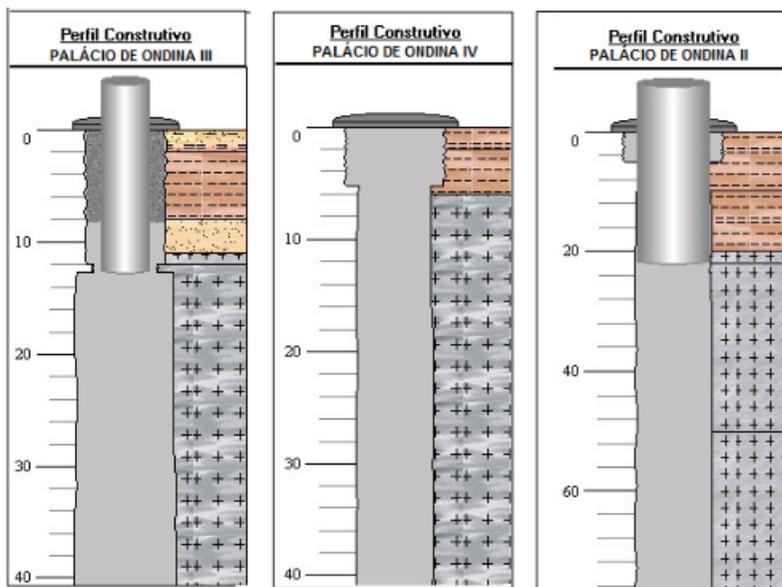
influencia na confiabilidade das medidas sendo uma das causas do alto valor do erro RMS apresentado no M_{2INV} .

Meses após o Caminhamento Elétrico I o talude sofreu algumas alterações antrópicas e teve uma parte das touceiras de bambu localizadas no topo retiradas, fazendo com que uma parte da cobertura ficasse mais exposta a ação da água da chuva, o que possibilitou a infiltração pluvial em zonas mais superficiais e profundas do talude. É possível verificar o aumento de saturação na porções mais rasas das pseudoseções, devido a uma diminuição de resistividade desta região.

É possível levantar uma segunda hipótese sobre a litologia correspondente às resistividades de coloração amarelada do Caminhamento I. A priori foi dito que poderia se tratar de um material arenoso devido a presença dessa litologia em amostras de rochas de poços próximos ao local de estudo e aos valores de resistividades condizentes com essa hipótese, porém, é observado que a mesma região no Caminhamento Elétrico II se encontra com baixos valores de resistividades se comparados aos valores do primeiro levantamento. Diante disso, pode-se dizer que essa zona corresponde a um material argiloso ou silte- argiloso que ainda não estava saturado na época do Caminhamento Elétrico I, fato que mudou com a maior exposição da cobertura do talude e com o período de chuva mais intenso a que ele foi submetido, possibilitando que a água pluvial infiltrasse em maiores profundidades e saturasse zonas antes não saturadas.

Outra mudança que é observada em relação aos dois Caminhamentos Elétricos é a presença de um possível bolsão de argila localizado a 32 metros do marco zero e a 7 metros de profundidade no Caminhamento Elétrico I. Essa mesma região no Caminhamento Elétrico II se apresenta mais contínua, desta forma pode-se sugerir que essa região também sofreu uma maior saturação comparada ao primeiro Caminhamento Elétrico.

Também não foram identificados blocos ou matacões no Caminhamento Elétrico II e não foi possível sugerir um plano preferencial de deslizamento.



Dados Litológicos do Poço PALÁCIO DE ONDINA III

De(m)	Até(m)	Litologia	Descrição Litológica
0	2	Solo Argiloso	Solo Argiloso Amarelo
2	8	Argila	Argila Amarela
8	11	Areia Média	Areia média branca
11	12	Rocha Cristalina não identificada	Rocha Cristalina Alterada
12	80	Granulitos	Rocha Granulítica escura, composta por quartzo e biotita com fragmentação fina a média

Dados Litológicos do Poço PALÁCIO DE ONDINA II

De(m)	Até(m)	Litologia	Descrição Litológica
0	10	Argila	Solo amarronzado, argiloso
10	20	Argila	Argila vermelha
20	22	Rocha cristalina não identificada	Rocha Cristalina, cinza, alterada
22	50	Rocha Cristalina não identificada	Rocha Cristalina Alterada
50	80	Rocha Cristalina não identificada	Rocha Cristalina cinza escura, com anfibólio, com fragmentação fina

Dados Litológicos do Poço PALÁCIO DE ONDINA IV

De(m)	Até(m)	Litologia	Descrição Litológica
0	2	Argila	Solo Argiloso Amarelo
2	6	Argila	Argila Amarelada
6	80	Granulitos	Rocha Granulítica escura, fina

Figura 4.5: Perfis construtivos e dados litológicos dos Poços de Palácio de Ondina II,III,IV modificado do site SIAGAS, 2007.

