



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Jennyfer Carolliny Souza de Azevedo

Caracterização do subsolo pelos métodos geofísicos de eletrorresistividade e magnetometria terrestre em áreas com histórico de movimento de massa no município de Angra dos Reis, RJ

Rio de Janeiro

2021

Jennyfer Carolliny Souza de Azevedo

Caracterização do subsolo pelos métodos geofísicos de eletrorresistividade e magnetometria terrestre em áreas com histórico de movimento de massa no município de Angra dos Reis, RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências

Orientador: Prof. Dr. Marcelo dos Santos Salomão

Rio de Janeiro

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

- A994 Azevedo, Jennyfer Caroliny Souza de.
 Caracterização do subsolo pelos métodos geofísicos de
 eletrorresistividade e magnetometria terrestre em áreas com histórico de
 movimento de massa no município de Angra dos Reis, RJ / Jennyfer
 Caroliny Souza de Azevedo. – 2021.
 126 f.: il.
- Orientador: Marcelo dos Santos Salomão.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.
1. Geologia estrutural – Angra dos Reis (RJ) – Teses. 2. Geofísica –
Angra dos Reis (RJ) – Teses. 3. Solo – Classificação – Métodos
geofísicos – Teses. 4. Taludes (Mecânica do solo) – Angra dos Reis (RJ)
– Teses. 5. Deslizamentos (Geologia) – Angra dos Reis (RJ) – Teses. 6.
Geomagnetismo – Angra dos Reis (RJ) – Teses. I. Salomão, Marcelo dos
Santos. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de
Geologia. III. Título.
- CDU 551.243:550.3(815.3)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Jennyfer Carolliny Souza de Azevedo

Caracterização do subsolo pelos métodos geofísicos de eletrorresistividade e magnetometria terrestre em áreas com histórico de movimento de massa no município de Angra dos Reis, RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Aprovada em 07 de abril de 2021.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo dos Santos Salomão

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Enrico Campos Pedroso

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Tiago Badre Marino

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2021

AGRADECIMENTOS

Anos difíceis, como esses últimos que vivemos, têm muito a nos ensinar. Foram inúmeras perdas, mudanças de planos e constante processo de adaptação. Dizem que “a gratidão é a memória do coração”, então lembrar de tudo que vivi nesses dois anos de mestrado me faz ser grata por ter chegado até aqui, e ainda mais agradecida por com quem eu cheguei.

Agradeço a Deus, autor e fonte de toda a graça, por ter sido o meu auxílio mesmo em meus momentos de descrença. Graças a Ele, tenho uma família que esteve ao meu lado e me apoiou nos diversos momentos de incerteza sobre o futuro. Como minha mãe, Zenaide Azevedo, que nem sempre sabia o que dizer com as palavras, mas seu olhar me acolhia e me mostrava que tinha orgulho de mim. Meu pai, Jorge Azevedo, que com seu exemplo de força me ensinou a lutar pelo que quero. E, meus irmãos, Jefferson e Jean, pelos abraços, palavras de apoio e por todas as lágrimas que secaram, as convertendo em sorrisos.

A outra família que me acolheu ao longo do mestrado: família Lessa. Ana, Rogério e Raissa, que me deram muito mais do que abrigo e alimento, fizeram com que eu me sentisse parte da família. Partilhar o pão e as lutas diárias com eles me ensinou a ser uma pessoa melhor.

Aos meus amigos do Rio Grande do Norte que me acolheram na etapa final do trabalho: Alane Romano, Flávia Santos, Jéssica Ferreira, Jéssica Lorena e, em especial, Alissandra Oliveira. Vocês foram o carinho de Deus nesse tempo, o apoio e a força para eu chegar até o fim.

Ao meu orientador, Dr. Marcelo Salomão, por ter acreditado no meu trabalho e na minha vontade de aprender desde a monografia. Guardarei sempre a memória daquele café na UERJ enquanto me convencia a dar seguimento no projeto no mestrado. Obrigada pelo encojoramento.

A Defesa Civil de Angra dos Reis, por todo o companheirismo e suporte prestado ao longo da realização de todo esse trabalho. Em especial, ao Superintendente de Gestão de Risco de Desastres Gilberto Nóbrega de Souza, por se manter sempre solícito em nossas demandas.

A Faculdade de Geologia da UERJ, por todo o suporte a pesquisa. Particularmente, a Marianni Picciani, que sempre se colocou disponível para sanar as dúvidas e responder e-mails e mensagens em qualquer horário, e a pesquisadora Andrea Alves Ferreira Silva, pelo auxílio nas atividades de campo.

Por fim, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq – pela bolsa de estudos cedida.

Nenhuma grande descoberta foi feita jamais sem um palpite ousado.

Isaac Newton

RESUMO

AZEVEDO, Jennyfer Carolliny Souza de. *Caracterização do subsolo pelos métodos geofísicos de eletrorresistividade e magnetometria terrestre em áreas com histórico de movimento de massa no município de Angra dos Reis, RJ*. 2021. 126 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

O município de Angra dos Reis apresenta elevada susceptibilidade a movimentos de massa, como registrado em 30 eventos classificados como desastres naturais, entre os anos de 1991 e 2016. Até 2010, 93 pessoas morreram em decorrência desses episódios, causando também expressivos danos econômicos (CEPED, 2013; Brasil, 2013). Com base nisso e na presença de eventos ativos, foram selecionadas 3 áreas de estudo: Bonfim, Caetés e Morro da Carioca. A pesquisa envolveu a investigação pelos métodos geofísicos da eletrorresistividade e da magnetometria terrestre, em períodos sazonais distintos, visando a caracterização do subsolo. O método de eletrorresistividade identificou concentrações de água, de profundidade e da espessura dos tipos de solo existentes, permitindo assim, retratar o comportamento do subsolo sob condições hídricas diversas. A magnetometria terrestre, por seu turno, refletiu as variações mineralógicas das rochas, bem como estruturas geológicas presentes na área de estudo. A integração dos resultados com os dados das sondagens expeditas contribuiu para a definição de assinaturas geofísicas e a correlação dos resultados em outras seções. Os valores de resistividade aparente refletem as ações antrópicas locais. A compactação do solo por meio da abertura/capeamento de ruas contribuiu para o aumento da eletrorresistividade, diminuindo o espaço intragrãos (e, conseqüentemente, a porosidade) e reduzindo a percolação de água. No Morro da Carioca, o solo argilo-arenoso exibe valores extremos em condições sazonais diferentes. Adicionalmente, este solo, quando em área plana e aterrada (em altitude menor), se mostra menos compactado quando comparado à porção mais alta. Onde não há compactação do solo, os valores dessa análise permitiram diferenciar, em função da preservação da porosidade original dos materiais, um solo argiloso/argilo-arenoso de um solo residual. No Morro da Carioca e no Bonfim, ocorrem ortognaisses do Complexo Rio Negro, com presença de magnetita em até 3% na rocha. A susceptibilidade magnética (SM) nessa rocha possui valor médio de 0.30×10^{-6} SI, e os valores mais elevados da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) correspondem à presença de blocos ou rocha mais superficiais. Os picos da ASA indicam a presença de diques de diabásio com SM média de 16×10^{-6} SI, como registrados por Guedes et. al. (2004). Em Caetés, há ocorrência de granitoide intrusivo no ortognaisse do Complexo Rio Negro. Os valores mais elevados da ASA ao longo da seção da Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101) indicam a presença de blocos (ortognaisse) mais rasos e parcialmente intemperizados. Na seção da Avenida Caetés há predomínio de baixos valores (<0.5 nT/m) da ASA correspondentes ao granitoide félsico e intemperizado mapeado na região, tendo SM média de 0.05×10^{-6} SI. A aplicação de métodos geofísicos terrestres, integrados aos dados expeditos, permitiu a descrição do subsolo em bairros com histórico recente de deslizamentos, e contribuirá para ações da Defesa Civil de Angra dos Reis.

Palavras-chave: Caracterização do Solo. Eletroressistividade. Magnetometria Terrestre.

ABSTRACT

AZEVEDO, Jennyfer Carolliny Souza de. *Characterization of subsoil by means of resistivity and terrestrial magnetometry geophysical methods in areas with landslide record in Angra dos Reis municipality, RJ*. 2021. 126 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The municipality of Angra dos Reis presents a high susceptibility to landslides, with the record of 30 events classified as natural disasters between the years 1991 and 2016. Until 2010, 93 people died as a result of those episodes, which also caused significant economic damages (CEPED, 2013; Brasil, 2013). Based on that and on the presence of active events, 3 areas of study were selected: Bonfim, Caetés and Morro da Carioca. The research involved investigation by means of geophysical methods of electrical resistivity and terrestrial magnetometry, in different seasonal periods, aiming for the characterization of subsoil. The electrical resistivity method identified water concentrations, depth and thickness of soil types, allowing to portray the behavior of subsoil under different water conditions. The terrestrial magnetometry, in turn, reflected the mineralogical composition of the rocks, as well as, geological structures features at the study area. The integration of results with information from available surveys contributed to the definition of geophysical signatures and the correlation of results in other sections. The apparent resistivity values reflect local anthropic actions. The compaction of the soil through the opening/asphalt of the streets contributed to the increase of the electrical resistivity, reducing the intragrain space (and, consequently, the porosity) and reducing the percolation of water. At Morro da Carioca, sandy clay soil exhibits extreme values in several seasonal conditions. In addition, that soil, when in flat and grounded area (at lower altitude), is less compact than the highest portion. Where there is not soil compaction, rates of that analysis allowed to distinguish, according to the preservation of original porosity of the materials, clayey/sandy-clay soil of residual ground. There is orthogneiss of Rio Negro Complex, with the presence of magnetite up to 3% in the rock, at the Morro da Carioca and Bonfim. The Magnetic Susceptibility (MS) in that rock has an average value of 0.30×10^{-6} SI, and the higher rates of the Analytical Signal Amplitude (ASA) match to the presence of shallower blocks or more superficial rocks. The ASA spikes indicate the presence of diabase dykes with MS average of 16×10^{-6} SI, as recorded by Guedes et al. (2004). There is an intrusive granitoid in the orthogneiss of the Rio Negro Complex at Caetés. The highest ASA figures along the section of Procurador Haroldo Fernandes Duarte highway (BR 101) indicate the presence of shallower and partially weathered blocks (orthogneiss). At the section of Caetés Avenue, there is the predominance of low AVA values (<0.5 nT/m) corresponding to the felsic and weathered granitoid mapped at the region, with MS average of 0.05×10^{-6} SI. The employment of terrestrial geophysical methods, integrated with available data, allowed the description of subsoil at neighborhoods with a recent history of landslides, and it will contribute to actions by the Civil Defense of Angra dos Reis.

Keywords: Soil Characterization. Electrical Resistivity. Terrestrial Magnetometry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização e principais vias de acesso ao município de Angra dos Reis, RJ	18
Figura 2 –	Localização das áreas de estudo.....	19
Figura 3 –	Aquisição pelos métodos geofísicos durante as atividades de campo.....	24
Figura 4 –	Fluxograma da rotina de aquisição e processamento para eletrorresistividade.	24
Figura 5 –	Fluxograma da rotina de aquisição e processamento para magnetometria.....	25
Figura 6 –	Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	27
Figura 7 –	Mapa tectônico do sudeste brasileiro com as principais unidades do setor central do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	28
Figura 8 –	Ortognaisses do Complexo Rio Negro no Município de Angra dos Reis, RJ...	33
Figura 9 –	Estruturas deformacionais típicas do Terreno Oriental no literal da Baía da Ilha Grande, RJ.....	34
Figura 10 –	Perfil estrutural regional da Faixa Ribeira no segmento das folhas 1:100000 Santa Rita do Jacutinga SF23-Z-A-II), Barra do Piraí (SF23-Z-A-III), Volta Redonda (SF23-Z-A-V) e Angra dos Reis (SF23-Z-C-II).....	35
Figura 11 –	Componentes geomagnéticas.....	41
Figura 12 –	Magnetômetro de precessão de prótons.....	45
Figura 13 –	Mecanismo de funcionamento do magnetômetro de precessão de prótons.....	45
Figura 14 –	Esquema e resultado da aplicação do sinal analítico.....	49
Figura 15 –	Relação entre a resistividade e a resistência.....	52
Figura 16 –	Disposição dos eletrodos na configuração tetraeletródica, para medições em campo.....	53
Figura 17 –	Faixas de variação de resistividade em solos, sedimentos e rochas.....	56
Figura 18 –	Técnicas de aquisição de dados de eletrorresistividade.....	57
Figura 19 –	Técnica de caminhamento elétrico (CE).....	58
Figura 20 –	Dados plotados em forma de pseudo-seção.....	60
Figura 21 –	Sistema de plotagem por médias triangulares.....	60
Figura 22 –	Movimento do tipo rastejo.....	66
Figura 23 –	Movimento de massa do tipo translacional (ou planar).....	67
Figura 24 –	Movimento de massa do tipo rotacional (ou circular).....	68
Figura 25 –	Movimento de massa em cunha.....	69

Figura 26 –	Movimento de massa do tipo queda de blocos.....	70
Figura 27 –	Movimento de massa do tipo tombamento de bloco.....	71
Figura 28 –	Exemplos de movimento de massa do tipo corrida.....	72
Figura 29 –	Município de Angra dos Reis e limítrofes.....	76
Figura 30 –	Geomorfologia de Angra dos Reis: alternância entre vales encaixados e interflúvios.....	80
Figura 31 –	Geomorfologia de Angra dos Reis: planícies costeiras.....	81
Figura 32 –	Mapa de solos da região de Angra dos Reis.....	82
Figura 33 –	Mapa de vegetação do município de Angra dos Reis.....	83
Figura 34 –	Bacias hidrográficas da região do município de Angra dos Reis.....	84
Figura 35 –	Mapa geológico de Angra dos Reis.....	86
Figura 36 –	Ortognaisse do Complexo Rio Negro.....	88
Figura 37 –	Granitos pós-colisionais no município de Angra dos Reis, RJ.....	90
Figura 38 –	Mapa de risco geotécnico da porção continental do município de Angra dos Reis.....	93
Figura 39 –	Corrida de detritos em 9 de dezembro de 2002, Angra dos Reis.....	93
Figura 40 –	Movimentos de massa em 1º de janeiro de 2010 em Angra dos Reis.....	94
Figura 41 –	Queda de blocos na Rodovia Desembargador Haroldo Fernandes Duarte – BR 101.....	95
Figura 42 –	Localização dos pluviômetros no município de Angra dos Reis.....	96
Figura 43 –	Localização das áreas de estudo.....	99
Figura 44 –	Localização das seções geofísicas realizadas no bairro Bonfim.....	100
Figura 45 –	Seções geofísicas terrestres no bairro Bonfim.....	101
Figura 46 –	Presença de blocos e matacões no local de aquisição no bairro Bonfim.....	102
Figura 47 –	Mapa de localização das seções geofísicas realizadas no bairro Morro da Carioca.....	103
Figura 48 –	Seções geofísicas terrestres na rua Lincoln Corrêa da Silva.....	105
Figura 49 –	Bloco presente na rua Lincoln Corrêa da Silva.....	106
Figura 50 –	Seções geofísicas terrestres na rua Onze de Julho.....	108
Figura 51 –	Blocos na rua Onze de Julho.....	109
Figura 52 –	Mapa de localização das seções geofísicas realizadas no bairro Caetés.....	110
Figura 53 –	Indicativos de movimento de massa na Avenida Caetés.....	110
Figura 54 –	Seções geofísicas terrestres na Avenida Caetés.....	112

Figura 55 –	Obra de capeamento na Avenida Caetés.....	113
Figura 56 –	Seções geofísicas terrestres na Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101).....	114

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Danos humanos relacionados a eventos de movimento de massa no Estado do Rio de Janeiro, entre 1991 e 2012.....	64
Gráfico 2 – Índice pluviométrico, em mm, da série histórica de 2001 a 2010. no município de Angra dos Reis.....	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Unidades do Domínio Costeiro.....	31
Tabela 2 –	Principais tipos de movimento de massa.....	65
Tabela 3 –	Principais fatores deflagradores de movimento de massa.....	74
Tabela 4 –	Gatilhos para níveis de alerta meteorológico e de risco geológico.....	75
Tabela 5 –	Média de precipitação mensal, em mm, para a série histórica de 2001 a 2010 no município de Angra dos Reis.....	78
Tabela 6 –	Composição modal dos litotipos do Complexo Rio Negro.....	88
Tabela 7 –	Localização das seções geofísicas adquiridas, período de aquisição e extensão.....	98
Tabela 8 –	Perfil litológico das sondagens a percussão existentes no Morro da Carioca....	104
Tabela 9 –	Correlação entre as classes de solo e rocha e os valores de eletrorresistividade	116

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	15
1	CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA.....	17
1.1	Justificativa.....	17
1.2	Objetivos.....	17
1.3	Localização e vias de acesso.....	18
1.4	Composição da dissertação.....	20
2	MATERIAL E MÉTODOS	21
2.1	Levantamento bibliográfico.....	21
2.2	Seleção das áreas de estudo.....	21
2.3	Atividades de campo.....	22
2.4	Aquisição e processamento dos dados geofísicos.....	23
2.5	Integração dos dados geofísicos.....	25
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	26
3.1	Faixa Ribeira.....	26
3.2	Compartimentação tectônica.....	26
3.2.1	<u>Terreno Ocidental.....</u>	27
3.2.2	<u>Terreno Oriental.....</u>	29
3.2.2.1	Domínio Cambuci.....	29
3.2.2.2	Domínio Italva.....	30
3.2.2.3	Domínio Costeiro.....	31
3.2.3	<u>Terreno Paraíba do Sul.....</u>	35
3.2.4	<u>Terreno Embu.....</u>	36
3.2.5	<u>Terreno Cabo Frio.....</u>	36
3.3	Evolução tectônica.....	37
4	MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	39
4.1	Magnetometria.....	39
4.1.1	<u>Conceitos fundamentais.....</u>	40
4.1.1.1	Campo magnético terrestre.....	40
4.1.1.2	Susceptibilidade magnética.....	41
4.1.1.3	Comportamento magnético dos minerais.....	42

4.1.1.4	Magnetismo das rochas.....	42
4.1.2	<u>Magnetometria terrestre</u>	43
4.1.2.1	Magnetômetro de precessão de prótons.....	44
4.1.3	<u>Processamento dos dados</u>	46
4.1.3.1	Correção da variação diurna.....	46
4.1.3.2	Correção geomagnética.....	47
4.1.3.3	Amplitude do sinal analítico (ASA).....	47
4.1.4	<u>Interpretação dos dados</u>	49
4.1.4.1	Método direto.....	50
4.1.4.2	Método indireto.....	50
4.2	Eletrorresistividade	51
4.2.1	<u>Conceitos fundamentais</u>	51
4.2.1.1	Resistividade elétrica (ρ).....	52
4.2.1.2	Resistividade aparente (ρ_a).....	53
4.2.1.3	Formas de propagação da corrente elétrica.....	54
4.2.1.4	Resistividade em solos e rochas.....	55
4.2.2	<u>Aquisição de dados</u>	56
4.2.2.1	Caminhamento elétrico (CE).....	57
4.2.2.1.1	Caminhamento elétrico: arranjo dipolo-dipolo.....	58
4.2.3	<u>Processamento e interpretação dos dados</u>	59
4.2.3.1	Método de inversão.....	61
5	MOVIMENTOS DE MASSA	63
5.1	Introdução e conceito	63
5.2	Classificação dos movimentos de massa	64
5.2.1	<u>Rastejo</u>	65
5.2.2	<u>Escorregamentos</u>	66
5.2.2.1	Escorregamento translacional (ou planar).....	67
5.2.2.2	Escorregamento rotacional (ou circular).....	68
5.2.2.3	Escorregamento em cunha.....	69
5.2.3	<u>Quedas</u>	70
5.2.3.1	Queda de bloco.....	70
5.2.3.2	Tombamento.....	71
5.2.4	<u>Corridas</u>	71

5.3	Fatores condicionantes.....	72
5.4	Sistema de alerta e alarme.....	74
6	ÁREA DE ESTUDO.....	76
6.1	O município de Angra dos Reis.....	76
6.2	Clima.....	77
6.2.1	<u>Dados pluviométricos.....</u>	77
6.3	Geomorfologia.....	80
6.4	Pedologia.....	81
6.5	Vegetação.....	83
6.6	Hidrografia.....	84
6.7	Geologia local.....	85
6.7.1	<u>Litologias presentes na área de estudo.....</u>	87
6.7.1.1	Complexo Rio Negro.....	87
6.7.1.2	Granitos pós-colisionais.....	89
6.7.1.3	Diques de rochas toleíticas cretácicas.....	91
6.7.2	<u>Geologia estrutural.....</u>	91
6.8	Movimentos de massa em Angra dos Reis.....	92
6.9	Sistema de alerta e alarme em Angra dos Reis.....	95
6.10	Sondagens.....	97
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	98
7.1	Bonfim.....	99
7.2	Morro da Carioca.....	103
7.2.1	<u>Rua Lincoln Corrêa da Silva.....</u>	104
7.2.2	<u>Rua Onze de Julho.....</u>	107
7.3	Caetés.....	109
7.3.1	<u>Avenida Caetés.....</u>	109
7.3.2	<u>Rodovia Procurados Haroldo Fernandes Duarte (BR 101).....</u>	113
	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	116
	REFERÊNCIAS	119
	ANEXO – Tabela das médias pluviométricas na série histórica de 1980 a 2017....	126

INTRODUÇÃO

Fundada em 1556, a cidade de Angra dos Reis está localizada no litoral sul do estado do Rio de Janeiro, na região turística denominada de Costa Verde. O município possui área total de 819 km², abrangendo uma porção insular com 193 km² (23% do seu território), caracterizada pelas suas 365 ilhas.

A susceptibilidade da região de inserção do município de Angra dos Reis a desastres envolvendo movimentos de massa tem se destacado. O período de 1991 a 2016 é marcado por 30 eventos classificados como desastres naturais, sendo 12 referente a movimentos de massa, 9 alagamentos, 4 inundações, 4 enxurradas e 1 vendaval (CEPED, 2013; Brasil, 2013). Desde dezembro de 2002, 93 pessoas morreram em consequência dos movimentos de massa no município, além de causar perdas irreversíveis e danos econômicos para uma cidade que tem seu foco no turismo.