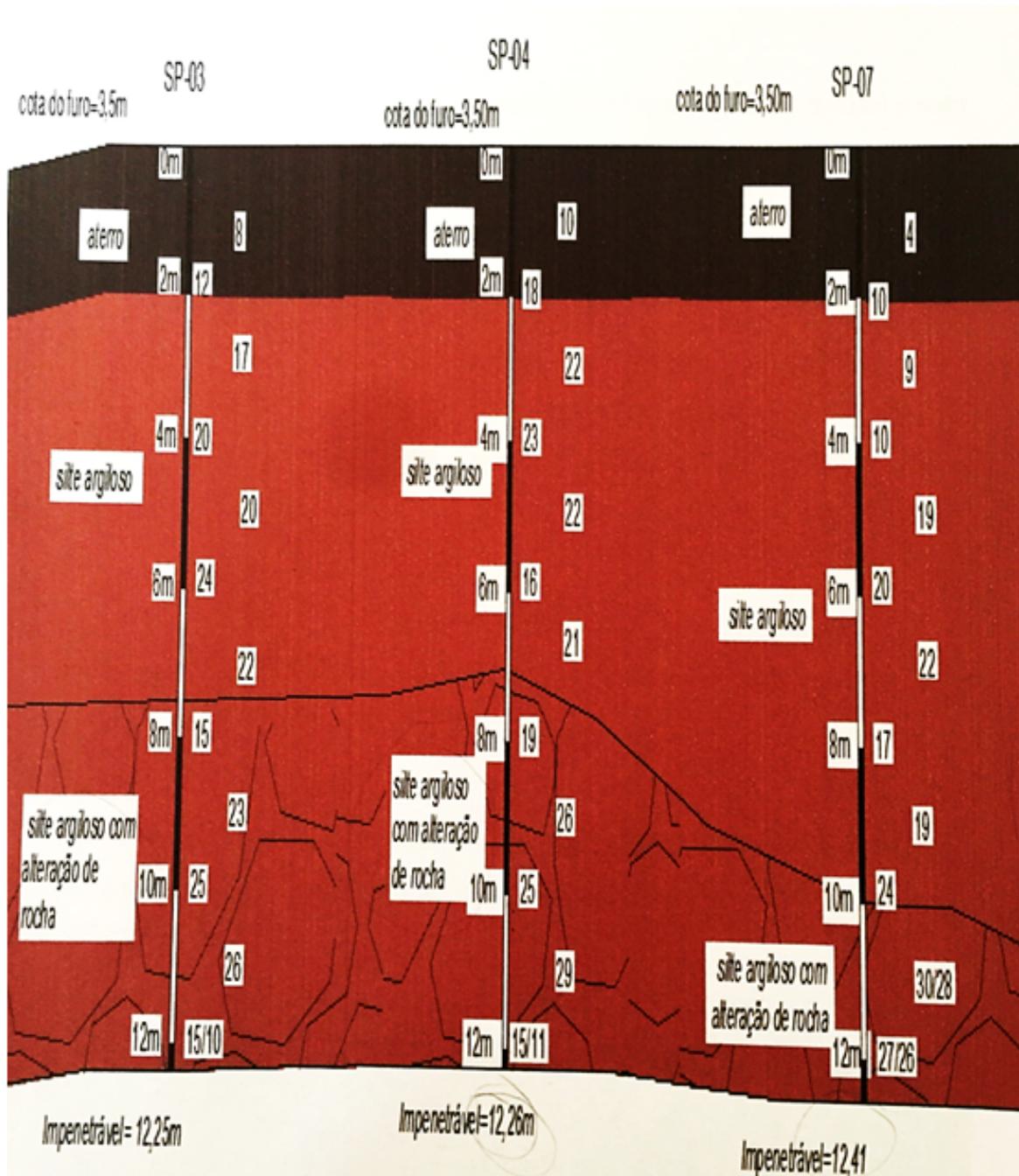


Figura 4.6: Perfil Geotécnico obtido através dos dados de sondagens SPT gerado por Santos (2016).

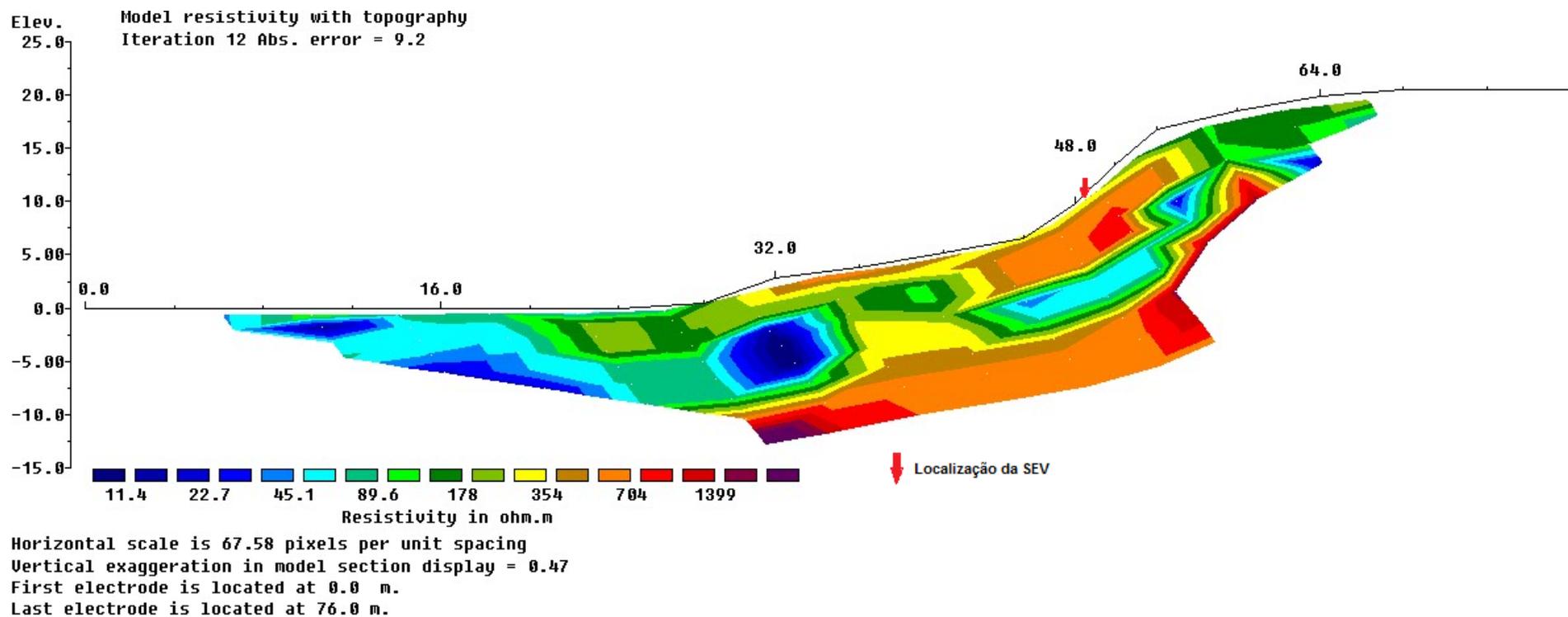


Figura 4.7: Modelo invertido de resistividade 2D (M_{INV}) referente ao Caminhamento Elétrico I, utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo. O espaçamento a entre os dipolos foi de 4 metros. Este modelo apresentou o erro RMS, entre o dado calculado e o observado, de 9,2%.