Segundo Dourado & Fernandes (2013), os movimentos de massa são, em geral, processos naturais de ajuste da paisagem associados à dinâmica externa da Terra: intemperismo, erosão, entre outros mecanismos. A geomorfologia, litologia, o tipo de cobertura vegetal, de solo e suas descontinuidades são exemplos de fatores naturais que podem controlar a ocorrência de movimentos de massa. Não obstante, a ação antrópica pode ser um fator adicional que, normalmente, acelera o processo de desestabilização da encosta, culminando na deflagração dos movimentos de massa. A ocupação desordenada das encostas, o corte irregular de taludes, os aterros não planejados e as modificações de redes de drenagem são exemplos de ações produzidas pelo homem que tem potencial para modificar as condições naturais de estabilidade e agravar o processo erosivo.

No município de Angra dos Reis são observados, predominantemente, movimentos de massa do tipo translacional raso, ou seja, um deslizamento rápido ao longo de um plano pré-existente, quais sejam: foliação, estratificação, diaclases ou outros, envolvendo ou não blocos rochosos, e pouco volume de solo. Também há registros de movimentos de massa do tipo rastejo, caracterizado por movimentos descendentes, lentos e contínuos de material – solo ou rocha – ao longo da encosta, independente da origem, onde as partículas passam por sucessivas reacomodações em seu deslocamento vertente abaixo. As corridas de detritos são menos comuns. No entanto, em 2002, um desastre envolvendo essa tipologia acarretou grandes perdas no município de Angra dos Reis. É um tipo de movimento de massa de cunho essencialmente

hidrodinâmico, onde o escoamento é extremamente rápido, provocado pela perda de atrito interno das partículas de solo, com capacidade de carrear toneladas de material.

A partir do histórico recente de movimento de massa e da presença de eventos ativos e de grande proporção, foram selecionadas três áreas de estudo: Bonfim, Caetés e Morro da Carioca.

O bairro do Bonfim registra uma ocorrência de movimento de massa em março de 2019. Caetés, por sua vez, possui movimentos considerados como ativos. No Morro da Carioca há a ocorrência do ano de 2010, que acarretou 21 mortes e a demolição de 287 casas. Todos apresentam interdição de residências e, segundo o mapeamento elaborado pelo DRM-RJ (2015), estão localizados em áreas de risco geotécnico.

As atividades deste estudo envolveram a investigação pelos métodos geofísicos da eletrorresistividade e da magnetometria, visando a contribuir na caracterização do subsolo em áreas com movimento de massa ativo, auxiliando no trabalho de prevenção desenvolvido pela Secretaria Executiva de Proteção e Defesa Civil de Angra dos Reis (SEPDC).

1 CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA

1.1. Justificativa

O município de Angra dos Reis apresenta grande susceptibilidade a movimentos de massa, associados a encostas íngremes, ao tipo de solo e estruturas geológicas, a precipitação pluviométrica e a ocupação de encostas. De acordo com Lopes et. al. (2011), eventos envolvendo movimento de massa são a maior causa de mortes por desastres naturais no Brasil, sendo necessários estudos integrados para o monitoramento de áreas susceptíveis.

Uma importante contribuição para este monitoramento é a aquisição de dados do subsolo por meio de métodos geofísicos. Os métodos geofísicos de eletrorresistividade e magnetometria terrestre, utilizados neste trabalho, objetivaram determinar as estruturas geológicas, as camadas de solo, o tipo de material e presença de umidade em subsuperfície em áreas com histórico de movimento de massa. Tais métodos se tornam viáveis, sobretudo, pelo seu caráter não invasivo, contínuo e de rápida aquisição dos dados, possibilitando o seu uso em áreas densamente povoadas. Seus resultados foram integrados aos dados disponibilizados pela SEPDC de Angra dos Reis, visando a atender os objetivos da pesquisa.

1.2. Objetivos

O trabalho tem por objetivo geral a caracterização do subsolo em áreas com histórico de movimento de massa no município de Angra dos Reis por meio de aquisições geofísicas pelos métodos da magnetometria e da eletrorresistividade, integradas às informações sobre a geologia local e às características dos movimentos de massa ocorridos na região, cedidas pela SEPDC.

Quanto aos objetivos específicos:

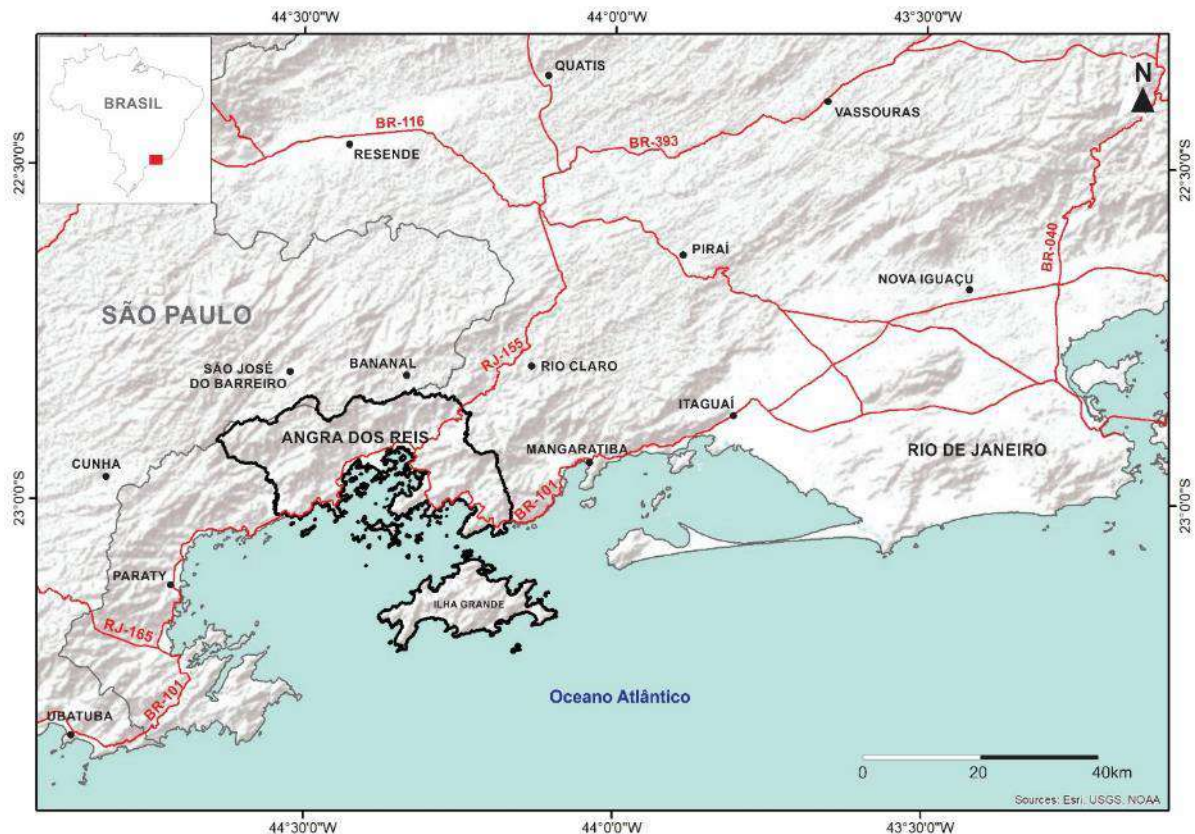
- a) Identificar os padrões de assinaturas geofísicas para os tipos de solo, rocha alterada e rocha sã;
- b) Correlacionar os padrões geofísicos com os dados expeditos (litologias, estruturas geológicas, movimentos de massa, entre outros);

1.3. Localização e vias de acesso

O município de Angra dos Reis está a aproximadamente 150 Km de distância da cidade do Rio de Janeiro, possui área total de 819 km², sendo formada por uma porção insular com 193 km² (23% do seu território), caracterizada pelas suas 365 ilhas. O município é limitado, a norte, pelas cidades paulistas de Bananal e São José do Barreiro; a sul, pelo Oceano Atlântico; a oeste e leste pelos municípios fluminenses de Paraty e Mangaratiba, respectivamente (Figura 1). O principal acesso ao município é pela rodovia BR-101 que, no segmento entre as cidades de Itaguaí e Paraty, passa a ser chamada de Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte. Conforme dados do IBGE (2020), a população em 2010 era de 169.511 pessoas, com estimativa de 207.044 pessoas para 2020.

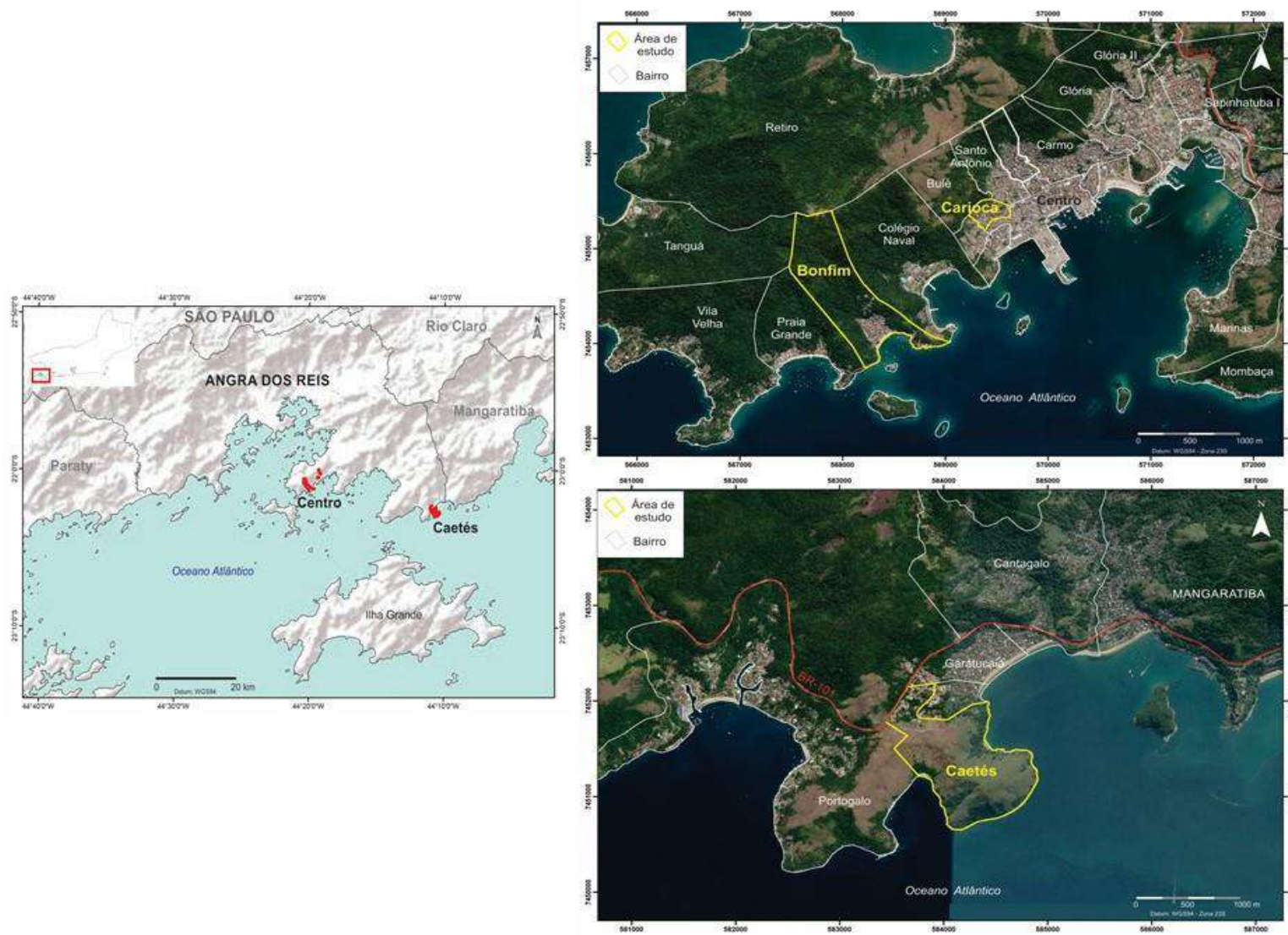
A área de estudo é composta por três bairros, sendo Bonfim e Morro da Carioca localizados na sede do município, e Caetés, próximo à divisa com município de Mangaratiba. As três áreas, juntas, possuem uma área de aproximadamente 210 ha (Figura 2).

Figura 1 - Localização e principais vias de acesso ao município de Angra dos Reis, RJ.



Fonte: A autora, 2021, a partir de INEA, 2018.

Figura 2 - Localização das áreas de estudo.



Fonte: A autora, 2021, a partir de INEA, 2018.

1.4 Composição da dissertação

O capítulo 2 contém a metodologia aplicada no presente trabalho, enquanto o capítulo 3 versa sobre os aspectos geológicos regionais onde o município de Angra dos Reis está inserido, com a descrição da compartimentação e evolução tectônica da Faixa Ribeira.

No capítulo 4 são apresentadas a conceituação e classificação dos movimentos de massa, abordando as características de cada tipologia, bem como os seus fatores deflagradores. Também é introduzida a metodologia associada aos Sistemas de Alerta e Alarme aplicada nos Planos de Emergência Municipais.

O capítulo 5 compreende as características do município de Angra dos Reis. Entender tais características é importante para a compreensão dos desastres naturais que motivaram este trabalho. São abordados os aspectos fisiográficos como clima – com ênfase nos dados pluviométricos, geomorfologia, pedologia, vegetação e hidrografia. Ademais, conta com a descrição da geologia local, destacando os litotipos encontrados nos bairros estudados e arredores, e a geologia estrutural. Por fim, o relato dos movimentos de massa de grandes proporções que assolaram Angra dos Reis e a implementação do Sistema de Alerta e Alarme do município.

O capítulo 6 corresponde à revisão bibliográfica dos métodos geofísicos utilizados nesse trabalho, salientando os principais conceitos relacionados a cada um dos métodos, tal como as técnicas de aquisição, processamento e interpretação dos dados.

Os resultados estão expostos no capítulo 7, onde estão localizadas as seções e as descrições do que pôde ser observado pelos métodos geofísicos empregados. Há ainda a apresentação dos dados interpretados com base na correlação entre os métodos e os dados de campo.

Por fim, o capítulo 8 aborda a conclusão e as recomendações da pesquisa.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido em cinco etapas, descritas a seguir:

2.1 Levantamento bibliográfico

A primeira etapa abrangeu o levantamento dos dados bibliográficos disponíveis (artigos, teses, dissertações e livros) sobre a região de estudo e a aplicação de métodos geofísicos na caracterização do subsolo. Também foi realizada a compilação dos dados cedidos pela Secretaria de Proteção e Defesa Civil de Angra dos Reis (SEPDC) como: laudos de ocorrências e histórico de movimento de massa na região, divisão das regiões a partir da localização do pluviômetro correspondente, mapas de potencial de risco elaborados pelos agentes da SEPDC e pelo DRM-RJ (Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro), bem como dados de sondagens e das séries históricas de chuvas (Instituto Nacional de Meteorologia, INMET).

Todos os dados foram inseridos em ambiente georreferenciado, visando a seleção das áreas de estudo.

2.2 Seleção das áreas de estudo

As áreas a serem estudadas foram selecionadas a partir dos seguintes critérios:

- a) Histórico recente de movimento de massa;
- b) Movimento de massa caracterizado como ativo;
- c) Movimento de massa histórico de grande proporção.

O bairro do Bonfim registra uma ocorrência de movimento de massa em março de 2019. Caetés, por sua vez, possui movimentos considerados como ativos. No Morro da Carioca há a ocorrência do ano de 2009, que acarretou 21 mortes e a demolição de 287 casas. Os dados deste morro serão integrados aos dados de Azevedo (2018).

Os resultados das áreas selecionadas também contribuirão para a SEPDC, que atua no monitoramento destas regiões.

2.3 Atividades de campo

As etapas de campo foram realizadas em períodos sazonais distintos. A primeira, no período de 29 a 31 de julho de 2019, inserida na época de estiagem na região (de junho a agosto). A segunda etapa aconteceu nos dias 17 e 19 de novembro de 2020, dentro do período sazonal de chuvas (meses de novembro a março). Foram geradas as aquisições de cinco perfis de eletrorresistividade: uma no bairro Bonfim, duas no Morro da Carioca e duas em Caetés, totalizando 600m de extensão. Também foi efetuado o levantamento magnetométrico ao longo das mesmas seções. Os equipamentos foram disponibilizados pelo Laboratório de Exploração Mineral (LEXMIN) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (FGEL/UERJ).

O método de eletrorresistividade, já aplicado no município de Angra dos Reis por Azevedo (2018), foi utilizado por trazer respostas satisfatórias quanto às delimitações de feições de acúmulo de água em subsuperfície, bem como a identificação de zonas de ruptura de movimentos de massa pretéritos na região e de estruturas geológicas. A magnetometria terrestre, por seu turno, foi escolhida com base na litologia presente em Angra dos Reis. A presença de magnetita e ilmenita nos granitos e ortognaisses viabiliza o entendimento do embasamento rochoso onde as seções de eletrorresistividade – que atingem profundidades menores que o método magnetométrico – foram produzidas. Assim, é possível correlacionar os dados de eletrorresistividade e da magnetometria, caracterizando a subsuperfície dos locais com histórico de movimento de massa.

A primeira campanha (período de estiagem) consistiu na aquisição de cinco perfis de caminhamento elétrico, sendo um no bairro do Bonfim, dois em Caetés e um no Morro da Carioca, totalizando 480 m de extensão para o método de eletrorresistividade. A segunda etapa de campo, realizada no período de chuvas, repetiu as seções executadas na época da estiagem, somando mais uma aquisição ao bairro Morro da Carioca, com um total de 600m de extensão.

2.4 Aquisição e processamento dos dados geofísicos

A aquisição pelo método de eletrorresistividade foi realizada por meio do eletrorresistímetro *Syscal Kid Switch* (Figura 3A), da empresa francesa *Iris Instruments*, configurado para 9 níveis de investigação. A técnica adotada no levantamento foi o caminhamento elétrico no arranjo dipolo-dipolo utilizando 24 eletrodos, com distância constante de 5 m entre eles. Para o processamento foram utilizados os *softwares* *Prosys II* (versão 2; *IRIS Instruments*) e *Res2DInv* (*Geotomo Software*). O programa *Prosys II* foi aplicado em cada linha de aquisição, a fim de remover quaisquer dados espúrios. Para a modelagem inversa dos dados foi utilizado o *Res2DInv*, onde a resistividade elétrica é determinada em blocos regulares usados para a geração de pseudo-seções de resistividade elétrica aparente. O *software* usado tem por objetivo reduzir a diferença entre os valores de resistividade aparente medidos em campo, e os calculados na pseudo-seção. A diferença entre a resistividade elétrica medida e a calculada é dada pelo erro médio quadrático. A rotina de inversão utilizada para a modelagem foi a logarítmica dos valores de resistividade aparente, efetuada até o nono nível de interação. Como produto foram geradas essas pseudo-seções, que têm por finalidade coincidir, ou se aproximar, das medidas de campo. A síntese dessa etapa é demonstrado no fluxograma da figura 4.

Para o levantamento magnético terrestre foi utilizado o magnetômetro de precessão de prótons, modelo GSM 19 da empresa canadense *GEM System* (Figura 3B). As leituras foram realizadas a cada 5 m, de forma a coincidir com os eletrodos das seções de eletrorresistividade. Seu processamento se deu a partir da aplicação das seguintes correções da variação diurna, a partir do *software* *GEMLink* (*GEM System*). Os dados magnetométricos regionais foram adquiridos do Observatório Magnético de Vassouras (OMV). Os valores de susceptibilidade magnética foram obtidos utilizando o equipamento *Kappameter* modelo KT-9 (fabricado pela empresa canadense *Exploranium Radiation Detection Systems*), com medição nos litotipos da área de estudo, contribuindo para o processamento e geração dos perfis magnéticos. Como produtos foram gerados perfis magnetométricos da Amplitude do Sinal Analítico em cada área de estudo, utilizando os *softwares* *GEMLink* e *Oasis Montaj 8.4* (*Geosoft*), conforme rotina apresentada no fluxograma da figura 5.

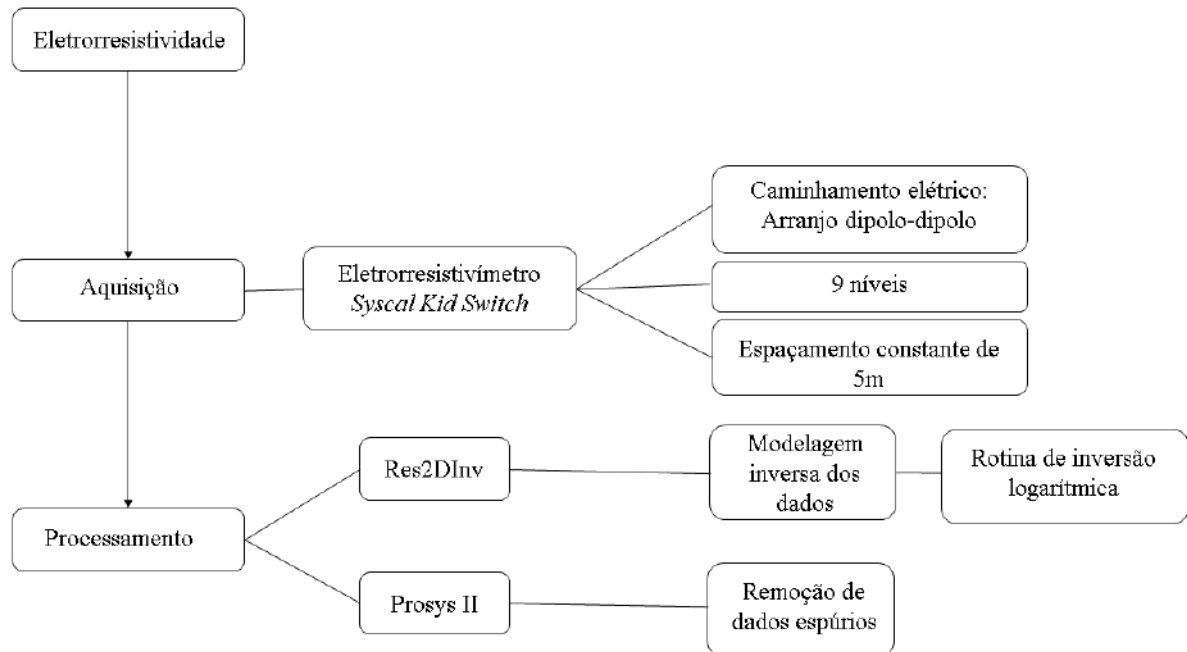
Figura 3 - Aquisição pelos métodos geofísicos durante as atividades de campo.