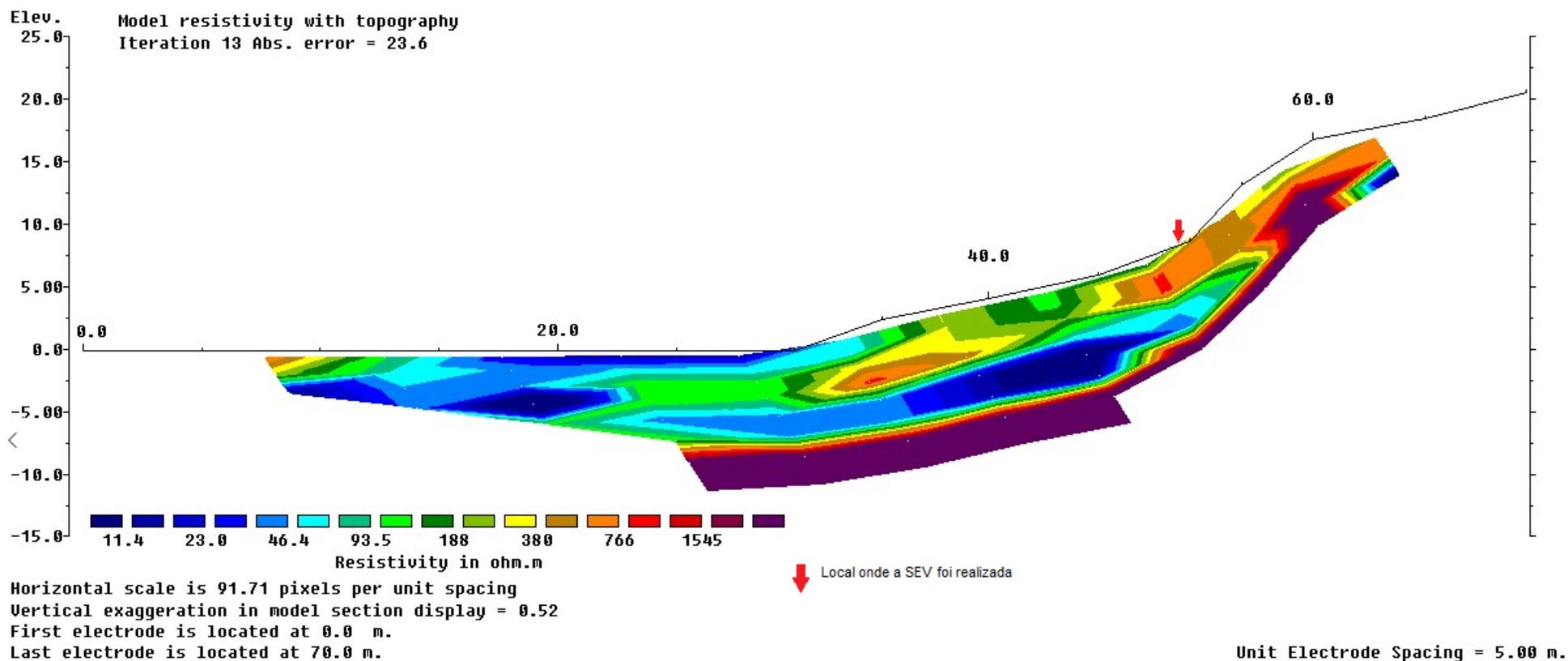


Figura 4.8: Modelo invertido de resistividade 2D, ($M_{2_{INV}}$) referente ao Caminhamento Elétrico II, utilizando o arranjo Dipolo-Dipolo. O espaçamento a entre os dipolos foi de 5 metros. Este modelo apresentou o erro RMS, entre o dado calculado e o observado, de 23,6%.

A Sondagem Elétrica Vertical foi realizada a 49 metros, ao longo dos CE's, a partir do marco zero e permitiu analisar a variação vertical de resistividade em um ponto no talude. Estes dados coletados permitiram a obtenção do modelo invertido 1D (Figura 4.10). Através desse resultado foi possível criar uma coluna interpretativa do modelo geológico 1D (Figura 4.9b) e compará-la a uma descrição das amostras da sondagem SPT (Figura 4.9a) localizada próxima ao local da SEV.

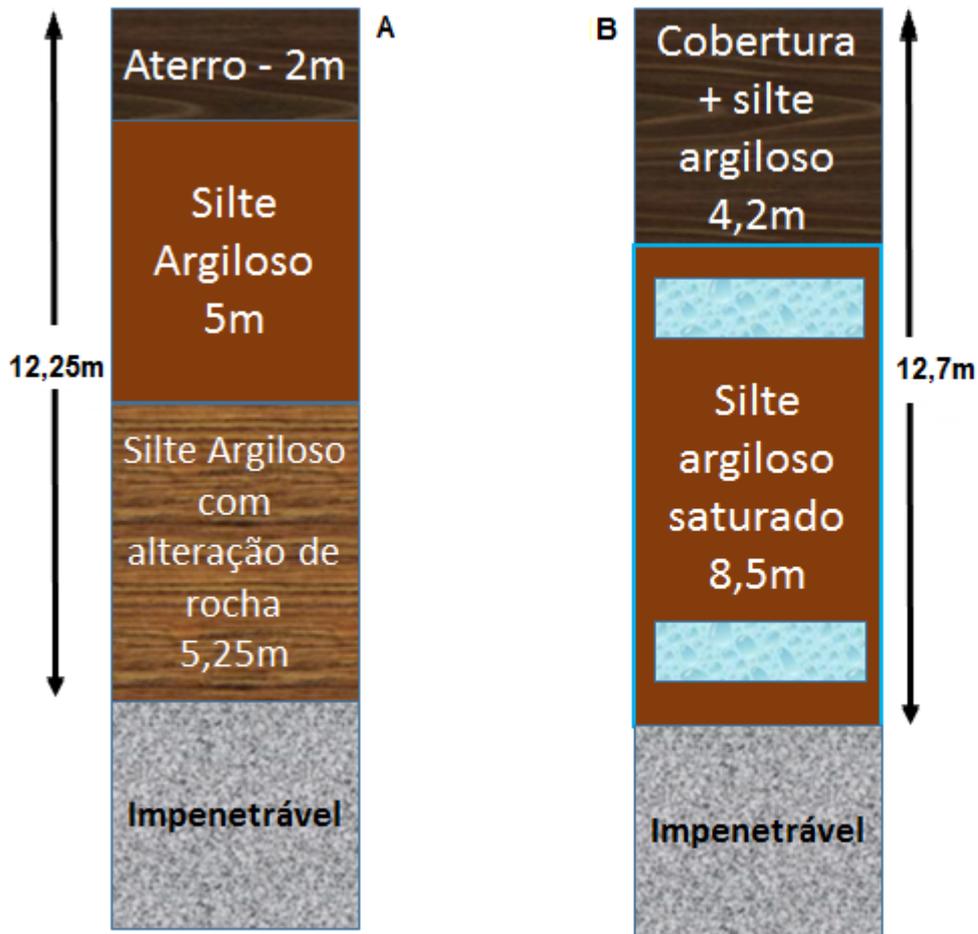


Figura 4.9: (a) Descrição das amostras de uma das sondagens SPT localizada na atual Biblioteca de Exatas, modificado de. (b) Interpretação do modelo geológico 1D da SEV.

A interpretação do modelo 1D mostrou a existência de três camadas: A primeira camada de espessura 4,2 metros corresponde a cobertura e ao silte-argiloso com pouco grau de saturação. A segunda camada de espessura 8,5 metros foi interpretada como silte-argiloso saturado e a última camada foi considerada como sendo o Embasamento Cristalino alterado. Apesar de que com a abertura da Sondagem Elétrica Vertical não se tenha conseguido chegar até essa camada de fato, é observada na (Figura 4.10) uma tendência de subida no final da curva. A comparação entre os Caminhamentos Elétricos e a Sondagem Elétrica Vertical permitiu tal confirmação, além da comparação destes dados junto as sondagens diretas realizadas