Legenda: A) Método da eletrorresistividade no bairro Morro da Carioca, município de Angra dos Reis – RJ. B) Método da magnetometria terrestre no bairro Morro da Carioca, município de Angra dos Reis, RJ.

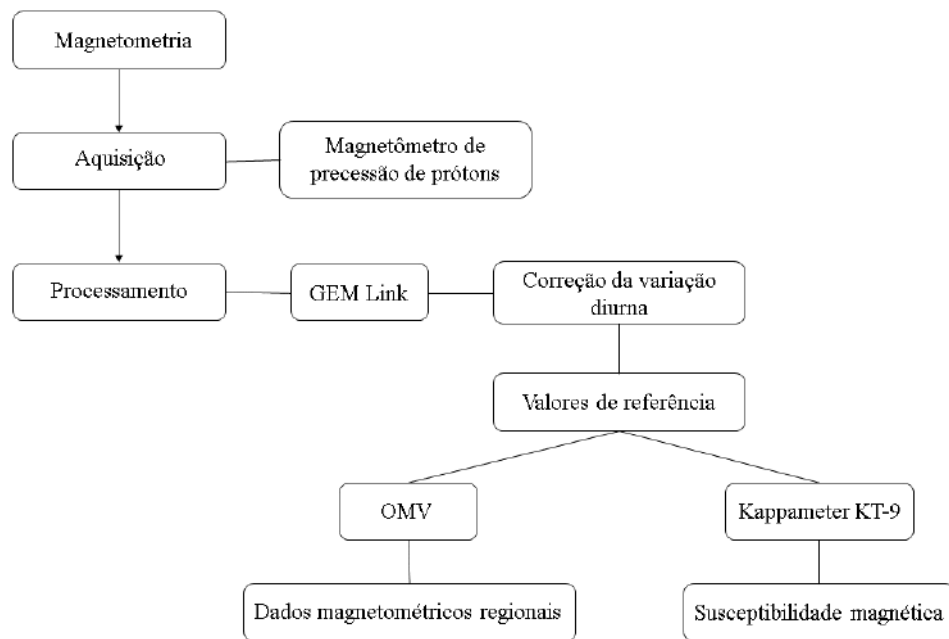
Fonte: A autora, 2021.

Figura 4 - Fluxograma da rotina de aquisição e processamento para eletrorresistividade.



Fonte: A autora, 2021.

Figura 5 - Fluxograma da rotina de aquisição e processamento para magnetometria.



Fonte: A autora, 2021.

2.5 Integração dos dados e elaboração dos resultados

Os dados produzidos pelas atividades de campo foram integrados àqueles oriundos do levantamento bibliográfico e os fornecidos pela SEPDC. A integração ocorreu em ambiente georreferenciado, contribuindo para a análise dos resultados e o atendimento dos objetivos da presente pesquisa.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Faixa Ribeira

O Orógeno ou Faixa Ribeira (FR) faz parte do Sistema Orogênico Mantiqueira, exibindo uma feição geotectônica com *trend* NE-SW e se estendendo por aproximadamente 1400 km ao longo da costa sudeste brasileira (Almeida et. al., 1981; Campo Neto, 2000; Eirado Silva et. al., 2006; Heilbron et. al., 2004; Trouw et. al., 2000). Essa faixa móvel, produto de sistemas orogênicos neoproterozoicos Brasileiro/Pan-Africano, corresponde a um complexo cinturão de dobramentos e empurrões datados do Neoproterozoico/Cambriano, com os últimos estágios tectônicos se entendendo ao Ordoviciano. A FR se desenvolveu na margem E/SE do Cráton São Francisco e resultou da interação desse paleocontinente com outra (s) (micro) placa (s), envolvendo um ou mais arcos magmáticos, como o Arco Magmático Rio Negro (Heilbron et. al., 2004; Tupinambá et. al., 1998).

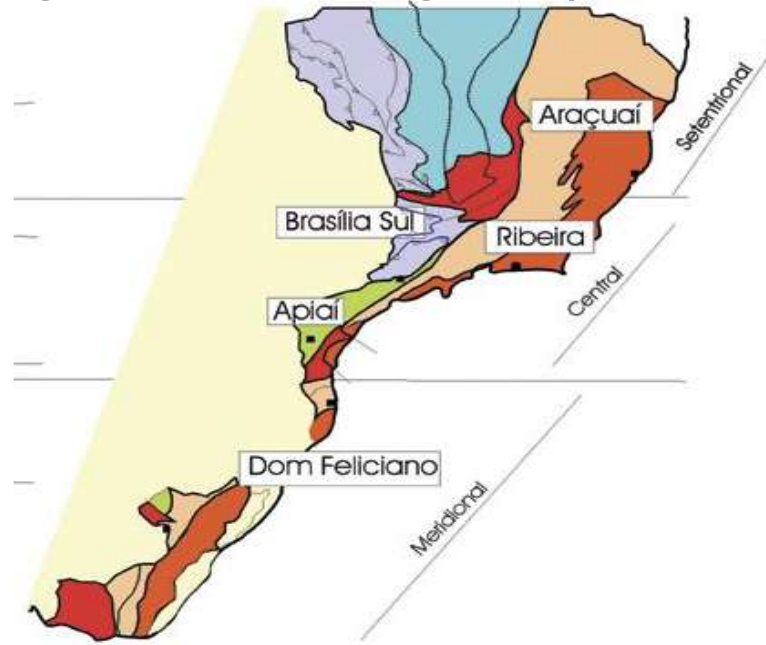
À norte, a Faixa Ribeira faz contato com o Orógeno Araçuaí. No entanto, o limite entre ambas é de difícil caracterização, uma vez que existe semelhança entre suas unidades litológicas e ausência de estruturas que limitem diferentes evoluções tectônicas (Tupinambá et. al., 2007). O limite sul transiciona para o Orógeno Dom Feliciano, separado da FR pelo Cráton Luís Alves (Heilbron et. al., 2000). A noroeste, é limitada pela porção meridional do Cráton São Francisco. A sudoeste (porção sul do estado de Minas Gerais) há uma zona de interferência entre a FR e a Faixa Brasília (FB), onde a colisão gerou deformação e metamorfismo na porção sul da FB e imposição do *trend* NE da Faixa Ribeira (Figura 6) (Heilbron et. al., 2004; Trouw et. al., 1994).

3.2 Compartimentação tectônica

O segmento central da Faixa Ribeira é composto por cinco unidades tectônicas, separadas por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento dúcteis oblíquas de alto ângulo. Estas unidades tectônicas são denominadas de terrenos Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Cabo Frio (Figura 7) (Heilbron et. al., 2000, 2004). Os quatro primeiros terrenos estão relacionados a um primeiro estágio colisional (ca. 605 a 580 Ma), enquanto que a amalgamação

do Terreno Cabo Frio ocorreu num estágio tardio, há ca. 520 Ma. (Heilbron et. al., 2004; Trouw et. al., 2000; Tupinambá et. al., 2007; Schmitt et. al., 2004). A área de estudo está inserida no Terreno Oriental, que será enfatizado mais adiante.

Figura 6 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira.



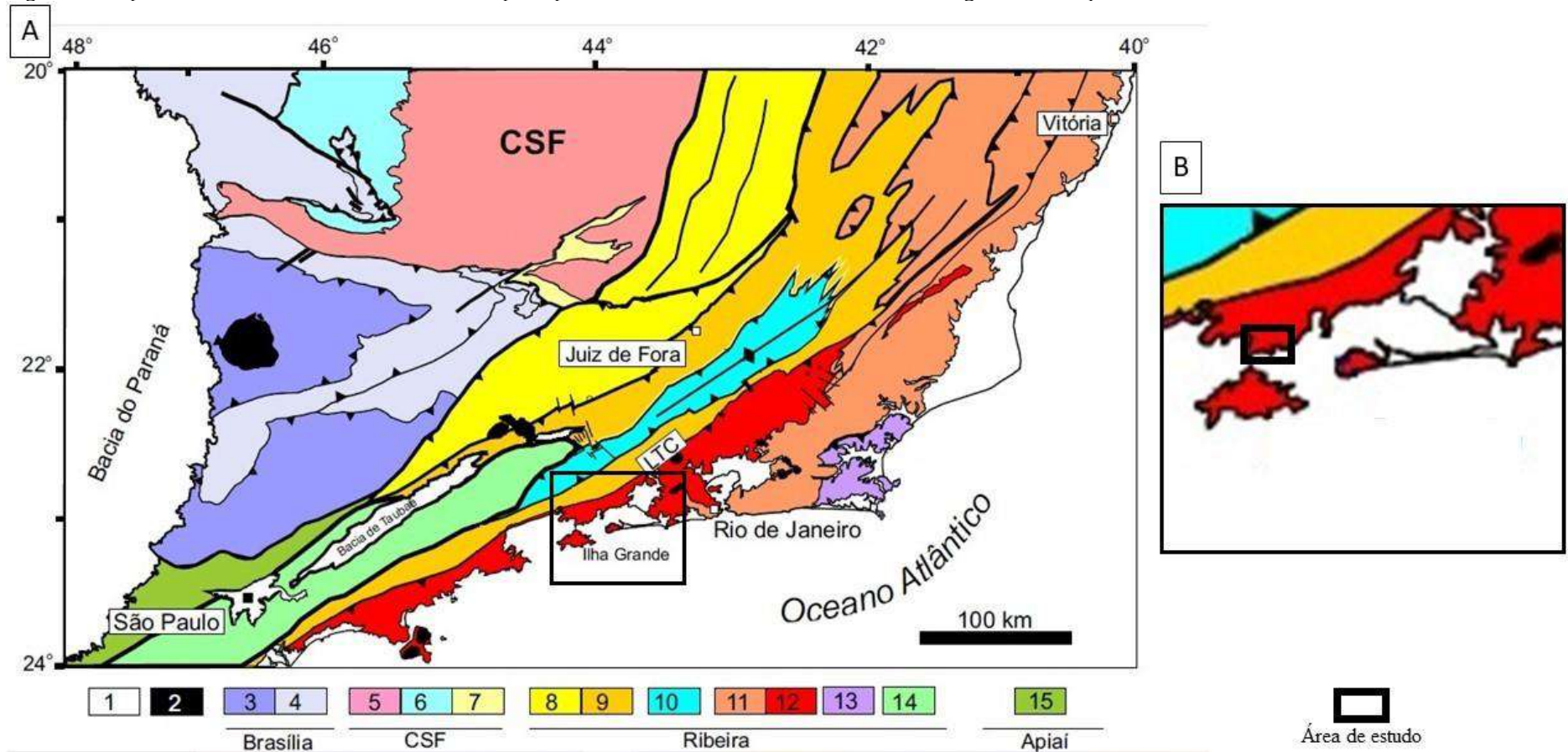
Fonte: Heilbron et. al., 2014.

3.2.1 Terreno Ocidental

De acordo com Heilbron et. al. (2004), o Terreno Ocidental retrata a margem retrabalhada do Cráton São Francisco e compreende os domínios tectônicos Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. Das cinco associações litológicas que constituem o embasamento das bacias mesoproterozoicas e neoproterozoicas no Orógeno Ribeira e na porção sul do Orógeno Brasília, quatro estão presentes nesse terreno:

- a) Faixas arqueanas do tipo greenstone belt, no Domínio Autóctone;
- b) Rochas ígneas de caráter bimodal, no Domínio Autóctone (2,22 – 2,12 Ga);
- c) Ortognaisses migmatíticos granitoides e metabasitos de idade arqueanas a paleoproterozoicas no Domínio Andrelândia e;
- d) Ortogranulitos paleoproterozoicos no Domínio Juiz de Fora.

Figura 7 - Mapa tectônico do sudeste brasileiro com as principais unidades do setor central do Sistema Orogênico Mantiqueira.



Legenda: A: 1) Bacia do Paraná e riftes / sedimentos cenozoicos; 2) rochas alcalinas do Neocretáceo e Paleógeno; Orógeno Brasília: 3) *nappes* inferiores, 4) *nappes* superiores; Cráton São Francisco (CSF): 5) embasamento, 6) Super Grupo São Francisco; Orógeno Ribeira: 7, 8 e 9) Terreno Ocidental (metassedimentos do Domínio Autóctone, Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora, respectivamente), 10) Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12) Terreno Oriental (sendo 12 correspondente ao Complexo Rio Negro), 13) Terreno Cabo Frio, 14) Terreno Embu; 15) Orógeno Apiaí. LTC – Limite Tectônico Central. B: Detalhe da região de Angra dos Reis, em destaque a área de estudo encontra-se inserida

Fonte: modificado de Heilbron et. al., 2004.

A cobertura sedimentar paleoproterozoica a mesoproterozoica presente no Domínio Autóctone é constituída pelas megassequências São João del Rei (ciclos deposicionais Linheiros e Tiradentes, ca. 2,2 a 1,8 Ga) e Carandaí (sem dados geocronológicos precisos), caracterizada por sucessões quartzíticas e calcário-pelítica, respectivamente. A Megassequência Andrelândia (neoproterozoica, ca. 1,05 – 1,02 Ga) ocorre em todos os domínios que compõem o Terreno Ocidental, e é representada por sucessões metassedimentares associadas a rochas metaígneas máficas (Heilbron et. al., 2004).

3.2.2 Terreno Oriental

O Terreno Oriental compreende três escamas tectônicas denominadas de Domínio Cambuci, Italva e Costeiro. Os Domínios Cambuci e Italva (ou ainda *Klippe* Italva) estão relacionadas às bacias ante-arco e retro-arco, respectivamente, enquanto que o Domínio Costeiro aloja o Arco Magmático Rio Negro. Encontra-se justaposto ao Terreno Ocidental, sendo a principal descontinuidade tectônica que os limita chamada de CTB – *Central Tectonic Boundary* (ou Limite Tectônico Central), uma zona de sutura entre as duas placas (Heilbron & Machado, 2003, Schmitt et. al., 2012)

Nenhum dos compartimentos tectônicos desse terreno exhibe registros de rochas do embasamento pré-1,7 Ga. Alguns autores, como Heilbron & Machado (2003), sugerem que as sucessões de cobertura metassedimentar podem representar uma bacia de margem passiva rica em sedimentação carbonática, invadida por rochas do arco magmático neoproterozoico. Isso marcaria a passagem de uma fase de margem passiva para margem ativa, correlacionado ao início do processo de subdução.

3.2.2.1 Domínio Cambuci

De acordo com Tupinambá et. al., 2007, o Domínio Cambuci está sobreposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental), e o contato entre ambos é representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, fortemente redobrada.

As rochas que compõem esse domínio afloram somente da região central a norte do Estado do Rio de Janeiro, estendendo-se ao Estado do Espírito Santo.

Tal domínio compreende uma sucessão metavulcano-sedimentar (Unidade Cambuci) metamorfizada em fácies anfibolito alto a granulito, intrudida por gerações de rochas granitoides. Dentre as litologias são encontrados granada-biotita gnaisses migmatítico com lentes de olivina mármore dolomítico e rocha cálcio-silicática. Os corpos granitoides, denominados de leucocharnockito São João do Paraíso, são frequentemente observados na porção basal, juntamente ao contato tectônico com o Domínio Juiz de Fora, decorrendo do produto da migmatização dos gnaisses e metassedimentos da Unidade Cambuci (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá et. al., 2007).

Tupinambá et. al., 2007 apontam a existência de dois complexos plutônicos gnaissificados em posição tectono-estratigráfica inferior neste Domínio: Complexo São Primo e Serra da Bolívia. São descritos como, predominantemente, ortognaisses, podendo ser encontrados também gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos, quartzo dioritos e monzogranitos.

3.2.2.2 Domínio Italva

Também encontrado na literatura como *Klippe* Italva, esse domínio representa o compartimento estruturalmente superior dentro do Terreno Oriental, sendo encontrado nas porções central e noroeste do estado do Rio de Janeiro até o sul do estado do Espírito Santo. Ocorre em forma de *klippe* sinformal sobre o Domínio Costeiro, no qual a base é composta por diorito, gabro e tonalito do Complexo Rio Negro; e, acima, por um pacote metavulcano-sedimentar do Grupo Italva. Na porção noroeste do Estado, o contato basal ocorre junto ao Domínio Cambuci, uma vez que, os ortognaisses do Complexo Rio Negro afloram numa faixa estreita entre os dois compartimentos (Tupinambá et.al., 2007).

Conforme descrito por Heilbron & Machado (2003) e Tupinambá et. al., 2007, o Grupo Italva é composto por um conjunto metavulcano-sedimentar constituído de biotita gnaisses bandados, mármore calcíticos, anfibolitos e anfibólio xistos, com metamorfismo relacionado a fácies anfibolito. Os gnaisses são encontrados de duas formas: homogêneos ou bandados; enquanto que o restante do pacote sedimentar é caracterizado por uma sequência metacarbonática com espessura variando entre 500 a 1000 metros. Essas particularidades

sugerem um ambiente plataformar em margem passiva, ou então, bacia retro-arco com magmatismo basáltico contemporâneo.

3.2.2.3 Domínio Costeiro

O Domínio Costeiro, onde a área de estudo está inserida, representa o ambiente onde o arco magmático da Faixa Ribeira (Complexo Rio Negro) foi instalado, indicando, a partir de dados isotópicos, uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco do tipo cordilheirano (Heilbron et. al., 2004; Schmitt et. al, 2012; Tupinambá et. al., 2007). É composto por sucessões metassedimentares (Unidades São Fidélis e São Sebastião do Alto) em fácies anfibolito alto a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitoides, quais sejam: ortognaisses do Complexo Rio Negro (ca. 790 – 620 Ma); leucogranitos e leucocharnockitos (ca. 580 – 565 Ma); granitoides a charnockitoides porfiríticos (ca. 575 – 565 Ma) das Suítes Bela Joana e Maria Madalena, e da Unidade Angelim; e granitos tardi a pós-colisionais, como os granitos Vila Dois Rios e Mambucaba, estes encontrados na área de estudo (Tabela 1, Eirado Silva et. al., 2006; Tupinambá et. al., 2007).

Tabela 1. Unidades do Domínio Costeiro.

Domínio	Unidades propostas	Idades
Domínio Costeiro	Suíte Bela Joana: Charnockitoides e Granitoides porfiríticos foliados	575-565 Ma
	Suíte Maria Madalena: Leucogranitos e leucocharnockitos	580-565 Ma
	Unidade Angelim: Granada-hornblenda ortognaisses	?
	Complexo Rio Negro: ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, gabros	790-620 Ma
	Unidade São Sebastião do Alto: paragnaisses com quartzitos; Unidade São Fidélis: Gnaisses Kingizíticos	Neo-proterozoico

Fonte: Adaptado de Tupinambá et. al., 2007.

De acordo com Tupinambá et. al., 2007, a unidade basal da cobertura metassedimentar desse domínio consiste nos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis, os quais compreendem biotita gnaiss granatífero com sillimanita e, localmente, cordierita. Acima dessa unidade são encontrados (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica, representante da Unidade São Sebastião do Alto. Os autores referidos abordam sobre uma série de rochas granitoides representantes do magmatismo sin-colisional, que intrudem os metassedimentos do Domínio Costeiro, são eles:

- a) Ortognaisses da Unidade Angelim, caracterizado por (granada) - hornblenda-biotita granitoide foliado, predominantemente tonalítico;
- b) Gnaisses graníticos porfiríticos com megacrístais recristalizados de microclina, ortoclásio e plagioclásio;
- c) Charnockitos da Suíte Bela Joana, gnaisses porfiríticos com ortopiroxênio estável;
- d) Leucocharnockitos, leucogranito a duas micas da Suíte Maria Madalena, podendo conter granada e sillimanita, e localmente ortopiroxênio.

Dos granitoides que intrudem os metassedimentos, o mais característico da área pesquisada são os do Complexo Rio Negro (Figura 8), que correspondem a plútons pré-colisionais representantes do principal magmatismo cálcio-alcálico no Orógeno Ribeira. Este compreende uma variedade de ortognaisses bandados, migmatíticos, tendo como principais litotipos: (hornblenda)-biotita gnaiss porfiroblástico de composição granítica a granodiorítica, e hornblenda-biotita gnaiss tonalítico com enclaves dioríticos (Eirado Silva et. al., 2006; Heilbron et. al., 2004; Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá et. al., 2007).

Diversos granitos tardi a pós-colisionais são observados no Domínio Costeiro. Cabe ressaltar aqui dois litotipos pós-colisionais encontrados na região estudada, a saber: o Granito Vila Dois Rios e o Granito Mambucaba, seguindo a descrição obtida em Eirado Silva et. al. (2006).

O Granito Vila Dois Rios (GVDR) aflora, sobretudo, na região central da Ilha Grande (município de Angra dos Reis) e na porção continental próxima a Conceição de Jacaré, divisa com o município de Mangaratiba, intrudindo a Suíte Charnockítica Ilha Grande e o Complexo Rio Negro. O GVDR foi definido por Fernandes (2000) como um biotita granito porfirítico, com fenocristais de k-feldspato e enclaves lenticulares e xenólitos das rochas charnockíticas.

O Granito Mambucaba, por sua vez, se refere aos corpos leucograníticos que afloram na costa da Baía da Ilha Grande, bem como na porção continental dos terrenos Oriental e Ocidental. Tal litologia consiste em um biotita granito cinza claro, com titanita, hornblenda, pirita e magnetita como acessórios. Também são encontrados xenólitos de paragneisses e rochas calcissilicáticas do Terreno Ocidental e ortognaisses do Complexo Rio Negro.