próximo a encosta

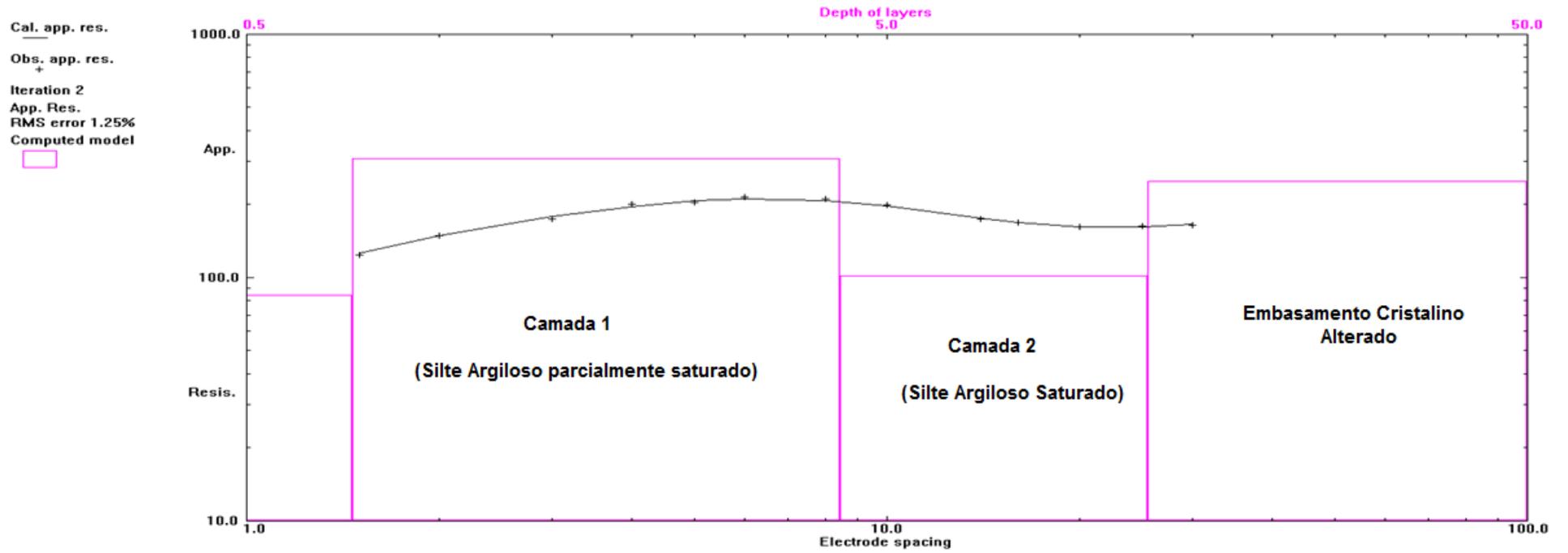


Figura 4.10: Dados observados e calculados da Sondagem Elétrica Vertical modelo de resistividade invertido 1D no software *RES1D*.

Capítulo 5

Conclusões

O método da eletrorresistividade se mostrou eficiente na definição dos principais parâmetros de avaliação dos processos de formação dos movimentos de massa, como por exemplo, espessura da cobertura e nível da zona saturada. No local não foram imageados blocos e matacões. É necessário ressaltar a perda de refinamento das medidas dos Caminhamentos Elétricos I e II devido as alterações entre os espaçamentos dos dipolos.

A vegetação intensa no local serve como barreira à erosão provocada pela chuva e dificulta a infiltração pluvial no subsolo. Após a remoção superficial desta cobertura começou a existir infiltração, superficial, ao decorrer da encosta (Caminhamento Elétrico II).

Uma comparação entre o modelo invertido 1D e algumas sondagens SPT sugere que o método se mostrou eficaz principalmente na delimitação da cobertura e na sugestão da localização da zona impenetrável. Conclui-se disso que o método da eletrorresistividade se constitui como uma excelente ferramenta auxiliar para diagnósticos geotécnicos, principalmente se combinada com informações precisas (ensaios diretos, amostras de rocha etc.).

A principal vantagem do método geofísico foi a possibilidade de imagear o subsolo lateralmente através dos Caminhamentos Elétricos. Foi possível obter uma visão mais ampla da área de estudo, atentando as variações horizontais e verticais de resistividade e litologia, se comparado aos métodos convencionais de investigação (métodos diretos).

Por fim, a utilização da geofísica no estudo de estabilidades de taludes permitiu obter uma visão rica de detalhes do subsolo com baixos custos e rapidez de execução.

Sugere-se que trabalhos futuros avaliem a confiabilidade das medidas em relação a resistividade de contato eletrodo-solo. Outra sugestão seria um estudo mais aprofundado acerca dos espaçamentos entre os eletrodos do arranjo Dipolo-Dipolo de forma a apontar quais parâmetros seriam mais adequados na identificação de anomalias em taludes de diferentes inclinações. Por fim, um acompanhamento das alterações da vegetação na encosta estudada e suas implicações na estabilidade da mesma.

Agradecimentos

Começo agradecendo à minha base, meu pai e minha mãe, que se esforçaram ao máximo ao longo desses 23 anos para serem os melhores pais que alguém poderia querer. Obrigada por todos os conselhos e por terem me dado todas as oportunidades de chegar onde cheguei.

Também gostaria de fazer um agradecimento especial para meu avô Henrique que apesar de não estar mais presente no meu dia-a-dia está firme e forte em meu coração. "Não deu pra ser Engenheira vó, mas pelo menos no tema do meu TCC também tem engenharia civil!"

Meu muito obrigado a todos os meus familiares que sempre me apoiaram e sei que me apoiarão em cada etapa de minha vida.

Chegou a parte de agradecer a meus amigos que sempre me ajudaram a manter um sorriso no rosto mesmo quando a situação estava barril.

Agradeço especialmente ao meu BRM: Rafa múmia, Adilsohonesto (que aparatou sempre meus momentos de tristeza), Hellenice "Mulher Laranja", Everbarbie e Nandão sumida, vocês são maravilhosos! Obrigada por todos os momentos que passamos juntos nessa longa caminhada que é a graduação, serei grata eternamente, amo vocês.

Agradeço também a três pessoas que me ajudaram demais nesse último ano e que com pouco tempo de amizade já se tornaram amigos leais e inseparáveis: Dett Fit Dance "Carol", André "Emanuel" e Victor *de peixes* Koehne. Obrigada por aguentarem todos meus ataques e me confortarem em todos os momentos. Obrigada em especial a Dett que revisou algumas partes desse trabalho. Vocês são retumbantes.

Também gostaria de agradecer a toda a turma de 2012 pela prazerosa convivência nesses últimos anos, tenho muito orgulho de todos vocês (Estamos *finalmente* formando).

Em especial, gostaria de mencionar o papel essencial que uma pessoa desempenhou nesse processo, até porque muito do que sei de Geofísica devo a ele, meu amigo e professor nas horas de desespero: Obrigada Cainan! Você foi e sempre será essencial, sou muito grata a você.

Obrigada a todos que me ajudaram a fazer os levantamentos e escalar aquele talude: Ítalo Argila (Pai do Mato), Jeffrey, Adevilson (Muleke Piranha), Urso, Paulinha (sempre uma fofa), Adan e outros que não me lembro (Mas sintam-se mencionados).

Agora, gostaria de agradecer aos professores que contribuíram para tornar esse trabalho realidade: Meu orientador Alex, por toda a dedicação, atenção ao longo dessa caminhada e pela confiança que depositou em mim desde o início. A Pato, que não é meu orientador mas fez tanto por esse trabalho que é como se fosse (Muito Obrigada!) e a Professora Susana, uma mãe.

Agradeço também ao Professor Botelho que me ofereceu uma mão (e um *SYSCAL-PRO*)

quando mais precisei e ao Professor Sato por ter me aprovado nas quatro matérias que peguei com ele, além de me ajudar com os problemas do LaTeX!

Pelo apoio técnico agradeço a Michel e a equipe da SUMAI.

Finalmente, gostaria de agradecer a meu namorado Pedro por me aguentar nesse ano de TCC que tenho certeza que não foi uma tarefa fácil! Amo você, obrigada de verdade.

May the Force be with You.

Referências

- Amarante, E. M. S. (2014) Interpretação de seções de resistividade e cargabilidade aparente, Trabalho de graduação, Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, Brasil.
- Archie, G. E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Eng.*, (146):54–62.
- Azevedo, A. A. e Filho, J. L. A. (1998) Geologia de Engenharia, cap. Águas Subterrâneas, pp. 111–130, Oficina de Textos - São Paulo.
- Barbosa, J. S. F. e Dominguez, J. M. L. (1996) Geologia da bahia: texto explicativo.
- Barbosa, J. S. F.; Dominguez, J. M. L.; Cruz, S. A. S. e Souza, J. S. (2005) Petrografia e litogeoquímica das rochas da parte oeste do alto de salvador, *Revista Brasileira de Geofísica*, **35**(4):09–22.
- Bertoni, J. e Lombardi, N. F. (1985) Conservação do Solo., Livroceres, Piracicaba, SP.
- Bowles, J. E. (1984) *Physical and Geotechnical Properties of Soils*, McGraw-Hill College.
- Braga, A. C. d. O. (2016) Geofísica aplicada: métodos geométricos em hidrologia, Oficina de Textos - São Paulo.
- Chiossi, N. J. (2013) Geologia de Engenharia, Oficina de Textos - São Paulo.
- Elis, V. R. (2002) Geofísica aplicada ao estudo de poluição dos solos e águas subterrâneas. Aplicação de métodos geofísicos na caracterização de áreas poluídas, IAG - Instituto de Astronomia e Geofísica da USP, Curso de Verão, São Paulo.
- Filho, O. A. e Virgili, J. C. (1998) Geologia de Engenharia, cap. Estabilidade de Taludes, pp. 243–269, Oficina de Textos - São Paulo.
- Fiori, A. P. (2016) Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas- Aplicações na estabilidade de taludes, Oficina de Textos - São Paulo.
- Gallas, J. D. F. (2000) Principais Métodos Geométricos e suas Aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Gandolfo, O. C. B. (2007) Um estudo do imageamento geométrico na investigação rasa- Tese de Doutorado, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo- Instituto de Geociências.
- Gandolfo, O. C. B. e Gallas, J. D. F. (2007) O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2d de eletrorresistividade, *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**(3):227–235.