Estruturalmente, a principal deformação encontrada no Terreno Oriental é marcada por dois episódios tectônicos progressivos. O primeiro é descrito por uma foliação principal (S1) a qual consiste em uma xistosidade de baixo ângulo paralela ao bandamento migmatítico dos ortognaisses do Complexo Rio Negro, com mergulho de médio a alto ângulo para NW, sendo

localmente para SE e W-SW (Figura 9A). Superposta, ainda, por uma foliação plano axial referente a dobras isoclinais (Eirado Silva et. al., 2006; Heilbron et. al., 2007; Heilbron & Machado, 2003).

Figura 8. Ortognaisses do Complexo Rio Negro no Município de Angra dos Reis, RJ.



Legenda: A) Ortognaisses do Complexo Rio Negro, na região da Baía da Ilha Grande. B) Detalhe da mineralogia e textura porfiroide do hornblenda gnaiss, bem como, veio leucossomáticos em corte na Rodovia Haroldo Fernandes Duarte (BR – 101); C) Corpos dioríticos no hornblenda ortognaiss no litoral da Baía da Ilha Grande; D) Texturas miloníticas a ultramiloníticas nos ortognaisses junto ao contato com o Terreno Ocidental (CTB).

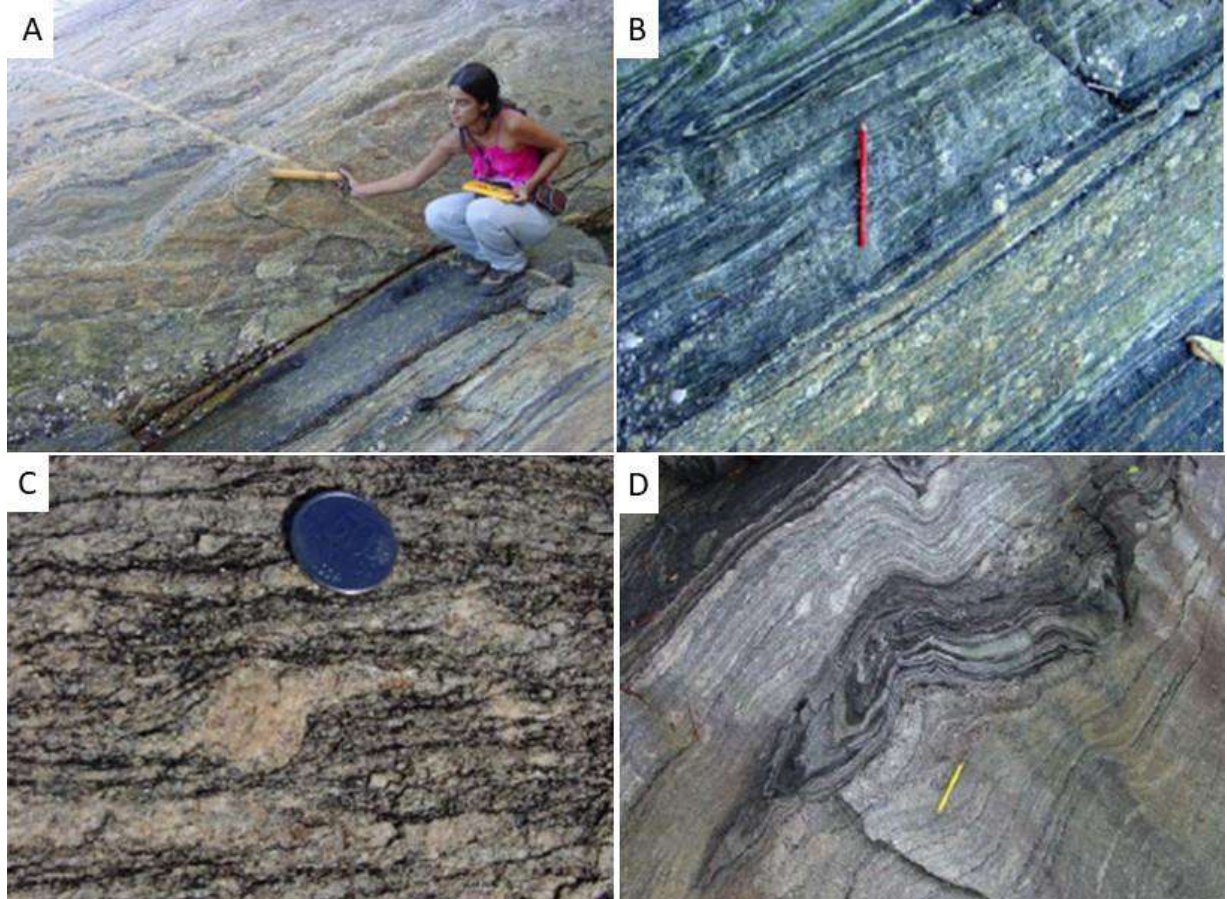
Fonte: adaptado de Heilbron et. al., 2007.

O segundo evento é marcado por feições metamórficas e deformacionais superimpostas ao CTB (Figura 9B), que engloba dobras abertas, foliação miloníticas (Figura 9C) e zonas de cisalhamento subverticais geradas no estágio colisional II (ca. 535 – 510 Ma) (Schmitt et. al., 2012). São frequentes ainda, padrões de interferência de fases deformacionais, como as dobras redobradas como na Figura 9D

Cabe ressaltar que, nessa porção do orógeno, o Terreno Oriental se encontra estruturalmente por baixo do Terreno Ocidental, caracterizado por pela zona de cisalhamento

com mergulho íngreme para NW, enquanto que o esperado seria o mergulho para SE (Figura 10). O mergulho invertido da CTB pode ser explicado pela indentação do Terreno Oriental sob o Terreno Ocidental, ou ainda, decorrente dos dobramentos da fase D3.

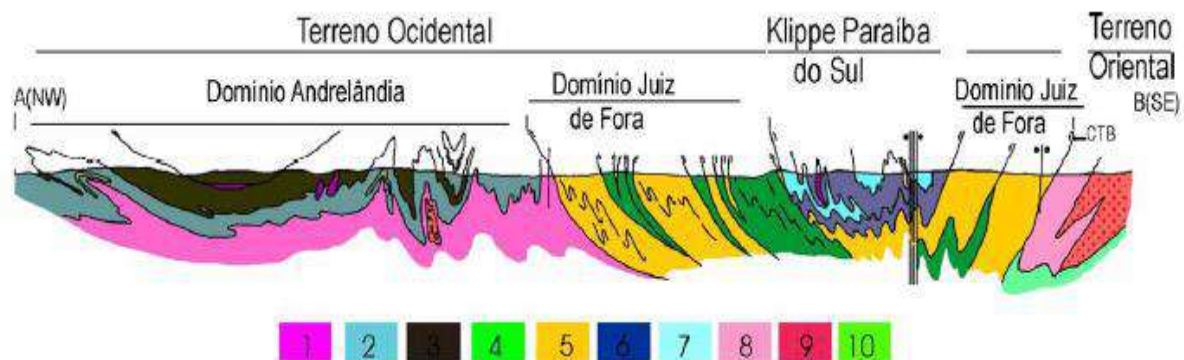
Figura 9 - Estruturas deformacionais típicas do Terreno Oriental no litoral da Baía da Ilha Grande, RJ.



Legenda: A) Foliação S1 + 2 com mergulho para NW e lineação de estiramento oblíquo para N-NE; B) Contato tectônico (CTB), onde os metassedimentos da Megassequência Andrelândia (Terreno Ocidental) encontram-se na porção esquerda (lápiz); C) Textura miloníticas dos ortognaisses do Complexo Rio Negro junto ao CTB; D) Padrão de interferência entre dobras D2 e D3 em ortognaisses do Complexo Rio Negro

Fonte: adaptado de Heilbron et. al., 2007.

Figura 10 - Perfil estrutural regional da Faixa Ribeira no segmento das folhas 1:100000 Santa Rita do Jacutinga (SF23-Z-A-II), Barra do Piraí (SF23-Z-A-III), Volta Redonda (SF23-Z-A-V) e Angra dos Reis (SF23-Z-C-II),



Legenda: 1) Complexo Mantiqueira; 2, 3 e 5) Megassequência Andrelândia; 4) Complexo Juiz de Fora; 6) Complexo Quirino; 7) Complexo Paraíba do Sul; 8) Complexo Rio Negro; 9) Granitos tardi-colisionais; 10) Complexo Costeiro

Fonte: Heilbron et. al., 2007.

3.2.3 Terreno Paraíba do Sul

O Terreno Paraíba do Sul está sobreposto ao Terreno Ocidental, marcado pela *Klippe Paraíba do Sul*, uma megaestrutura sinclinal onde na base são encontrados os ortognaisses do Complexo Quirino e, no topo, grandes dobras reclinadas com flancos invertidos que intercala esses ortognaisses com as rochas metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul (Eirado Silva et. al., 2006; Machado et. al., 1996; Tupinambá et. al., 2003; Tupinambá et. al., 2007).

O embasamento desse terreno tem como representante os ortognaisses do Complexo Quirino (2,19 e 2,17 Ga), que compreendem granitoides tonalítico-granodioríticos com enclaves de rochas meta-ultramáficas, metamáficas e cálcio-silicáticas (Heilbron et. al., 2004).

Heilbron & Machado (2003) sugerem que a sucessão metassedimentar do Terreno Paraíba do Sul (Grupo Paraíba do Sul) estaria relacionada a uma bacia de ante-arco do Terreno Oriental. Tal sucessão metassedimentar inclui duas unidades: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos (Heilbron et. al., 2004).

3.2.4 Terreno Embu

O Terreno Embu está estruturalmente sobreposto ao Terreno Paraíba do Sul, limitado a norte e a sul por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo com componente de movimentação destral. Sendo diferenciado dos demais devido ao seu magmatismo granítico, a sua idade e natureza da infraestrutura, assim como, pelas idades neoproterozoicas mais antigas do metamorfismo (Eirado Silva et. al., 2006; Heilbron et. al., 2004; Schmitt et. al., 2012).

Esse terreno foi descrito litologicamente por Fernandes (1991) como rochas ortognáissicas paleoproterozoicas, composicionalmente graníticas a tonalíticas, do Complexo Rio Capivari, e, também, pela sequência metassedimentar pelito-psamítica com lentes de rochas anfibolíticas e calciossilicáticas do Complexo Embu.

3.2.5 Terreno Cabo Frio

Denominado por Schmitt et. al. (2004) como orogenia Búzios, corresponde ao resultado do último evento colisional que estruturou a Faixa Ribeira. O Terreno Cabo Frio é formado por um embasamento paleoproterozoico tectonicamente intercalado com rochas supracrustais do neoproterozoico (Schmitt et. al., 2016). Seu embasamento é composto pelos ortognaisses tonalítico a granítico do Complexo Região dos Lagos (ca. 1,9 Ga), formado em um arco magmático continental, com a presença de enclaves dioríticos e lentes de anfibolitos (Heilbron et. al., 2004; Schmitt et. al., 2016).

A associação metassedimentar das Unidades Búzios a Palmital encerra três conjuntos de rochas metassedimentares, são eles: quartzo-feldspáticos, aluminosos ricos em cianita/sillimanita e calcissilicáticas, bem como, corpos máficos e ultramáficos denominados de Unidade Forte de São Matheus (Schmitt et. al., 2012).

A Unidade Búzios é descrita por Heilbron et. al. (1982) como composta por rochas metassedimentares aluminosas (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com frequentes intercalações de camadas de rochas calcissilicáticas e corpos de anfibolitos. Segundo Schmitt et. al. (2012), as intercalações de granada-quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos são entendidas como interdigitações dos litotipos da Unidade Palmital, e as rochas máficas como representantes da Unidade Forte de São Matheus. Na Unidade Palmital encontram-se,

majoritariamente, as rochas metassedimentares quartzo-feldspáticos, localmente com intercalações rochas metassedimentares da Unidade Búzios.

A datação obtida revela fontes arqueanas (ca. 2,5 Ga), paleoproterozoicas (ca. 2,0 Ga) e neoproterozoicas (ca. 1,0 Ga e 800-600 Ma). Heilbron & Machado (2003) com base nesses dados, na posição geográfica, bem como na sua constituição, sugerem deposição em bacia de retroarco neoproterozoica, associado ao Arco Magmático Rio Negro.

3.3 Evolução tectônica

A evolução tectônica da Faixa Ribeira diz respeito à subdução da paleoplaca Sanfranciscana e posterior processo colisional entre os paleocontinentes São Francisco e do Congo (Heilbron et. al., 2000). Tal evolução pode ser dividida em quatro estágios principais, a saber: pré-colisional, colisional I, colisional II e pós-colisional, descrito abaixo conforme Heilbron et. al. (2004).

Durante o estágio pré-colisional foram geradas rochas em ambiente de arco magmático de margem continental ativa e/ou arco de ilha, evidências de um processo de subdução com polaridade para leste (Tupinambá et. al., 2012). Os produtos dessa etapa são as rochas do Arco Magmático Rio Negro, onde somente a porção plutônica encontra-se preservada no Terreno Oriental. Dados isotópicos apontam para duas etapas de geração (790 Ma e 635-620 Ma, Heilbron & Machado, 2003), podendo ter atuado como área-fonte dos sedimentos no topo do Domínio Cambuci, como também, das unidades superiores do Domínio Costeiro.

O primeiro estágio colisional (ca. 590-560 Ma, com ápice em 580 Ma) acarretou a colisão entre os paleocontinentes São Francisco e Congo, assim como, outro (s) continente (s) a leste. Tal processo foi responsável por colocar os Terrenos Paraíba do Sul e Oriental sobre o Terreno Ocidental, estruturando o Orógeno Ribeira. A colisão oblíqua resultou na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal com vergência para oeste e zonas de mergulho íngreme, com orientação preferencial NE-SW e componente transpressivo destrai.

A deformação resultante dessa etapa gerou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade, por vezes, miloníticas, e lineação de estiramento. Cabe ressaltar que essa etapa herdou as deformações geradas no estágio pré-colisional, onde as estruturas D1 são, muitas vezes, transpostas pela fase D2, sobretudo, em regiões de maior deformação. Portanto, duas fases de deformação progressiva são reconhecidas: D1+D2 (Eirado et. al., 2006). Quanto ao

metamorfismo, as condições sugerem gradiente de média pressão, com temperatura e pressão máximas estimadas na ordem de 700°C e 7 Kbar.

O estágio colisional II (ca. 535-510 Ma) foi datado por Schmitt (2000) no Terreno Cabo Frio, responsável pela colagem do mesmo ao Orógeno Ribeira. Desse estágio ocorrem registros de deformação importantes, como as dobras características da fase D3. Nos Terrenos Oriental, Paraíba do Sul e Ocidental, ocasionou o redobramento de estruturas pretéritas, associado à produção de zonas de cisalhamento destrais, espaçadas, como as zonas de cisalhamento Além Paraíba, Três Corações e Caxambu. Segundo a mesma autora, as condições de metamorfismo são de média a alta pressão, com pressão mínima de 9 Kbar e 780°C de temperatura.

Por fim, o estágio pós-colisional (ca. 510-480 Ma), o qual é interpretado como resultante do colapso extensional do edifício orogênico, marcando assim, a transição para um regime tectônico extensional (Heilbron et. al., 2000; Heilbron et. al., 2004; Heilbron & Machado, 2003). Nos Terrenos Cabo Frio e Oriental ocorre a fase de deformação D4 onde as estruturas típicas formadas são zonas de cisalhamento dúctil-rúptil.

4 MÉTODOS GEOFÍSICOS

A Geofísica é a ciência que se baseia nos contrastes das propriedades físicas do meio, aplicando os princípios da física ao estudo da Terra. Ao encontrar esses contrastes, os métodos geofísicos possibilitam uma avaliação qualitativa e, por vezes, também quantitativa da natureza dos terrenos investigados, refletindo a geologia da subsuperfície local (Kearey et. al., 2009; Souza & Gandolfo, 2012).

Tal ciência vem desenvolvendo um importante papel nas últimas décadas, em diversos estudos, tais como: ambiental, prospecção de bens minerais, projetos de Engenharia, entre outras áreas, sobretudo devido ao seu caráter não invasivo, contínuo e de rápida aquisição de dados.

De acordo com Kearey et. al. (2009), os métodos geofísicos, normalmente, são divididos em dois tipos: métodos potenciais e os métodos de fontes artificiais. O primeiro grupo se refere aos métodos de campos naturais da Terra, quais sejam: gravitacional, magnético, elétrico e eletromagnético. Já os métodos que envolvem fontes artificiais configuram o segundo grupo, sendo capazes de gerar campos elétricos ou eletromagnéticos locais, que podem ser usados de forma análoga aos campos naturais.

Neste capítulo serão revisados os atributos fundamentais para o entendimento dos dois métodos utilizados neste trabalho: a magnetometria, classificado como método potencial, e a eletrorresistividade, como método de fonte artificial.

4.1 Magnetometria

O entendimento do comportamento da Terra como um ímã foi cunhado no ano de 1600 por William Gilbert com a publicação do trabalho “*De Magnete*”. A Magnetometria foi um dos primeiros métodos a serem desenvolvidos e empregados em prospecção mineral, com registros datados de 1640 na Suécia para a detecção de depósitos de ferro. Anos mais tarde, em 1870, o método passou a contar com instrumentos capazes de medir variações do componente vertical e horizontal do campo magnético, bem como a sua inclinação. Os instrumentos, chamados de magnetômetros, foram se tornando cada vez mais precisos, fornecendo medidas de intensidade do campo magnético e das suas componentes (Luiz & Silva, 1995).

A magnetometria se baseia nos estudos das variações locais do campo magnético da Terra (CMT), tendo por objetivo investigar a geologia com base nas anomalias encontradas. Tais anomalias ocorrem devido a existência, em subsuperfície, de rochas contendo minerais com forte susceptibilidade magnética. De modo similar, objetos feitos de ferro, de origem antrópica, também podem gerar variações magnéticas. A unidade de medida utilizada é o nanotesla (nT), que corresponde a 10^{-9} T, e devido à rapidez dos levantamentos e o seu baixo custo, é o método mais utilizado na prospecção (Kearey et. al., 2009; Luiz & Silva, 1995). A susceptibilidade magnética reflete a capacidade de um material em magnetizar-se sob a ação de um campo magnético, ao qual este é submetido, sendo expressa por uma constante adimensional.

O levantamento magnetométrico pode ser realizado por terra — a exemplo do presente trabalho —, por mar ou por meio de levantamento aéreo, e possui uma ampla variedade de aplicações. Além de contribuir na localização de depósitos minerais de valor econômico, pode ser usado também na indicação de falhas, contatos litológicos e estruturas geológicas, onde há o deslocamento de material com as mesmas características de susceptibilidade magnética e na detecção de objetos em obras de Engenharia e da Arqueologia.

4.1.1 Conceitos fundamentais

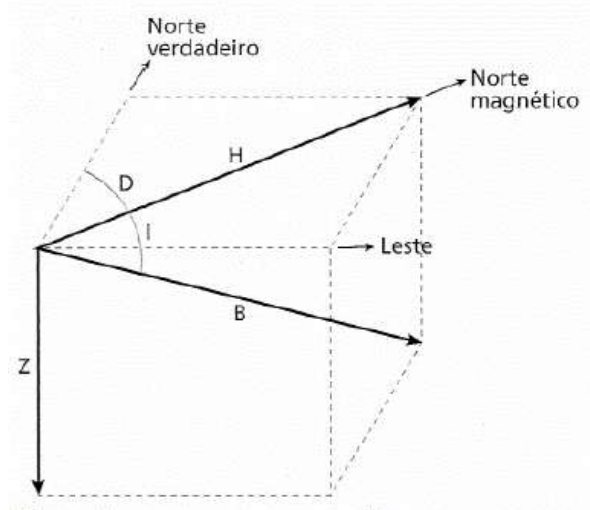
Conceitos como o campo magnético terrestre, susceptibilidade magnética dos materiais, o comportamento magnético dos minerais e das rochas se mostram fundamentais para o entendimento e a aplicação desse método. Tais conceitos estão listados abaixo:

4.1.1.1 Campo magnético terrestre

O CMT (ou campo geomagnético) é geometricamente mais complexo, se comparado ao campo gravitacional, exibindo variações irregulares em orientação e magnitude de acordo com a latitude, longitude e o tempo. As anomalias magnéticas geradas pelas rochas e minerais são efeitos locais, capazes de se sobrepor ao campo magnético terrestre (Kearey et. al., 2009).

Pode ser descrito através das suas componentes, conforme mostrado na Figura 11: a declinação (D), que é o ângulo entre o norte magnético e o norte geográfico, medido em graus; a inclinação (I), medida que corresponde ao mergulho do campo magnético em relação a horizontal; e a magnitude (B), que representa o módulo do vetor do campo magnético (Telford et. al., 1990).

Figura 11. Componentes geomagnéticas.



Fonte: Kearey et. al., 2009.

4.1.1.2 Susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética é uma propriedade inerente de cada material, sendo, portanto, um dos parâmetros fundamentais do método magnético. É definida por uma medida quantitativa, que representa a resposta magnética que um material terá de acordo com o campo magnético aplicado. Os valores de susceptibilidade podem ser constantes em determinados materiais, como podem depender também da intensidade do campo para outros, apresentando valores positivos ou negativos. Esses valores são os responsáveis por apontar o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo (Luiz & Silva, 1995; Teixeira et. al., 2017).

Para Luiz & Silva (1995), a susceptibilidade magnética nas rochas está vinculada a quantidade e o modo de distribuição dos minerais magnéticos. A concentração destes minerais gera distorções locais no campo magnético terrestre, fornecendo informações importantes sobre a rocha em subsuperfície.

4.1.1.3 Comportamento magnético dos minerais

De acordo com Kearey et. al. (2009), todas as substâncias são magnéticas em escala atômica, onde cada átomo age como um dipolo. Isso ocorre em detrimento do *spin* de seus elétrons e da trajetória deles em torno do núcleo. A esse comportamento se dá o nome de diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos, e serão descritos a partir de Kearey et. al. (2009) e Luiz & Silva (1995).

Materiais diamagnéticos são aqueles onde a susceptibilidade magnética é fraca (pouca intensidade) e negativa (sentido inverso ao campo magnético). Isso ocorre porque as castas de elétrons se encontram completas. Exemplos de minerais com essa característica são: anidrita, feldspatos, grafita e quartzo.

Nas substâncias paramagnéticas, a susceptibilidade ainda é baixa, entretanto, o sentido é igual ao do campo (positivo). Suas castas de elétrons são incompletas, e quando colocados num campo magnético externo, os dipolos que correspondem aos *spins* de elétrons não pareados sofrem rotação. Entre os minerais paramagnéticos se encontram: biotita, olivina, pirita e o piroxênio.

Por fim, os ferromagnéticos possuem uma susceptibilidade magnética muito alta e positiva, o que permite uma magnetização espontânea elevada, capaz de existir na ausência de um campo magnético externo. Substâncias com essa característica são de ocorrência rara na crosta terrestre, e têm como principais exemplos: o cobalto, ferro e níquel. Também é comum encontrar nesse grupo os minerais: magnetita, pirrotita e ilmenita.

Para os materiais diamagnéticos e paramagnéticos a susceptibilidade é constante, enquanto que, os ferromagnéticos dependem da intensidade do campo externo

4.1.1.4 Magnetismo nas rochas

A magnetização de uma rocha está relacionada a quantidade, tamanho, forma e distribuição dos minerais ferromagnéticos que a compõe, ainda que estes representem uma porção pequena da sua constituição total. A grande maioria dos minerais formadores de rocha possuem uma susceptibilidade magnética baixa, como visto na seção anterior. O mineral magnético mais comum é a magnetita. É frequente, portanto, classificar o comportamento

magnético de uma rocha a partir do seu conteúdo global desse mineral (Kearey et. al., 2009).

De acordo com Kearey et. al. (2009), as rochas ígneas básicas são, comumente, altamente magnéticas devido a razão elevada em magnetita. A proporção desse mineral tende a diminuir à medida que ocorre o aumento do teor de sílica na rocha. Isto posto, rochas ígneas ácidas, embora de comportamento variável, tendem a ser menos magnéticas que as rochas básicas.

As rochas metamórficas, por sua vez, também são variáveis em seu comportamento magnético. Essa variação diz respeito a pressão parcial do oxigênio. Se a pressão parcial for relativamente baixa, a magnetita será reabsorvida, sendo o ferro e o oxigênio incorporados em outras fases minerais com o incremento do aumento do grau metamórfico. No entanto, se a pressão for alta, pode resultar na formação de magnetita como mineral acessório em reações metamórficas (Kearey et. al., 2009).

Para as rochas sedimentares, os mesmos autores apontam que, são tipicamente não magnéticas, a menos que ocorra uma quantidade elevada de magnetita entre a fração de minerais pesados. Em depósitos sedimentares, anomalias magnéticas estão geralmente associadas ao seu embasamento, ígneo ou metamórfico, ou ainda a intrusões magmáticas.

Para Luiz & Silva (1995), é comum estimar a susceptibilidade magnética de uma rocha em função do volume de 1% de magnetita. Este mineral tem o seu valor de susceptibilidade magnética da ordem de 3000×10^{-6} no sistema CGS (sistema de unidades físicas primordiais – centímetro, grama e segundo). São observadas variações nos valores do sistema CGS de acordo com a tipologia da rocha. Rochas vulcânicas apresentam valores entre 100×10^{-6} e 10000×10^{-6} , enquanto as plutônicas 100×10^{-6} e 5000×10^{-6} . As rochas metamórficas mostram valores na faixa de 10×10^{-6} a 500×10^{-6} , enquanto as rochas sedimentares valores normalmente inferiores a 50×10^{-6} .

4.1.2 Magnetometria terrestre

Para a aquisição de dados geofísicos existem três meios de levantamentos, quais sejam: aerotransportados, marinhos ou terrestres. Levantamentos aéreos são especialmente indicados para a investigação de áreas de difícil acesso, ou ainda, de grandes extensões, normalmente, na etapa de reconhecimento. Já os levantamentos marinhos podem ser realizados tanto em etapas

de reconhecimento, quanto de detalhamento, onde é utilizado para a prospecção de petróleo (Luiz & Silva, 1995).

Neste trabalho, em caráter de detalhamento da área de estudo, foi utilizado o método de levantamento terrestre. Este tipo de levantamento visa, principalmente, a obtenção dos valores absolutos do campo magnético (campo total) ou da sua componente vertical.

No modo de aquisição de dados geofísicos supracitado, a componente horizontal e as medidas de gradiente do campo são raramente realizadas. Durante o levantamento são utilizados dois magnetômetros: um que irá permanecer num ponto fixo, denominado de estação base, e outro usado no levantamento propriamente dito. O magnetômetro da estação base tem por finalidade registrar as variações temporais do campo, usadas futuramente para corrigir os valores medidos pelo magnetômetro móvel. Ambos irão registrar, além do campo magnético, o horário em que cada medida foi tomada (Luiz & Silva, 1995). Não havendo dois magnetômetros disponíveis, pode utilizar o magnetômetro de uma estação de observação previamente estabelecida para as correções, que armazenam automaticamente dados sobre o campo magnético terrestre.

Existem diferentes magnetômetros, que se diferem a partir do seu princípio de funcionamento: saturação (*flux-gate*), bombeamento ótico, supercondutividade e o de precessão nuclear ou precessão de prótons (Kearey et. al., 2009; Luiz & Silva, 1995). Este último foi utilizado no presente trabalho e será descrito a seguir.

4.1.2.1 Magnetômetro de precessão de prótons

O magnetômetro utilizado no presente trabalho foi o de precessão de prótons, conhecido também como magnetômetro de precessão nuclear (Figura 12). Atualmente, é o tipo de magnetômetro operado com maior frequência, seja em levantamentos de campo ou monitoramento em observatórios.

De acordo com Kearey et. al. (2009), o sensor deste dispositivo consiste em um recipiente preenchido com um líquido rico em átomos de hidrogênio (querosene ou água, por exemplo), envolto por uma bobina, conforme mostra a Figura 13A. Os núcleos de hidrogênio (prótons) agem como pequenos dipolos, se alinhando normalmente de forma paralela ao campo geomagnético B_e (Figura 13B). A bobina é, então, submetida a uma corrente que dá origem a um campo B_p , de 50 a 100 vezes maior que o campo geomagnético. Com isso, o campo

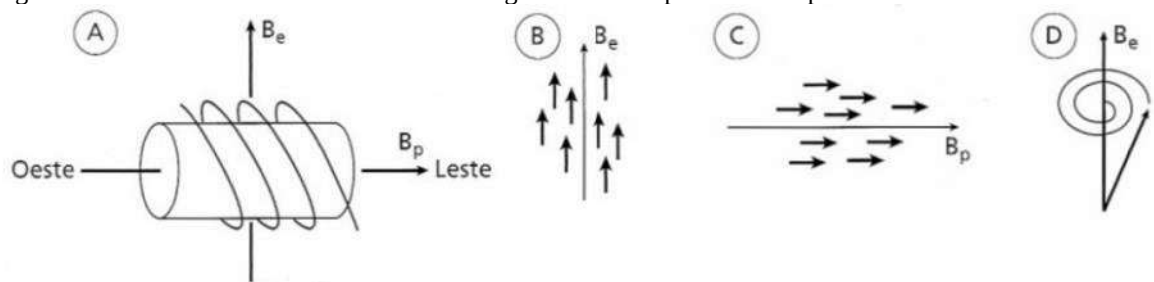
magnético assume uma nova direção, fazendo com que os prótons se realinhem nesta direção (Figura 13C). Após isso, a corrente é desligada, fazendo com que o campo polarizado seja removido rapidamente. Os prótons retornam ao seu alinhamento primário com B_e , por precessão, ao redor dessa direção comum período de aproximadamente 0,5 ms, onde o campo leva de 1 a 3 s para adquirir a sua orientação original (Figura 13D).

Figura 12. Magnetômetro de precessão de prótons.



Fonte: A autora, 2021.

Figura 13. Mecanismo de funcionamento do magnetômetro de precessão de prótons .



Legenda: A) Dispositivo sensor, envolto por bobina; B) Alinhamento paralelo ao campo geomagnético B_e ; C) Nova direção do campo magnético, B_p , após a injeção de uma corrente; D) Movimento de precessão dos prótons, ao retonar a posição original.

Fonte: adaptado de Kearey et. al., 2009.

Kearey et. al. (2009) abordam sobre magnetômetros serem instrumentos capazes de fornecer leituras com precisão de $\pm 0,1$ nT, com a possibilidade de precisões maiores, caso necessário. O sensor não precisa estar orientado de forma precisa, não obstante, se recomenda então, fazer um ângulo apreciável com o vetor do campo total.

Aparelhos como o utilizado nesse estudo fazem uso do Efeito *Overhauser* (*Overhauser Magnetometer*), que adiciona ao fluido do sensor um líquido contendo elétrons livres em órbitas não pareadas. Tal efeito faz com que os prótons sejam polarizados indiretamente, diminuindo

o consumo de energia em cerca de 75%, se comparado aos magnetômetros de precessão de prótons clássicos. Isso torna esses instrumentos mais compactos e leves, capaz de gerar um sinal 100 vezes mais forte, com menos ruído, tolerância do gradiente três vezes melhor, bem como taxas de amostragem maiores (Kearey et. al., 2009).

4.1.3 Processamento dos dados

Os dados magnéticos, após realizada a aquisição, devem ser submetidos a etapas de processamento e de interpretação. É comum a aplicação de correções, cujo objetivo é diminuir ou eliminar as variações de origem não geológica. A aplicação de filtros, por sua vez, tem a finalidade de separar o sinal produzido pelo material de interesse, daqueles produzidos por fontes indesejáveis, ou ainda, por interferência entre fontes, proporcionando um maior detalhamento das anomalias (Fries, 2008; Luiz & Silva, 1995).

4.1.3.1 Correção da variação diurna

Também encontrada na literatura como correção diurna, consiste na combinação das leituras obtidas pelo magnetômetro móvel e a estação base. Tem por objetivo corrigir o valor obtido num determinado levantamento, a partir da soma ou subtração, da variação observada no magnetômetro base para o mesmo horário. A soma é aplicada quando o campo magnético da estação base diminui, se comparado ao primeiro valor adquirido naquele dia. Caso o inverso seja observado, o valor é subtraído (Fries, 2008).

A fórmula utilizada para a correção diurna é:

$$MAG_{corr} = MAG_{movel} - MAG_{base} + Datum \quad (1)$$

Onde:

MAG_{corr} é o valor do campo magnético corrigido;

$MAG_{móvel}$ corresponde ao valor adquirido a partir do magnetômetro móvel, utilizado no levantamento propriamente dito;

MAG_{base} é o valor do campo magnético obtido na estação base;

Datum é referente ao valor do campo magnético terrestre, previamente conhecido para a região estudada.

As variações encontradas ao longo de um dia apresentam amplitude entre 20 a 80 nT, devido à intensa atividade solar, capaz de fazer partículas carregadas chegarem a ionosfera. Esses valores aumentam durante o período da manhã, atingindo o seu pico por volta do meio-dia, e tornam a diminuir ao longo da tarde. No entanto, grandes variações de alta frequência, denominadas de tempestades magnéticas, também podem ocorrer, essas são consideradas repentinas e de variação imprevisível, podendo durar desde frações de segundos até dias. As variações causadas por estas tempestades chegam a valores superiores a 1000 nT. Nesses casos, é recomendado que o levantamento seja suspenso durante o fenômeno, e o seu resultado seja descartado (Fries, 2008; Kearey et. al., 2009; Luiz & Silva, 1995).

4.1.3.2 Correção geomagnética

A correção geomagnética visa a remover o efeito de um campo magnético de referência dos dados obtidos durante a aquisição, e assim poder reconhecer as anomalias. O campo magnético de referência, ou IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), é uma representação teórica, para um dado intervalo de tempo, do campo magnético normal da Terra, sem perturbações (Fries, 2008; Kearey et. al., 2009; Luiz & Silva, 1995).

Cada IGRF prevê uma variação secular do campo, permitindo a sua extrapolação para o período de cinco anos. Uma vez que, as anomalias são perturbações no campo magnético normal da Terra, é necessário subtrair o valor do IGRF dos valores adquiridos no levantamento, para assim, se encontrar as anomalias.

4.1.3.3 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

A Amplitude do Sinal Analítico é uma técnica que auxilia na determinação de parâmetros geométricos, como a profundidade da fonte anômala e a localização dos seus

limites, tanto geológicos, quanto estruturais. Com efeito, trata-se de diversos métodos, automáticos ou semiautomáticos, amparados no uso de derivadas horizontais e verticais de um campo potencial (Blum, 1999; Nabighian, 1972).

De acordo com Roest et. al. (1992), esta técnica de realce tem como principal vantagem: o resultado não ser dependente dos parâmetros do campo magnético da Terra e da direção de magnetização da fonte. O sinal analítico terá como resposta uma função que evidencia as bordas de um corpo, ou feição geológica, usando os dados magnetométricos (Figura 14) (Blum, 1999; Hsu et. al., 1996; Nabighian, 1972; Roest et. al., 1992).

A equação que rege a amplitude do sinal analítico é dada por:

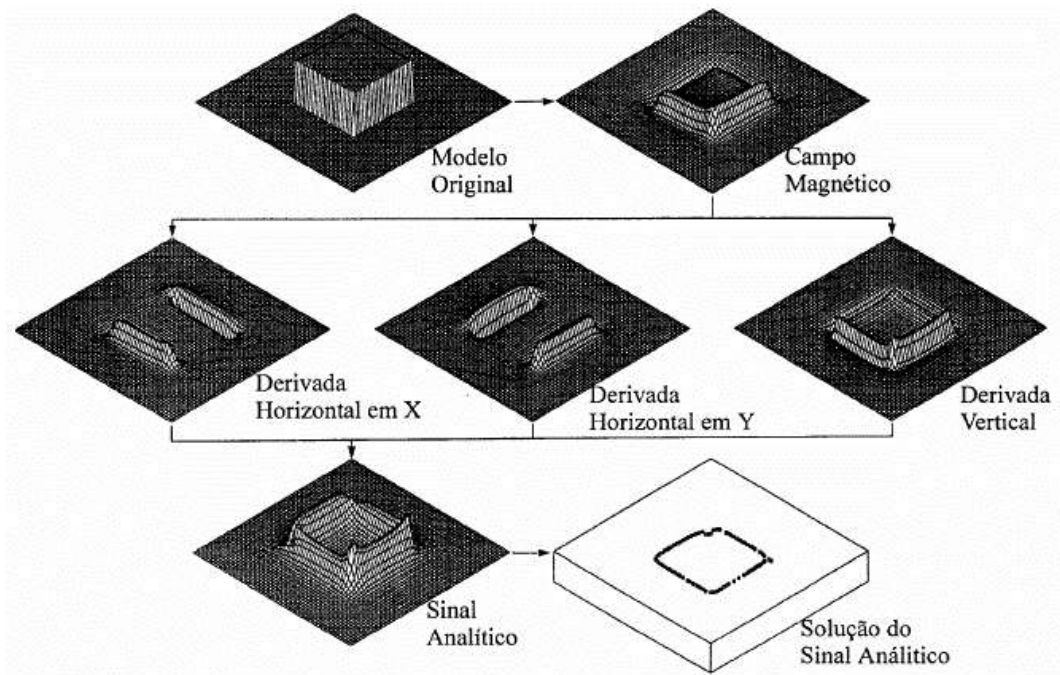
$$|A(x, y)| = \sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2 + (G_z)^2} \quad (2)$$

Sendo G a anomalia do campo potencial e G_x , G_y e G_z as derivadas horizontais em X e Y, e a derivada vertical, respectivamente.

De acordo com MacLeod et. al, (1993), é um método vantajoso para baixas latitudes, uma vez que dispensa a aplicação da redução ao polo.

Alguns tipos de correção não são comumente aplicadas em levantamentos terrestres, a saber: a correção de latitude e a correção topográfica. No primeiro caso, as variações do campo magnético com a latitude são, em geral, menores que 10 nT por grau, mostrando-se pouco aplicável em áreas de baixa extensão. A correção topográfica, por sua vez, raramente é aplicada nesse tipo de levantamento pois, é necessário um conhecimento preciso da topografia local, bem como da distribuição espacial da magnetização. A influência da topografia proporciona uma máxima de variação vertical do campo de 0,03 nT (Fries, 2008; Kearey et. al., 2009; Luiz & Silva, 1995).

Figura 14. Esquema e resultado da aplicação do sinal analítico.



Legenda: As derivadas horizontais e vertical são calculadas para a anomalia para gerar a amplitude do sinal analítico. Os valores máximos podem ser utilizados para determinar as bordas do corpo, bem como a estimativa da sua profundidade.

Fonte: Blum, 1999.

4.1.4 Interpretação dos dados

O caráter dipolar do campo magnético bem como a magnetização remanescente conferem uma maior complexidade aos dados. Uma determinada fonte pode gerar anomalias com aspecto diferente, de acordo com a latitude encontrada. Além disso, corpos de formas idênticas são capazes de produzir anomalias magnéticas completamente distintas (Kearey et. al., 2009; Luiz & Silva, 1995).

De acordo com Blum (1999), as interpretações podem ser qualitativas ou quantitativas. A primeira, diz respeito a análises que são iniciadas por meio de sinais em mapas, definindo domínios a partir de características magnetométricas como: textura, truncamento de feições, anomalias isoladas, entre outros. Com isso, se pode estimar, de forma preliminar e relativa, profundidades de fontes magnéticas, e posteriormente, a análise de espectro de potência. A interpretação quantitativa, por sua vez, pode ser feita de forma automática, ou ainda por meio de técnicas de inversões e modelagens. As deconvoluções de Werner e Euler, sinais analíticos, filtragens de passa-banda, como outras técnicas, são exemplos de ferramentas automáticas de

análise muito utilizadas para interpretações quantitativas. As técnicas de inversão e modelagens são úteis para estimar propriedades físicas como a susceptibilidade magnética e a geometria dos corpos anômalos. Comparações como curvas e mapas de referência, como também a separação residual, são considerados tanto interpretações qualitativas, como quantitativas.

Outros autores, como Kearey et. al. (2009) e Blakely (1996), dividem os métodos interpretativos em métodos diretos e indiretos. Ambos contam com a mesma finalidade: dar uma ideia da distribuição espacial das fontes magnéticas. Apesar disso, utilizam meio distintos para alcançar este objetivo.

4.1.4.1 Método direto

No método direto, ou ainda método iterativo, um modelo inicial é elaborado para o corpo responsável pela anomalia magnetométrica, com base nos conhecimentos geológicos e geofísicos da área. A anomalia modelo é, portanto, calculada e comparada a anomalia observada. O objetivo é fazer com que os parâmetros como, dimensões e susceptibilidade magnética, por exemplo, coincidam com os da anomalia observada pelo levantamento (Blakely, 1996; Blum, 1999).

Segundo Kearey et. al. (2009), a profundidade limite é o parâmetro mais importante que pode ser obtido, podendo ser encontrado a partir do uso do rápido decaimento com a distância da fonte, propriedade comum em anomalias magnéticas.

4.1.4.2 Método indireto

Pelo método indireto, também encontrado na literatura por método inverso, um ou mais parâmetros da fonte podem ser calculados, de forma automática e direta. Quanto maior o número de observações, mais precisos serão os dados obtidos para os valores de parâmetro (Blum, 1999).

Luiz & Silva (1995) apontam que, dentre as dificuldades encontradas na interpretação por métodos indiretos, a ambiguidade é a maior delas. Isso implica dizer que, mais de um modelo, consistente com os dados obtidos, pode ser construído de forma satisfatória. Para

reduzir este efeito, é recomendado o uso de outras fontes de informação, possibilitando a integração de dados. Blum (1999) ressalta ainda que, a integração de dados, resultará em modelos que atendem igualmente a um conjunto de dados, reduzindo o número de soluções possíveis.

4.2 Eletorresistividade

A eletorresistividade (ER) é um método geofísico fundamentado na determinação da resistividade elétrica dos materiais (Braga, 2006; Telford et. al., 1990). De acordo com Braga (2006), o uso da eletorresistividade em campo está baseado na capacidade do equipamento em introduzir uma corrente elétrica em subsuperfície, em diferentes profundidades, a fim de investigar e calcular as resistividades do meio.

Os primeiros trabalhos envolvendo a eletorresistividade são datados do século XVIII, onde Gray e Wheeler publicaram acerca da resistividade das rochas. No final do século XIX, foi patenteado um sistema de prospecção elétrica com dois eletrodos, fazendo com que os métodos de fonte artificial passassem a ser reconhecidos. Sua evolução ocorreu em 1902, quando Daft e Williams registraram um dispositivo que usava de correntes de baixa frequência. O uso sistemático desse método ocorreu na década de 1920, com o uso para fins de mineração. A partir de 1960, o método da eletorresistividade contribuiu em diversos campos das Geociências, em especial na Geologia, uma vez que uma seção geológica pode ser considerada um meio com propriedades elétricas distintas (Bortolin, 2009; Orellana, 1972; Parasnis, 1972).

4.2.1 Conceitos fundamentais

Os diferentes tipos de materiais existentes em um ambiente geológico apresentam características as quais podem ser utilizadas na classificação de seus estados físicos, em termos de fraturamento, alteração, saturação, entre outros. Alguns desses parâmetros podem ser identificados por meio do método da eletorresistividade. Para tal, é importante entender alguns conceitos que permeiam esta técnica como: resistividade elétrica (ρ), resistividade aparente (ρ_a), propagação da corrente elétrica e resistividade em solos e rochas.

4.2.1.1 Resistividade elétrica (ρ)

A resistividade elétrica é uma característica inerente aos materiais, que consiste na dificuldade que uma corrente elétrica encontra ao se propagar por um meio. Este valor depende, dentre outros fatores, da natureza e estado físico do material. Esta grandeza física possibilita a representação da capacidade de transmissão de uma corrente elétrica, sem que seja necessária a utilização de dados geométricos (Tipler, 2014).