- Grey, D. H. e Leiser, A. J. (1982) Biotechnical slope protection and erosion control, cap. Role of vegetation in stability and protection of slopes, pp. p.37–65, Van Nostrand Reinhold- Nova Iorque.
- Hallof, P. G. (1957) On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements, Tese de Doutorado, Cambridge, MIT.
- deGroot Hedlin, C. e Constable, S. (1990) Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, **55**(12):1613–1624.
- Lima, O. A. L. (2014) Propriedades Físicas das rochas - Bases da Geofísica Aplicada, Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf) - Rio de Janeiro.
- Lima, O. A. L. e Sharma, M. M. (1990) A grain conductivity approach for shale sandstones, *Geophysics*, **55**(10):1347–1356.
- Lines, L. R. e Treitel, S. (2001) Past, present and future of geophysical inversion- a new millennium analysis, *Geophysics*, **66**(01):21–24.
- Ling, C.; Xu, Q.; Ran, J. e Lv, H. (2016) Application of electrical resistivity tomography for investigating the internal structure of a translational landslide and characterizing its groundwater circulation (kualiangzi landslide, southwest china), *Journal of Applied Geophysics*, **131**:154–162.
- Loke, M. H. (1997) Res2DINV software user's manual, University Sains Malaysia, Penang.
- Loke, M. H. (1999) Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys.
- Mendelson, K. S. e Cohen, M. H. (1982) Effect of grain anisotropy on electrical properties of sedimentary-rocks, *Geophysics*, **47**(2):257–263.
- Nascimento, S. A. M. (2002) Qualidade da Água subterrânea no campus universitário da ufba.
- Nascimento, S. A. M. (2008) Diagnóstico Hidrogeológico, Hidroquímico e da Qualidade da Água do Aquífero Freático do Alto Cristalino de Salvador - Bahia., Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFBA.
- Ney, G. G. (2014) Perfilagem Geofísica de Poços, Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf) - Rio de Janeiro.
- Orellana, E. (1972) Prospeccion geoelectrica en corriente continua, Paraninfo, Madrid.
- Popescu, M.; Serban, R. D.; Urdea, P. e Onaca, A. (2016) Conventional geophysical surveys for landslides investigation: two case studies from romania, *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, **11**(1):281–291.
- Santos, V. G. (2016) Análise das fundações do campus federação/ondina com base em investigação do solo., Trabalho de graduação, Escola Politécnica, UFBA, Salvador, Brasil.
- Sasaki, Y. (1992) Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, *Geophysical Prospecting*, **40**:453–464.
- Sato, H. K. (2002) Notas de Aula: Métodos Elétricos.
- Sen, P. N.; Goode, P. A. e Sibbit, A. (1988) Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities, *Journal of Applied Physics*, **63**(10):4832–4840.

-
- Souza, J. S. S. (2008) Mapeamento geológico da área do farol da barra, salvador-bahia, Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.
- Souza, L. A. P. (1988) As técnicas geofísicas de sísmica de reflexão de alta resolução e sonografia aplicada ao estudo de aspectos geológicos e geotécnicos em áreas submersas, 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Belém, pp. p.1551–1564.
- Souza, L. A. P. (2006) Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas., Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. e Keys, D. A. (1990) Applied Geophysics, Cambridge University. Press, Cambridge.
- Terzaghi, K. (1953) Fifty years of subsoil exploration, Proc 3rdInt Conf Soil Mech Found Eng Zurich, **1**:227–238.
- Xavier, F. F. (2010) Geofísica elétrica aplicada a geotecnia para investigação de estabilidade de taludes, VII Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul, ABMS, Foz do Iguaçu, PR, CD-ROM.
- Zorzi, R. R. e Rigoti, A. (2011) Aplicação de métodos geoeletricos para monitoramento da barragem de concreto da uhe gov. josé richa, Boletim Paranaense de Geociências, **64-65**:48–58.