Pela Lei de Ohm, temos uma relação entre a resistividade (ρ) e a resistência (R) de um condutor homogêneo, com formato cilíndrico (Figura 15), dado pela equação:

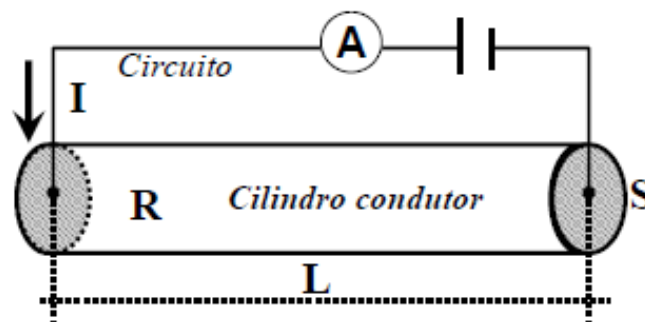
$$R = \rho \frac{L}{S} \quad (3)$$

Onde: L é o comprimento e S a seção transversal do condutor. Isto posto, temos que a resistividade elétrica (ρ) pode ser definida por:

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (4)$$

Por conseguinte, a resistividade é o produto de uma resistência elétrica por uma longitude, logo, a unidade usada pelo SI será ohm.m. A condutividade é considerada o parâmetro oposto a resistividade (Braga, 2006; Kearey et. al., 2009).

Figura 15. Relação entre a resistividade e a resistência.

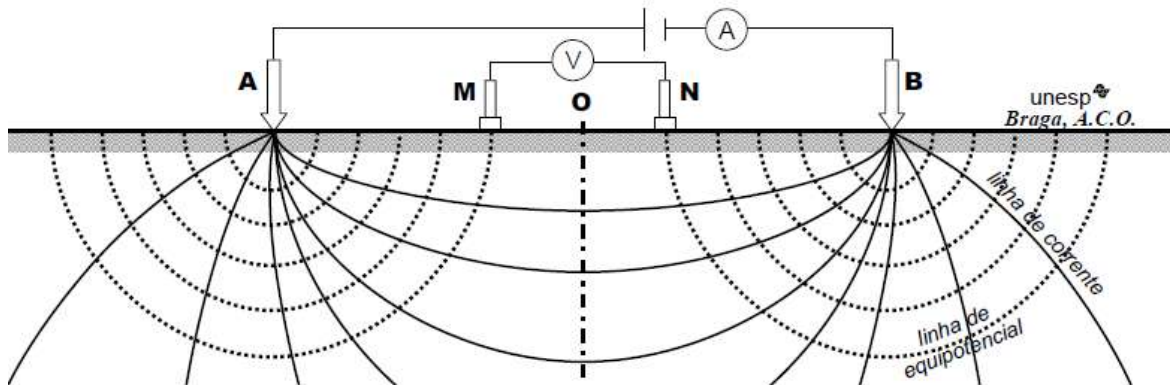


Fonte: Braga , 2006.

4.2.1.2 Resistividade aparente (ρ_a)

Gallas (2000) entende a resistividade aparente como um dos conceitos mais importantes para o entendimento dos métodos geoeletricos. Ao conectar uma fonte de corrente elétrica no solo em dois pontos, a Terra irá propagar a corrente elétrica, uma vez que não é um isolante perfeito. Normalmente, os principais arranjos geoeletricos utilizam quatro eletrodos introduzidos na superfície do terreno. Um par será responsável pela injeção da corrente elétrica (AB), e o outro (MN) medirá a diferença de potencial estabelecida (Figura 16). Se o espaço for considerado um meio homogêneo e isotrópico, a diferença de potencial gerada pela passagem da corrente irá provocar um campo elétrico entre os eletrodos e a resistividade será considerada constante (Braga, 2006; Xavier, 2015).

Figura 16. Disposição dos eletrodos na configuração tetraeletrodica, para medições em campo.



Fonte: Braga, 2006.

No entanto, como subsolo não pode ser considerado um meio homogêneo, os valores obtidos são referentes à resistividade aparente. Segundo Orellana (1972), a resistividade aparente não pode ser confundida como uma média, tampouco uma média ponderada, das resistividades encontradas no meio, uma vez que, podem ser observados valores menores ou maiores que qualquer resistividade existente no meio. Parasnis (1986) aponta que a resistividade aparente é um conceito formal e artificial, podendo ser descobertos valores negativos.

Os valores de resistividade aparente podem ser calculados através da seguinte fórmula:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}, \text{ com } K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (5)$$

Onde:

K = fator geométrico, calculado em função da separação dos eletrodos;

ΔV = a diferença de potencial entre os eletrodos;

I = intensidade da corrente elétrica aplicada no subsolo através dos eletrodos AB;

MN = eletrodos que medem o potencial V gerado.

As dimensões de resistividade aparente são as mesmas da resistividade, portanto, a unidade do SI também é ohm.m (Braga, 2006).

4.2.1.3 Formas de propagação da corrente elétrica

Segundo Orellana (1972), o mecanismo físico de propagação da corrente elétrica nas rochas pode ocorrer de duas formas: condução eletrônica (ôhmica) e a condução eletrolítica (iônica). A primeira ocorre em materiais que possuem elétrons livres na matriz da rocha (minerais metálicos, impurezas ou agregados minerais), como nos materiais condutores e semicondutores, ou ainda pouco condutores, que não possibilitem a passagem da corrente elétrica. A condução eletrolítica, por sua vez, o fluxo da corrente acontece em detrimento do deslocamento de íons dissolvidos na água encontrada nos poros e fissuras das rochas. Tal método é condicionado, principalmente, a composição mineralógica, porosidade, teor de água, quantidade e natureza dos sais dissolvidos.

A forma de condutividade mais comum encontrada na natureza é a eletrolítica (iônica), dado a dificuldade de encontrar minerais condutores em quantidade expressiva nas rochas, de forma a aumentar a sua condutividade global. Portanto, os fatores que condicionam a condução eletrolítica são os mesmos que interferem, de um modo geral, na resistividade das rochas (Gallas, 2000).

Telford et. al. (1990) discorrem sobre, usualmente, as rochas apresentam poros e fissuras preenchidos por fluidos, como água e, eventualmente, sais. Com isso, as rochas e o subsolo assumem um comportamento de condutores eletrolíticos, o que possibilita a investigação pelo método da eletrorresistividade.

4.2.1.4 Resistividade em solos e rochas

De acordo com Telford et. al. (2004), a resistividade elétrica é, dentre todas as propriedades físicas das rochas, a qual mostra maior variação de valores, desde $1,6 \times 10^{-8}$ ohm.m para a prata nativa a 1×10^{16} ohm.m para o enxofre puro.

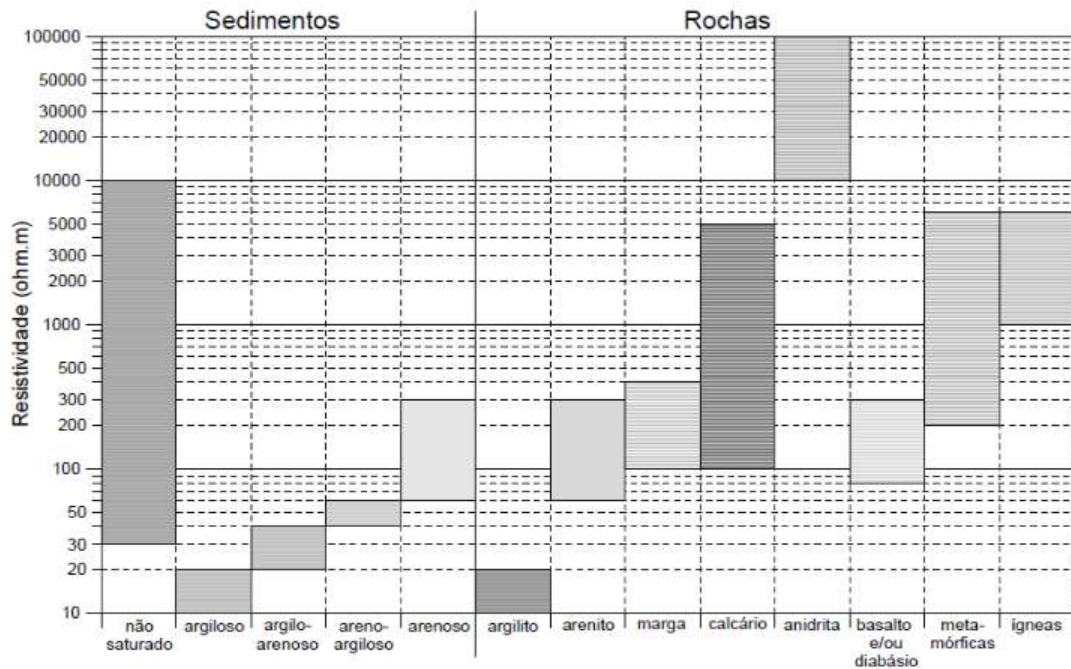
Iakubovskii & Liajov (1980) afirmam que uma rocha condutora de corrente elétrica pode ser considerada como um agregado com estrutura de minerais sólidos, líquidos e gases, onde a sua resistividade é influenciada pelos seguintes fatores:

- a) Resistividade dos minerais formadores da parte sólida da rocha;
- b) Resistividade dos líquidos e gases que preenchem seus poros;
- c) Umidade e porosidade da rocha;
- d) Textura da rocha, forma e distribuição de seus poros;
- e) Processos nos quais ocorrem no contato dos líquidos contidos nos poros e a estrutura mineral, como: processo de adsorção de íons na superfície do esqueleto mineral, diminuindo a resistividade total destas rochas.

Por conseguinte, a resistividade das rochas, é dependente de diversos fatores, o que impossibilita atribuir um único valor de resistividade para um determinado litotipo. A Figura 17 apresenta faixas de superposição das variações típicas de resistividade em sedimentos não saturados e saturados, e rochas, demonstrando as variações típicas de resistividade encontradas na natureza.

Summer (1976) relata que, de forma unitária, os minerais são razoavelmente consistentes quanto a resistividade elétrica, contudo, em um agregado, como ocorre na natureza, a variação total é muito elevada. Rochas de uma mesma litologia podem ter os seus valores de resistividade alterados em função das condições locais nos quais se encontram: conteúdo em água, condutividade da água, tamanho dos grãos, porosidade, entre outros (Braga, 2006).

Figura 17. Faixas de variação de resistividade em solos, sedimentos e rochas.



Fonte: Braga, 2006.

4.2.2 Aquisição de dados

De acordo com a finalidade do levantamento geofísico, podem ser utilizadas diferentes técnicas de aquisição de dados. As técnicas dos métodos geoeletricos são divididas em três grupos principais: caminhamentos, perfilagens e sondagens. A diferença entre os grupos está nos procedimentos adotados em campo, ou seja, na disposição dos eletrodos na superfície no terreno (ou furos de sondagem), na maneira de desenvolvimento do trabalho, os objetivos da pesquisa e as características geológicas e físicas da área.

A técnica escolhida para o presente trabalho foi o caminhamento elétrico (ou imageamento elétrico), e será detalhada mais adiante.

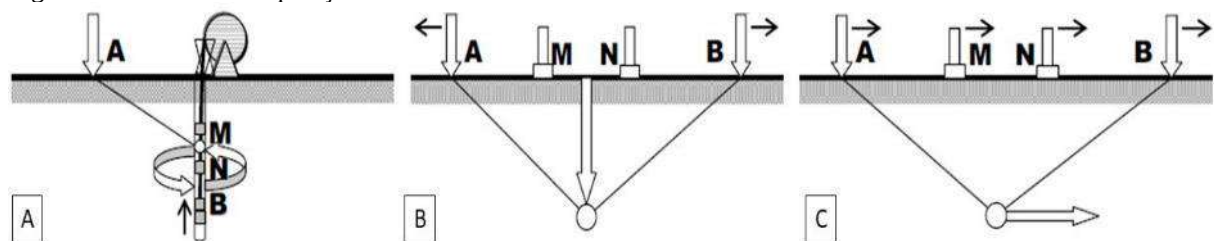
De acordo com Braga (2006), existem algumas técnicas de levantamento de dados importantes para a aquisição de dados, são elas:

- As técnicas de perfilagem elétrica (PERF) - empregada e desenvolvida no interior de furos de sondagens mecânicas (Figura 18A). Esta técnica possibilita o estudo das variações dos parâmetros físicos *in situ*.
- A sondagem elétrica (SE) - aplicada em situações onde o objetivo é investigar em profundidade as diferenças geológicas (Figura 18B),

determinando espessuras e resistividade, a partir de um ponto fixo da superfície. As sondagens elétricas podem ser simétricas, denominadas de sondagem elétrica vertical (SEV), ou dipolares (sondagem elétrica dipolar – SED) (Orellana, 1972).

- c) caminhamento elétrico (CE) ou imageamento elétrico (IE) é utilizada quando a finalidade da pesquisa é determinar descontinuidades laterais dos materiais em subsuperfície (Figura 18C), como: diques, *sills*, contatos geológicos, fraturamentos e falhas, entre outros (Bortolin, 2009).

Figura 18. Técnicas de aquisição de dados de eletrorresistividade.



Legenda: A) Técnica de perfilagem elétrica (PERF), ênfase em investigação *in situ*; B) Técnica de sondagem elétrica (SE), ênfase em investigação em profundidade; C) Técnica de caminhamento elétrico (CE), ou Imageamento elétrico (IE), ênfase em investigação lateral.

Fonte: Braga, 2006.

4.2.2.1 Caminhamento elétrico (CE)

A técnica referida está baseada na análise e interpretação dos parâmetros de resistividade elétrica da sua variação horizontal, a uma ou mais profundidades determinadas. Os dados são obtidos a partir da superfície de um terreno, ao longo de uma seção previamente estaqueada e com espaçamento constante, conforme apresentado na Figura 19.

As setas A e B representam os eletrodos injetores de corrente no solo, enquanto as letras M e N correspondem aos eletrodos de potencial, responsáveis por medir a diferença de potencial. No levantamento por meio do caminhamento elétrico, uma vez feita a aquisição inicial, todo o arranjo é deslocado para a estaca seguinte ao longo da linha de investigação, continuando o procedimento até que o levantamento esteja completo.

Cada dipolo MiNi está relacionado a um nível de investigação, (na Figura 17 são demonstrados cinco níveis), onde os pontos de investigação são orientados por meio de um segmento de reta, partindo do centro geométrico AB e MiNi, com inclinação de 45° em relação

$$K = 2\pi \cdot Gx, \text{ com } G = \frac{1}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}} \quad (6)$$

Gandolfo (2007) aponta que, alguns pontos positivos desse arranjo são:

- a) A simetria dos eletrodos, facilitando o posicionamento correto de uma anomalia na interpretação qualitativa de uma pseudo-seção, em comparação a outros arranjos;
- b) Operação em campo simples;
- c) Boa resolução lateral (horizontal);
- d) Bom desempenho para mapeamento de estruturas verticais.

Como pontos negativos, o mesmo autor destaca:

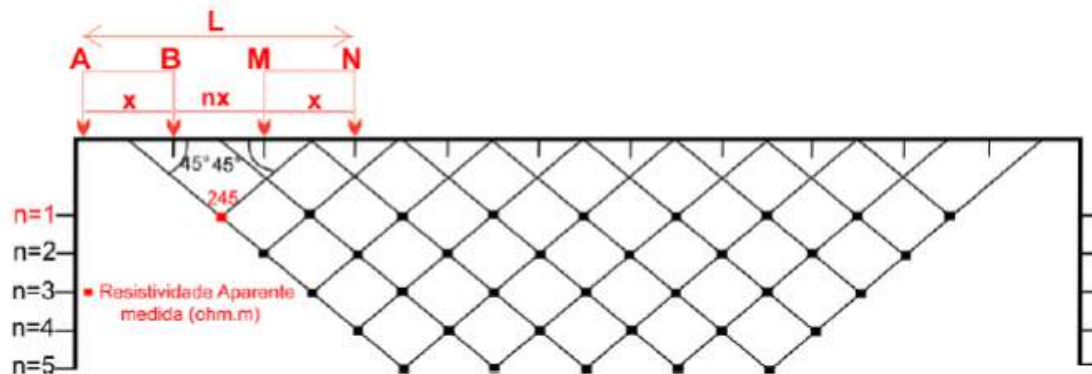
- a) As anomalias são fortemente influenciadas por irregularidades da cobertura superficial;
- b) Baixa razão sinal/ruído, sobretudo quando a separação entre os pares de dipolos é grande;
- c) Inadequada para a identificação de estruturas horizontais.

4.2.3 Processamento e interpretação dos dados

Os dados obtidos no levantamento geofísico são plotados nos seus respectivos níveis de investigação e interpolados, gerando uma seção de resistividade aparente denominada de pseudo-seção (Figura 20). Essas pseudo-seções representam visualmente o comportamento da resistividade em subsuperfície e a sua distribuição aparente (Bortolin, 2009; Hallof, 1957).

Cada linha horizontal da pseudo-seção está vinculada a um valor de nível de investigação (n), bem como, a uma profundidade teórica de investigação, a qual dará origem a uma representação qualitativa das variações verticais de resistividade aparente. Contudo, como os resultados representam uma distribuição subsuperficial das resistividades aparentes, é necessário levar em consideração que as profundidades de investigação não dependem unicamente dos sistemas de medidas, mas também, dos contrastes das resistividades das litologias presentes (Hallof, 1957).

Figura 20. Dados plotados em forma de pseudoseção.



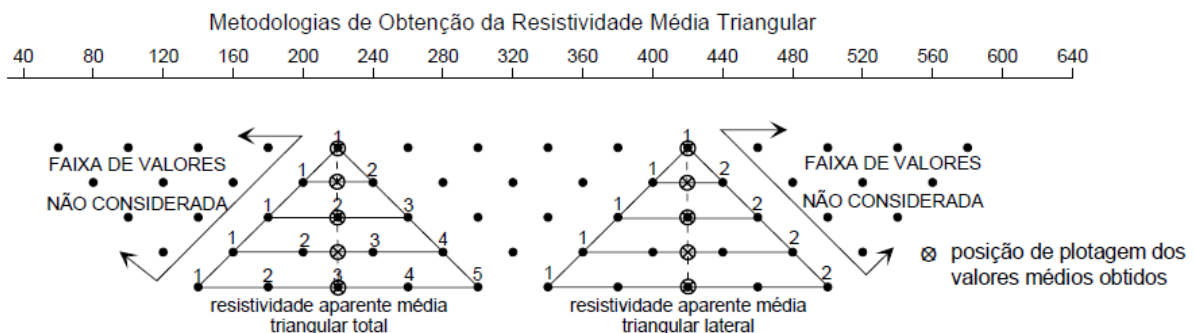
Fonte: Xavier, 2015.

As pseudo-seções do CE-dipolo-dipolo podem ser processadas por meio da inversão 2D dos dados de campo, por meio de *softwares* como: Res2Dinv – 2D e Res3Dinv – 3D *Resistivity and IP Inversios* (Geotomo Software – Malásia); RESIX-IPDIV – 2D *Resistivity and IP Forward and Inverse Modeling* (Interpex – Estado Unidos); e, DC *Resistivity 2.5D – Forward Modeling and Inversion Software* (Zond – Rússia) (Braga, 2006).

O *software* Res2Dinv determina um modelo bidimensional (2D), com base na variação de resistividade calculada para os dados obtidos no levantamento de CE em campo (Griffths & Barker, 1993).

De acordo com Braga (2006), para determinar de forma mais precisa a posição na superfície do terreno das anomalias qualitativas identificadas, as pseudo-seções podem ser filtradas, a fim de subtrair os flancos resultantes. Uma das maneiras de realizar isso é a partir do sistema de plotagem chamado de médias dos triângulos (Figura 21). Esse processo pode ser obtido de duas formas: médias triangulares totais, as quais consistem em obter as médias de todos os valores incluídos no triângulo, considerando os níveis de investigação; e, médias triangulares laterais, que determinam as médias dos valores externos do triângulo. Ambos sistemas plotam no centro do triângulo o valor médio.

Figura 21. Sistema de plotagem por médias triangulares.



Fonte: Braga, 2006.

Como as formas de contorno dependem dos valores de resistividade medidos e da geometria do arranjo, é utilizado com frequência o método de inversão dos dados. Por meio desse processo são obtidas seções de resistividade mais precisas e condizentes com a realidade (Gallas et. al., 2005).

Tendo obtido resultados satisfatórios para os modelos de resistividade aparente, é iniciada a etapa de interpretação dos dados. Essa fase consiste em apresentar as seções associando a dados externos, como: feições geológicas e estruturais, bem como, dados de sondagens, a fim de identificar porções de comportamento resistivo semelhante.

4.2.3.1 Método de inversão

Os métodos de inversão têm por finalidade gerar um modelo onde as respostas obtidas sejam representativas, da forma mais fidedigna possível, dos dados medidos em campo. Para tal, se tenta minimizar as diferenças entre os valores calculados pelo *software* e os valores obtidos no levantamento, bem como, modificar os parâmetros os quais produzem aspectos, desejados ou não, no modelo resultante.

Segundo Gallas et. al. (2005), os resultados de um processo de inversão procuram estabelecer um modelo da provável distribuição real dos valores de resistividade em subsuperfície, minimizando eventuais distorções provocadas pelos arranjos dos eletrodos nas pseudo-seções.

No método de células, utilizado por *softwares* como o Res2Dinv, os parâmetros usados são os valores de resistividade dos blocos do modelo, enquanto que os dados inseridos são os valores de resistividade aparente medidos. Tal programa se fundamenta em um método iterativo no qual, a partir de um modelo inicial, se busca encontrar um modelo aprimorado, onde os valores de resistividade aparente sejam mais próximos aos medidos em campo. (Bortolin, 2009; Ferreira, 2002; Geotomo *Software*, 2002).

Nessa pesquisa se utilizou o método de inversão logarítmico da resistividade aparente. O método referido objetiva reproduzir um conjunto finito de medidas, uma vez que, a resistividade aparente e a amplitude são apresentadas na forma logarítmica, e a irregularidade de seus espaços é reduzida quase inteiramente.

A expressão geral (7) apresentada por Pous et. al. (1987) é dada por:

$$p = p^0 + \{(A^T C_n^{-1} A) + C_m^{-1}\}^{-1} (A^T C_n^{-1} (y - g)) \quad (7)$$

O vetor que se pretende estimar é p , que equivale a $(\ln \rho_1, \dots, \ln \rho_N, \ln t_1, \dots, \ln t_{N-1})$, logaritmo natural de resistividade aparente e espessura das camadas (N). A seguinte nomenclatura é adotada para sondagens elétricas: y_i como as observações dos logaritmos naturais de resistividade aparente $\ln \rho_{ai}$ em pontos de abscissa $X_i = (AB/2)$ no ponto médio dos eletrodos de emissão. As observações teóricas de g_i são os logaritmos naturais de resistividade aparente correspondente a $g_i = \ln \rho_{ai}(x_i, p)$. C , por sua vez, diz respeito a matriz de covariância das observações.

De acordo com Pous et. al. (1987), sua aplicação em sondagens elétricas proporciona bons resultados, sobretudo, para elucidar problemas de não exclusividade de solução em razão da existência de modelos geoeletricos correspondentes. Esse tipo de abordagem favorece uma maior flexibilidade para a escolha modelo inicial, possibilitando variar os valores de C_n e C_m nas diferentes interações. Dessa forma, há uma maior probabilidade de ser encontrada uma solução satisfatória.

5 MOVIMENTOS DE MASSA

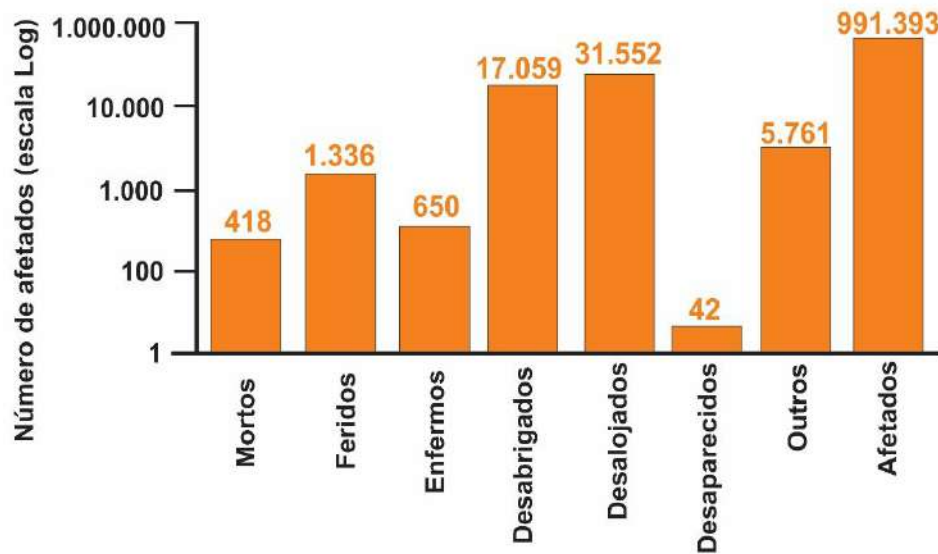
5.1 Introdução e conceito

Os movimentos de massas, também conhecidos por deslizamentos, são definidos por Terzagui (1952) como aqueles associados ao deslocamento rápido de rocha e solo em uma encosta, onde o centro de gravidade do material é deslocado para fora e para baixo. Bigarella (2003) estabelece que a influência da gravidade no deslocamento do material seja provocado por interferência direta de outros meios, ou de agentes independentes, como condições atmosféricas. Tais eventos representam um importante processo natural que influencia diretamente na evolução geomorfológica de áreas, principalmente, em regiões serranas. Segundo Tominaga (2007), o crescimento da ocupação urbana em áreas inapropriadas, sem o planejamento do uso do solo e da aplicação de técnicas de estabilização das encostas, tem aumentado a ocorrência de acidentes associados aos movimentos de massa. Em muitos casos, atingem a dimensão de desastres, como os ocorridos em Angra dos Reis no final do ano de 2009, e também, nos municípios de Petrópolis, Nova Friburgo e Teresópolis, na região serrana do estado do Rio de Janeiro, em 2011.

De acordo com Riffel et. al. (2016) e Chen & Lee (2004), ocorrências envolvendo movimento de massa e enchentes são os tipos de desastres mais recorrentes em escala mundial, tendo os movimentos de massa registros superiores aos demais desastres naturais.

No estado do Rio de Janeiro, no período de 1991 a 2012, foram registradas 153 ocorrências, abarcando 54 dos 92 municípios do estado. Nesses registros constam: 418 óbitos, 1336 feridos, 17059 desabrigados e 991393 pessoas afetadas direta ou indiretamente, insta frisar que os dados apresentados não incluem os desastres ocorridos na Região Serrana no Rio de Janeiro em 2011 (Gráfico 1; Brasil, 2013). No município de Angra dos Reis, o período de 1991 a 2016 foi marcado por cerca de 30 eventos de desastres naturais, 12 referente a movimentos de massa, 9 alagamentos, 4 inundações, 4 enxurradas e 1 vendaval (CEPED, 2013; Brasil, 2020).

Gráfico 1. Danos humanos relacionados a eventos de movimento de massa no Estado do Rio de Janeiro, entre 1991 e 2012.



Fonte: Brasil, 2013.

5.2 Classificação dos movimentos de massa

Os movimentos de massa são classificados segundo os fatores: velocidade de deslocamento, geometria e tipo de material. No entanto, Riffel et. al. (2016), destacam a complexidade de identificar os mecanismos que podem influenciar a sua deflagração.

Uma das classificações mais utilizadas é a de Varnes (1978), adotada pela *International Association for Engineering Geology and the Environment* (IAEG). Os critérios, defendidos pelo autor, levam em consideração o tipo de movimento e o material envolvido, gerando cinco tipologias principais: quedas, tombamentos, deslizamentos (divididos em translacional e rotacional), espalhamento lateral e fluxo. Um sexto grupo ainda foi criado, denominado de movimentos complexos. Essa última categoria abrange combinações entre dois ou mais dos tipos citados anteriormente.

Augusto Filho (1992) ajustou a classificação feita por Varnes (1978) aos processos ambientais brasileiros. Os critérios empregados relacionam as diferentes características dos movimentos, sua geometria e material. O autor classifica os movimentos em quatro tipos, a saber: rastejos, escorregamentos (subdivididos em planares, circulares e em cunha), quedas (rolamento de matacão e tombamento) e corridas. Nesse trabalho foi adotada a classificação de Augusto Filho (1992), cuja síntese encontra-se na Tabela 2.

Tabela 2. Principais tipos de movimento de massa em encostas.

Processos	Dinâmica, Geometria e Material
Rastejos	• Vários planos de deslocamento (interno); • Velocidade muito baixa (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade; • Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes; • Solo, depósitos, rocha alterada/fraturada; • Geometria indefinida.
Escorregamentos	• Poucos planos de deslocamento (externo); • Velocidade média (m/h) a altas (m/s); • Pequenos a grandes volumes de material; • Geometria e materiais variáveis: Planares: solo pouco espesso, solos e rochas com plano de fraqueza; Circulares: solos espessos e homogêneos e rochas muito fraturadas; Em cunha: solos e rochas com dois planos de fraqueza.
Quedas	• Sem planos de deslocamento; • Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado; • Velocidade muito alta (vários m/s); • Material rochoso; • Pequenos a médios volumes; • Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc; • Rolamento de matacão; • Tombamento.
Corridas	• Muitas superfícies de deslocamento; • Movimento semelhante ao de um líquido viscoso; • Desenvolvimento ao longo de drenagens; • Velocidade média a alta; • Mobilização de solo, rocha, detritos e água; • Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas.

Fonte: Augusto Filho, 1992.

5.2.1 Rastejo

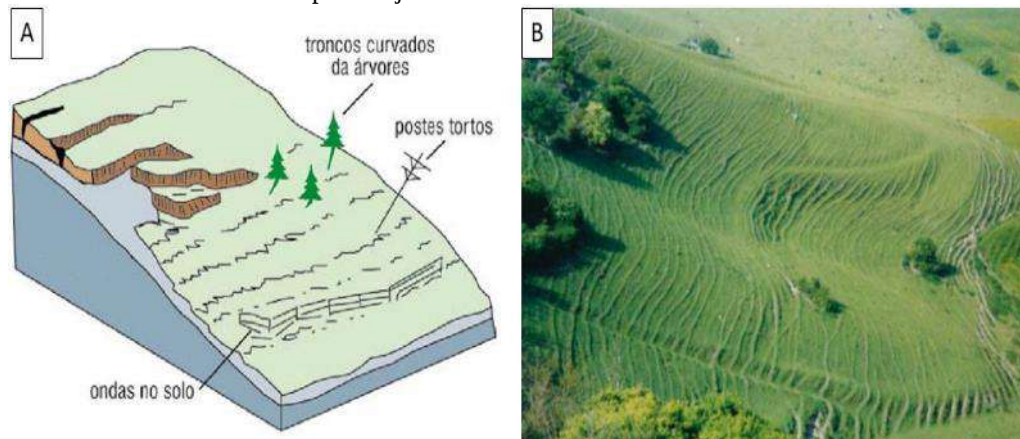
Consiste em movimentos descendentes, lentos e contínuos de material – solo ou rocha – ao longo da encosta, independente da origem, onde as partículas passam por sucessivas reacomodações em seu deslocamento vertente abaixo. Abrange, em muitos casos, grandes volumes de solo, cuja deformação é de caráter plástico e sem geometria definida, não sendo visível a diferenciação entre o material em movimento e o estacionário (Bigarella, 2003; Parizzi et. al. 2010; Tominaga et. al., 2009).

Segundo Augusto Filho (1992), esse tipo de processo pode ser identificado a partir de indícios indiretos, como “embarrigamento” ou inclinação de troncos das árvores, deslocamento de muros, postes e outras estruturas, pequenos abatimentos ou a formação de degraus nas encostas, entre outros (Figura 22).

Tominaga et. al. (2009) apontam que a causa desse tipo de movimentação é a ação da gravidade correlacionada aos efeitos das variações térmicas e de umidade no solo. Os processos

de contração e expansão sofrido pelo material, em virtude da variação de temperatura, por exemplo, podem deflagrar o movimento de massa.

Figura 22. Movimento de massa do tipo rastejo.



Legenda: A) Esquema de evento do tipo rastejo com indícios indiretos de movimentação; B) Efeitos do rastejo no Reino Unido.

Fonte: Adaptado de Highland & Bobrowsky, 2008.

5.2.2 Escorregamentos

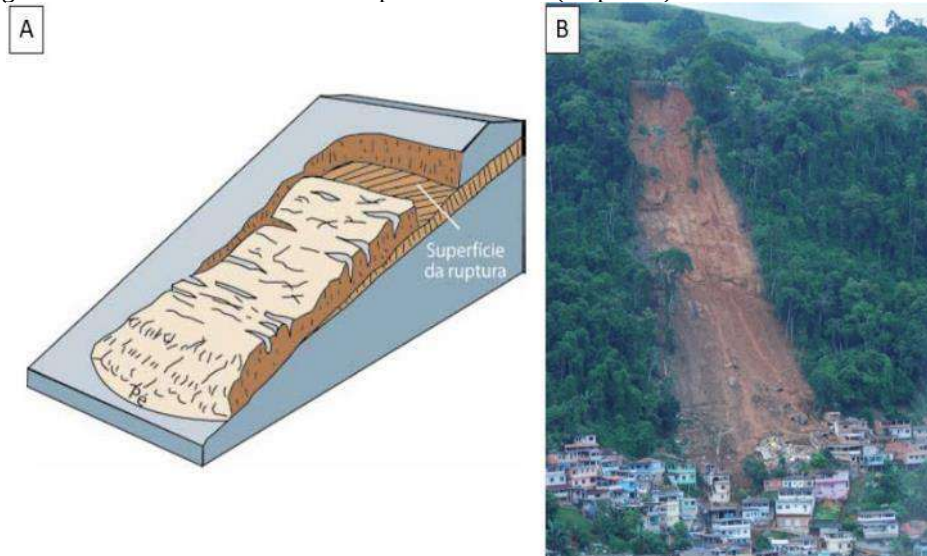
São definidos como movimentos rápidos, de duração curta, com formação de cicatrizes de limite definido, onde o centro gravitacional da massa é deslocado para baixo, ou para fora da vertente. O processo é desencadeado no momento em que a força gravitacional vence o atrito interno das partículas (Guidicini & Neible, 1984; Tominaga et. al., 2009).

Corresponde ao processo mais frequente na região da Serra do Mar, no estado do Rio de Janeiro. Dos 153 movimentos registrados no período de 1991 a 2012, 143 são relacionados a essa tipologia (Brasil, 2013; Tominaga et. al., 2009). Estes podem ser denominados como deslizamentos, quedas de barreira, ou ainda slides. Tal processo é subdividido em três categorias, a partir da sua geometria e natureza dos materiais envolvidos, conforme descrito nas seções subsequentes.

5.2.2.1 Escorregamento translacional (ou planar)

É a mais comum das três categorias. Ocorre ao longo de uma superfície plana associada a discontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas, geradas por processos geológicos, geomorfológicos ou ainda, pedológicos (Figura 23). Sua morfologia é caracterizada por planos de ruptura de profundidade rasa – normalmente entre 0,5 a 5,0 m – e maior extensão em comprimento. Podem ser verificados em encostas de baixa a alta declividade, todavia, os escorregamentos translacionais observados na Serra do Mar estão relacionados às encostas com inclinação superior a 30° (Fernandes & Amaral, 1996; Guidicini & Nieble, 1984; Santos, 2004).

Figura 23. Movimento de massa do tipo translacional (ou planar).



Legenda: A) Esquema de um escorregamento translacional, demonstrando a localização da superfície de ruptura; B) Movimento translacional ocorrido no Morro da Carioca, município de Angra dos Reis, em janeiro de 2010.

Fonte: Adaptado de Highland & Bobrowsky, 2008; Dourado & Fernandes, 2013.

Segundo Tominaga et. al. (2009), os materiais envolvidos podem ser: rocha, solo ou a mistura de ambos, dando ao processo características diferentes, tais como:

- a) Escorregamento translacional de rocha - ocorre em planos de fraqueza que correspondem a controles geológicos/estruturais, como: estratificação, xistosidade, acamamento, falhas, juntas de alívio, entre outros;
- b) Escorregamento translacional de solo - decorre em função de alguma feição estrutural do substrato, dentro do manto de alteração, com forma tabular e espessura variável;

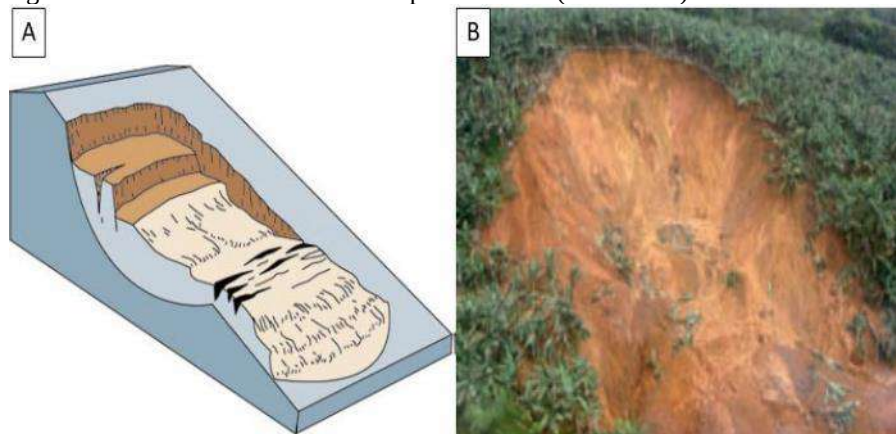
- c) Escorregamento translacional de rocha e solo - apresenta um volume de rocha significativo, cujo melhor representante é o movimento de massa de tálus/colúvio constituídos por blocos rochosos de diversos tamanhos e matriz terrosa.

Estão normalmente relacionados a períodos de intensa pluviometria, e é comum que a superfície de ruptura coincida com a interface solo-rocha. De acordo com Fernandes & Amaral (1996), a ação da água é superficial e a ruptura ocorre de forma abrupta, num curto espaço de tempo, em detrimento do rápido aumento da umidade no solo. Um exemplo disso foi o ocorrido no município de Angra dos Reis, em 2009, onde o total de chuva acumulada foi superior a 400 mm em um período de 72 h, quando a média para o mês de dezembro na região é de 225,3 mm. O número de vítimas fatais foi de 53 pessoas, com 4500 desalojados e mais de 170000 pessoas afetadas direta ou indiretamente (Dourado & Fernandes, 2013).

5.2.2.2 Escorregamento rotacional (ou circular)

Os escorregamentos rotacionais são caracterizados por uma superfície de ruptura curva, onde comumente são encontrados séries de rupturas combinadas (Figura 24). As fraturas expostas apresentam-se de forma concêntrica em plano, e côncavas em direção ao sentido do movimento, mobilizando geralmente o manto de alteração do solo (Tominaga et. al., 2009; Varnes, 1978).

Figura 24. Movimento de massa do tipo rotacional (ou circular).



Legenda: A) Esquema de um escorregamento rotacional; B) Escorregamento do tipo rotacional em Jaraguá do Sul, Santa Catarina, em dezembro de 2008

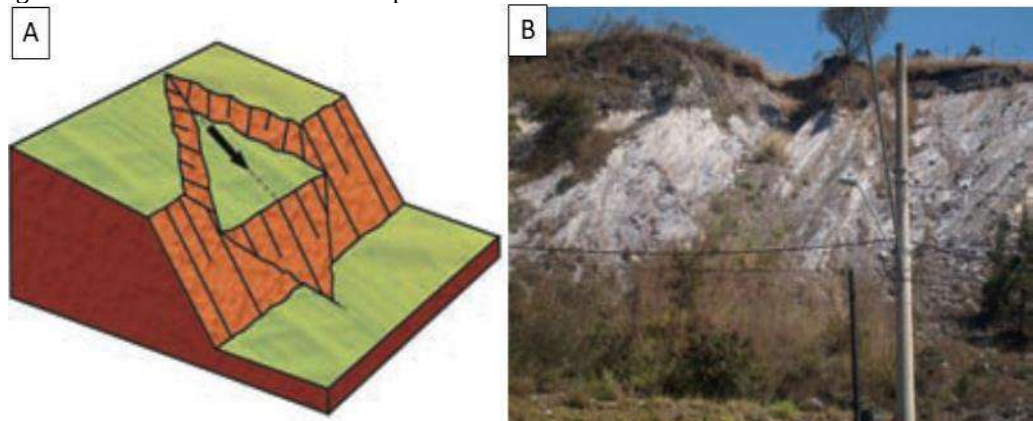
Fonte: Adaptado de Highland & Bobrowsky, 2008; Tominaga et. al., 2009.

Sua ocorrência está relacionada, majoritariamente, a pacotes espessos de solos homogêneos, também podendo ser observado em rochas sedimentares ou cristalinas com forte fraturamento. Segundo Fernandes & Amaral (1996), o movimento é muitas vezes deflagrado pela realização de cortes na base dos taludes, seja para construção civil ou outras obras de engenharia, ou ainda pela erosão fluvial no sopé da vertente.

5.2.2.3 Escorregamento em cunha

É a menos frequente das três categorias, sendo restrito às regiões com morfologia estrutural fortemente controlada. De acordo com Tominaga et. al. (2009), estão associadas a maciços rochosos com níveis de alteração variados, cuja presença de duas estruturas planares de descontinuidade, desfavoráveis a estabilidade, promovem o deslocamento do material em forma de prisma ao longo do eixo de intersecção dos planos envolvidos (Figura 25). O volume de material transportado é controlado pela orientação, espaçamento e continuidade das estruturas do maciço.

Figura 25. Movimento de massa do tipo em cunha.



Legenda: A) Esquema de escorregamento em cunha; B) Escorregamento em cunha em talude de filito alterado com quartzito da Formação Cercadinho, Belo Horizonte – Minas Gerais.

Fonte: adaptado de Tominaga et. al., 2009.

5.2.3 Quedas

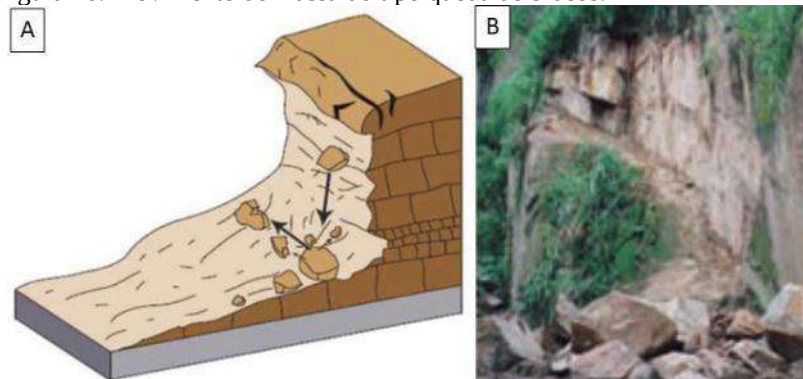
Conforme descrito por Highland & Bobrowsky (2008), a queda se inicia com a separação do material, solo ou rocha, de um talude íngreme, onde tenha ocorrido pouco ou nenhum deslocamento por cisalhamento ao longo da sua superfície. Pode ser causado por erosão regressiva, condições climáticas diferenciadas (como ciclos de congelamento e degelo), ou por atividade antrópica. Os processos mais comuns são a queda de blocos e o tombamento, caracterizados a seguir:

5.2.3.1 Queda de bloco

É um processo frequente nas escarpas da Serra do Mar, sendo estabelecido por Tominaga et. al. (2009) como, um movimento de queda livre pela ação da gravidade, sem superfície de movimentação, a partir de uma elevação (Figura 26). A queda pode, também, ser associada a movimentos posteriores como saltação, rolamento de blocos ou fragmentação por impacto com o substrato.

As causas, apontadas por Guidicini & Nieble (1984), estão relacionadas a fatores como a variação térmica do maciço, perda de sustentação dos blocos em razão de processos erosivos, alívio de tensão de gênese tectônica, vibrações, entre outros.

Figura 26. Movimento de massa do tipo queda de blocos.



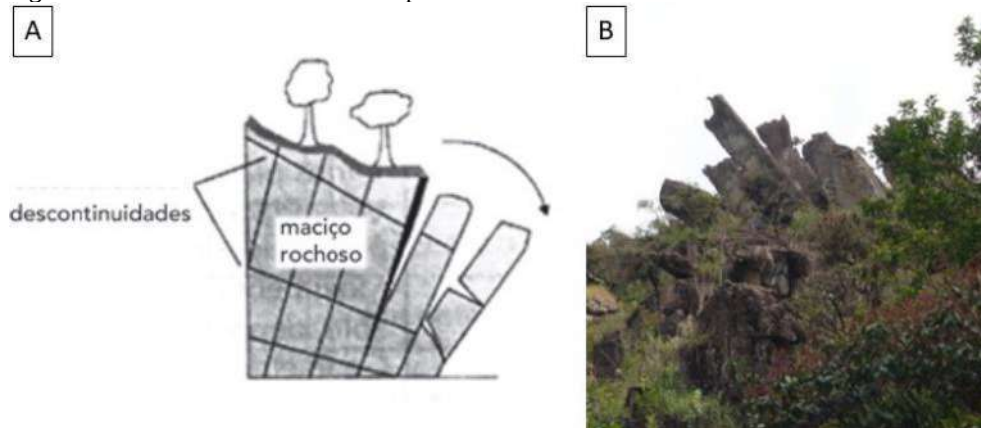
Legenda: A) Esquema do movimento de massa do tipo queda de blocos; B) Queda de blocos rochosos em Santos, SP, 1992.

Fonte: adaptado de Highland & Bobrowsky, 2008; Tominaga et. al., 2009.

5.2.3.2 Tombamento

Segundo Highland & Bobrowsky (2008), é o movimento identificado pela rotação frontal de uma massa de solo ou bloco rochoso para fora do talude, em torno de um eixo e abaixo do centro de gravidade do material transportado (Figura 27). Pode ser desencadeado pela gravidade exercida pelo material da porção superior da massa deslocada, por ação de degelo em fissuras no maciço rochoso, entre outros fatores semelhantes ao da queda de blocos.

Figura 27. Movimento de massa do tipo tombamento de bloco.



Legenda: A) Esquema do movimento de massa do tipo tombamento; B) Visão geral do tombamento de bloco na cidade de Itabirito, Minas Gerais

Fonte: adaptado de Mass Movement, 1968; Pereira, 2012.

5.2.4 Corridas

As corridas são um tipo de movimento de massa de cunho essencialmente hidrodinâmico, com escoamento extremamente rápido, provocado pela perda de atrito interno das partículas de solo. Isso se dá em razão da destruição da estrutura interna do material na presença de saturação em água. Este processo é formado a partir de um grande aporte de material (solo, rocha e conteúdo biológico) que, ao atingir a drenagem, assume caráter de elevada densidade e viscosidade. Pode atingir áreas extensas, mesmo com pouca inclinação, e as consequências são, por vezes, mais desastrosas do que as de eventos de escorregamentos (Guidicini & Nieble, 1984; Fernandes & Amaral, 1996; Highland & Bobrowsky, 2008; Lopes, 2006).

Dois exemplos de processos de corrida abordados por Highland & Bobrowsky (2008) são a corrida de detritos e fluxo de detritos vulcânicos (ou *Lahars*), conforme mostrado na Figura 28.

Figura 28. . Exemplos de movimento de massa de massa do tipo corrida.



Legenda: A) Corrida de detritos ocorrida no município de Ilhota, Santa Catarina, em 2008; B) *Lahar* causado por erupção vulcânica no Monte St. Helens, em Washington – EUA, em 1982.

Fonte: adaptado de Tominaga et. al., 2009; Highland & Bobrowsky, 2008.

5.3 Fatores condicionantes

Diversos autores argumentam acerca dos fatores que podem desencadear os movimentos de massa. Para Tominaga (2007), tais elementos estão relacionados a condicionantes geomorfológicos e geológicos do meio, bem como, aspectos hidrológicos, climáticos, biológicos e antrópicos.

Segundo Terzagui (1952), as causas podem ser divididas entre fatores internos, externos e intermediários. Os fatores internos são aqueles onde não há mudança na geometria do talude, mas a diminuição da resistência interna. É comumente associado ao crescimento do poropressão, juntamente com o decréscimo da coesão do material, além de variações no nível freático. Já os fatores externos promovem o processo inverso, ou seja, o aumento das tensões cisalhantes sem que ocorra a diminuição da resistência ao cisalhamento do material na encosta. São condições muitas vezes vinculadas ao incremento de declividade no talude por erosão ou resultante da ação humana. Enquanto que os fatores intermediários correspondem ao resultado da combinação de efeitos causados por fatores internos e externos, como a liquefação ou a erosão interna.

Guidicini & Nieble (1984) entendem que, os fatores condicionantes (ou deflagradores) correspondem, principalmente, aos elementos físicos do meio, e de forma secundária, aos do meio biótico. Para os autores supracitados, os fatores deflagradores são denominados de agentes e podem ser divididos em dois grupos, quais sejam:

- a) Agentes predisponentes: referem-se ao conjunto de condições geológicas, topográficas e ambientais, isto é, características naturais oriundas das condições intrínsecas do meio;
- b) Agentes efetivos: correspondem ao grupo de fatores responsáveis diretamente pelo movimento de massa, o que engloba também a ação antrópica. Podem ainda ser divididos em efetivos preparatórios (pluviosidade, erosão fluvial ou eólica, oscilação do nível freático, desmatamento, entre outros) ou, efetivos imediatos (chuva intensa, abalos sísmicos, intervenção humana, entre outros).

De acordo com Guimarães et. al. (2008) e Fernandes & Amaral (1996), o número elevado de registros de movimento de massa no país é referente, além das condicionantes físicas do meio, a atuação do homem nas áreas urbanas. Tal fato está relacionado ao que diz respeito a ocupações irregulares ao longo das encostas, cortes em taludes para implementação das casas e vias de acesso, descarte inapropriado de águas servidas e lixo, dentre outros aspectos relacionados à ação antrópica, e que influenciam de forma expressiva na instabilidade das encostas.

Um exemplo disso é relatado por Fernandes et. al. (1999) ao estudar a ocupação no Maciço da Tijuca, no estado do Rio de Janeiro. Dos 242 registros de escorregamentos na área, aproximadamente 50% ocorreram em favelas, áreas essas que ocupam somente 4,6% de todo o maciço.

A Tabela 3 apresenta, de forma simplificada, a ação de alguns desses fatores associados aos fenômenos geológicos ou antrópicos condicionantes para o movimento de massa.

Tabela 3. Principais fatores deflagradores de movimento de massa.

Ação	Fatores	Fenômenos geológicos/antrópicos
Aumento da sollicitação	Sobrecarga	• Peso da água da chuva, neve, granizo, etc.; • Peso da vegetação; • Construção de estruturas, aterros, entre outros;
	Remoção de massa (lateral ou da base)	• Erosão; • Escorregamentos; • Cortes;
	Sollicitação dinâmica	• Terremotos, ondas, vulcões; • Explosões, tráfego, sismos induzidos
	Pressões laterais	• Características geomecânicas do material expansivo;
Redução da resistência	Características inerentes ao material (geometria, estruturas)	• Características geomecânicas do material; • Tensões;
	Mudanças ou fatores variáveis	• Intemperismo – redução da coesão e atrito; • Elevação do nível da água.

Fonte: Varnes, 1978.

5.4 Sistemas de alerta e alarme

Sistemas de alerta têm por finalidade prever e informar à população acerca da possibilidade de ocorrência de algum tipo de desastre natural. Esses sistemas utilizam de múltiplas ferramentas para o constante monitoramento das áreas susceptíveis a desastres. De acordo com o Plano de Emergência do Estado do Rio de Janeiro – PEM/RJ (SEDCRJ, 2018), a antecipação aos desastres aumenta a capacidade de resiliência, minimizando os danos, ao passo que permite a mobilização preventiva da população em risco.

Diferentes componentes são associados a atuação de sistemas de alerta. Saito (2018) cita como exemplos o envio de mensagens de texto (*Short Message Service* - SMS), sirenes ou outros sinais sonoros, uso de modelos e radares meteorológicos, comunicação e capacitação comunitária, entre outros. Tais elementos são considerados como componentes de um sistema de alerta conforme proposto pelo Escritório das Nações Unidas para a Redução do Risco de Desastres.

Uma metodologia associada a implementação dos sistemas de alerta e alarme é a metodologia Kempers, desenvolvida em cooperação com o Departamento de Previsão da Agência de Meteorologia do Japão. Esse procedimento visa fornecer padrões de volume pluviométricos para a emissão do sinal de alerta a fim de que a população se encaminhe para o ponto de apoio mais próximo, em caso de desastre.

A técnica referida se apoia em cálculos matemáticos a partir dos dados de acumulados de chuva com o objetivo de estabelecer a *Critical Line* (CL, linha crítica). A CL de ocorrência

de desastres é definida com base em dados de desastres ocorridos de forma concentrada na região escolhida com alvo. Para tal, utilizasse o volume de precipitação até o instante do movimento de massa, ou ainda, o volume de chuva até momento sem a ocorrência de desastres (denominados de chuva realizada). A CL é marcada no limiar do risco de ocorrência do desastre.

Para que o sistema seja ativado, seguindo a deliberação da SEDCRJ (2018), fatores – ou gatilhos – foram estabelecidos com base nos eventos ocorridos nos municípios de Petrópolis e Nova Friburgo, na região serrana no estado do Rio de Janeiro. Estes gatilhos passaram por adaptações pelo CEMADEN (Centro Estadual de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais) e pelo DRM-RJ (Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro) seguindo a metodologia do Plano de Contingência Anual do Núcleo de Análise e Diagnóstico de Escorregamento (NADE). Os sinais de alerta são enviados pelo CEMANDEN às Agências Municipais de Defesa Civil, com base nos estágios apresentados na Tabela 4.

Tabela 4. Gatilhos para níveis de alerta meteorológico e de risco geológico.

Nível de alerta	Gatilho	Impactos potenciais
Vigilância	- Sem previsão de chuva. - Observação ou previsão de chuva fraca (<5mm) para as últimas ou próximas 6h; - Acumulado antecedente em 24h inferior a 50mm;	Nenhum evento precursor ou ocorrência
Observação	- Observação ou previsão de chuva moderada (<25mm) para as últimas ou próximas 4h; - Acumulado antecedente em 24h inferior a 80mm;	Movimento de massa; Hidrológico; Meteorológico
Atenção	- Sem acumulado: observação ou previsão de chuva forte (<50mm) para as últimas ou próximas 2h; - Com acumulado antecedendo em: - 24h $\geq$ 80mm; - 96h $\geq$ 100mm; - 30 dias $\geq$ 250mm; - Mais observações ou previsões de chuva moderada (>5mm) para a última ou próxima hora;	Movimento de massa; Hidrológico; Meteorológico
Alerta	Atingindo os índices críticos propostos para 1h, 24h, 96h e 30 dias;	Movimento de massa; Hidrológico; Meteorológico
Alerta máximo	- Atingindo os índices críticos propostos para 1h, 24h, 96h e 30 dias; - Registro de ocorrência.	Movimento de massa; Hidrológico; Meteorológico

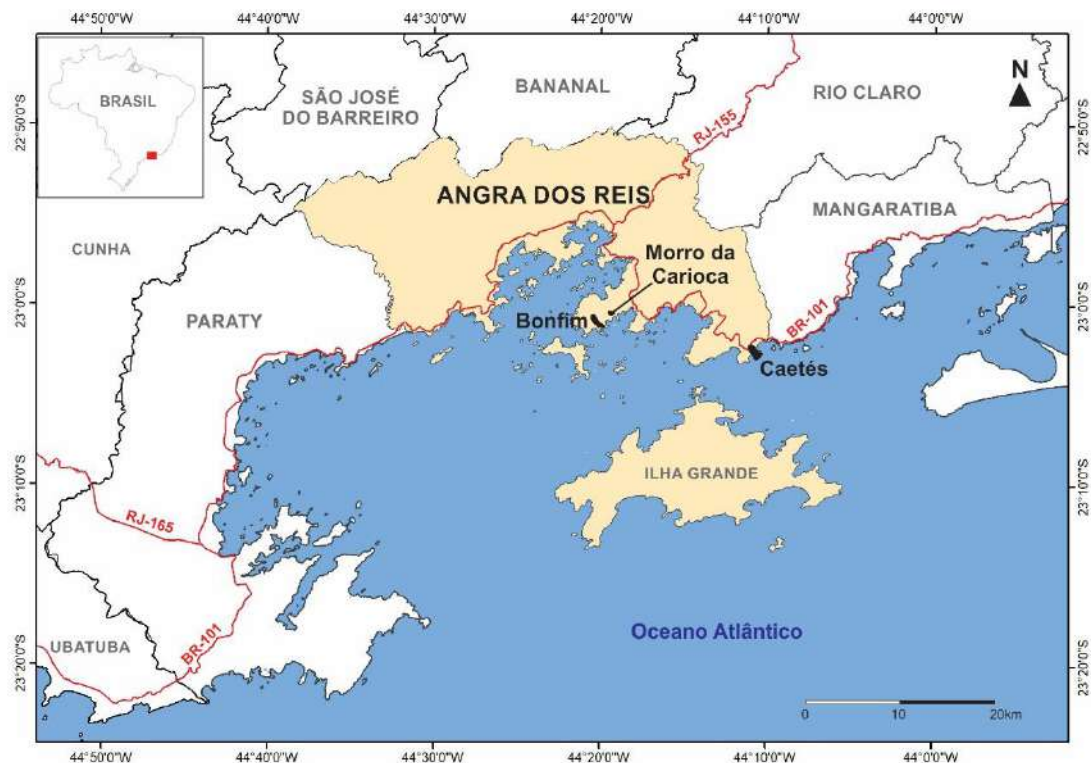
Fonte: SEDCRJ, 2018.

6 ÁREA DE ESTUDO

6.1 O município de Angra dos Reis

Considerada uma das cidades mais antigas do Brasil, Angra dos Reis está localizada no litoral sul do estado do Rio de Janeiro, na região turística denominada de Costa Verde. Possui uma área total de 819 km², sendo formada por uma porção insular com 193 km² (23% do seu território), caracterizada pelas suas 365 ilhas, e por uma faixa continental de 626 km², onde estão as áreas de estudo. É limitada, a norte, pelas cidades de Bananal, São José do Barreiro e Cunha (estado de São Paulo); a sul, pelo Oceano Atlântico; a oeste, leste e nordeste, respectivamente, pelos municípios fluminenses de Paraty, Mangaratiba e Rio Claro. O município é dividido em 6 distritos: Angra dos Reis (sede), Abraão, Jacuecanga, Mambucaba, Cunhambebe e Praia de Araçatiba. As áreas estudadas estão localizadas no Distrito de Angra dos Reis – bairros do Bonfim e do Morro da Carioca –, e no Distrito de Jacuecanga – bairro de Caetés (Figura 29).

Figura 29. . Município de Angra dos Reis e limítrofes.



Fonte: A autora, 2021, a partir de INEA, 2018.

Conforme IBGE (2020), a população do censo de 2010 era de 169.511 pessoas, com estimativa de 207.044 pessoas para 2020. A densidade demográfica é de aproximadamente 205 hab/km², com a população majoritariamente (96%) vivendo nas zonas urbanas.

6.2 Clima

O clima da região é considerado quente e úmido, sem estação seca. De acordo com Silva et. al. (2003), a temperatura média anual no período de 1982-2000 foi de 22,51°C. A média estabelecida para este mesmo período aponta o mês de julho como o de temperatura mais baixa (média de 19,88°C), e fevereiro como o de temperatura mais elevada (25,51°C).

6.2.1 Dados pluviométricos

A região da Costa Verde é conhecida por suas altas taxas pluviométricas, com regime de chuvas concentradas nos meses de verão. Ocorrem na região, em média, 158 dias chuvosos por ano, onde a média mensal apresenta valores acima de 70 mm, e anuais comumente superiores a 2000 mm, bem como chuvas extremas com total de mais de 200 mm num período de 24h (Oliveira Júnior, 2008; Salgado et. al., 2007; Silva et. al., 2018).

De acordo com Salgado et. al. (2007), no período de 1931 a 1960 as normais climatológicas calculadas pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) apresentaram valores de 2384 mm para a precipitação anual, onde os meses de dezembro a março mostraram valores totais sempre superiores a 270 mm. Para o período de 1961-1990, a normal climatológica de precipitação foi menor, no entanto, os meses de dezembro a março ainda apresentavam valores elevados, acima de 230 mm.

Nos dados da série histórica de 1979-2009, obtidos por Sobral et. al. (2018), a Costa Verde apontou a segunda maior média pluviométrica anual do estado do Rio de Janeiro, com 1912 mm, o que representou 15,48% de toda a chuva registrada no estado.

Conforme dados obtidos pelo INMET, os meses de junho a agosto apresentam uma queda significativa nas médias mensais de chuva na série histórica de 1980 a 2017 (Anexo A).

A tabela 5 apresenta um recorde desses dados, entre os anos de 2001 a 2010, onde essa mesma característica sazonal pode ser observada.

Tabela 5. Média de precipitação mensal, em mm, para a série histórica de 2001 a 2010 no município de Angra dos Reis.

Mês	Média de precipitação mensal em mm									
	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Janeiro	164	170	407	*	503	233	28	183	287	269
Fevereiro	*	187	28	148	95	163	91	197	218	220
Março	93	72	80	95	126	111	46	251	235	382
Abril	48	198	35	59	196	*	167	153	238	268
Maio	135	195	19	65	79	125	123	11	118	25
Junho	17	90	13	7	64	35	52	29	69	64
Julho	130	28	43	76	*	51	108	2	114	*
Agosto	43	49	156	18	29	63	24	120	64	44
Setembro	82	86	106	49	134	95	49	123	144	123
Outubro	126	93	258	89	307	130	205	130	23	122
Novembro	80	165	*	175	246	287	173	206	225	296
Dezembro	372	337	126	185	172	133	228	215	272	501

Nota: * dados não apresentados pelo INMET

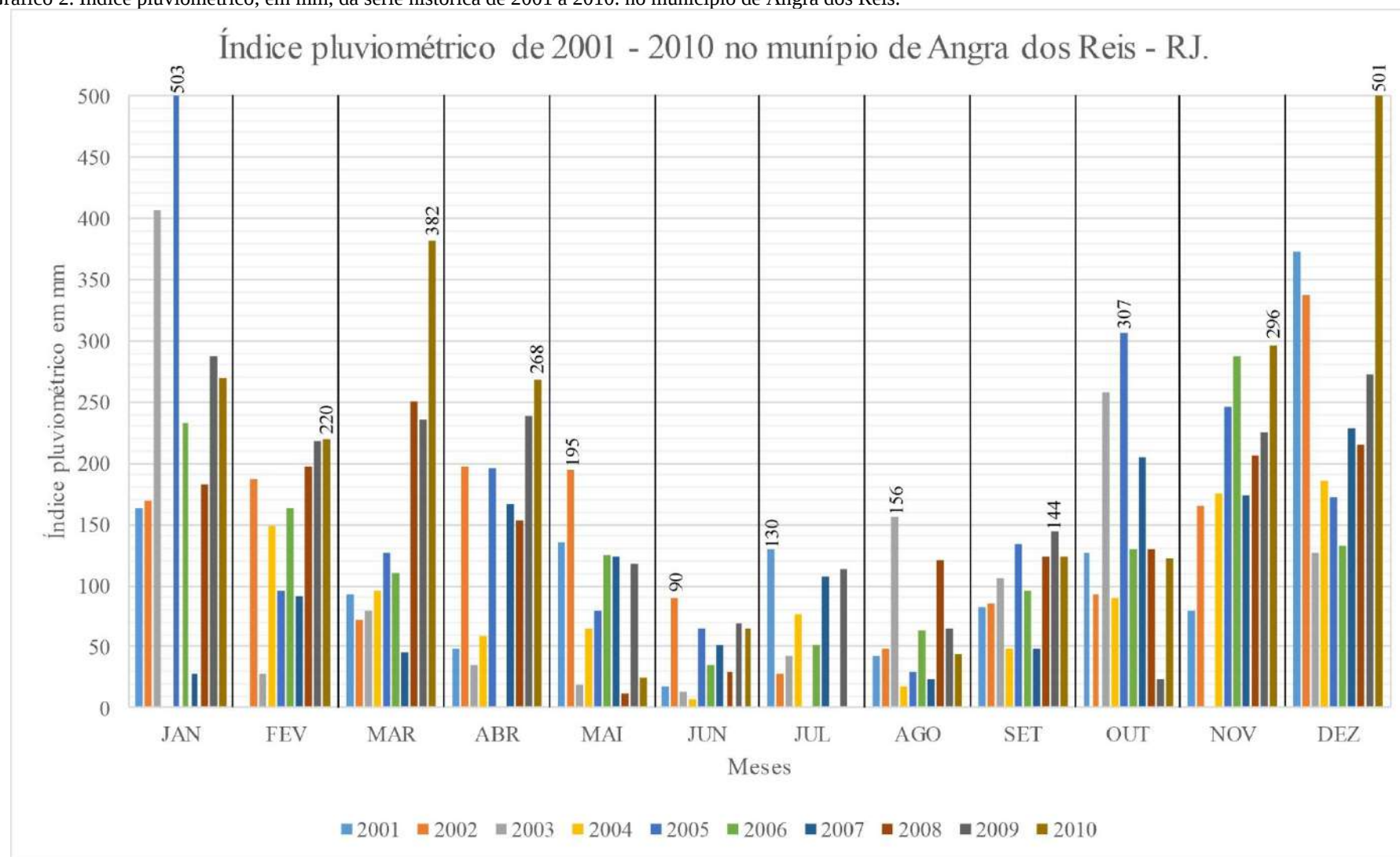
Fonte: INMET, 2020.

O gráfico 2 evidencia que os meses de janeiro e dezembro são os mais chuvosos, com valores mensais ultrapassando 500 mm em 2005 e 2010. Além disso, confirma os meses de junho a agosto como os de menores índices pluviométricos na região.

Soares et. al. (2014) apontam fatores dinâmicos e estáticos que afetam o regime pluviométrico da região, entre eles:

- a) Fatores dinâmicos: Zona de Convergência do Atlântico Sul, Complexos Convectivos de Mesoescala, frentes frias, Linhas de Instabilidade, entre outros;
- b) Fatores estáticos: posição latitudinal, localização na borda ocidental do oceano e topografia acidentada.

Gráfico 2. Índice pluviométrico, em mm, da série histórica de 2001 a 2010, no município de Angra dos Reis.



Nota: Os valores acima das colunas correspondem ao índice pluviométrico no mês, em milímetros.

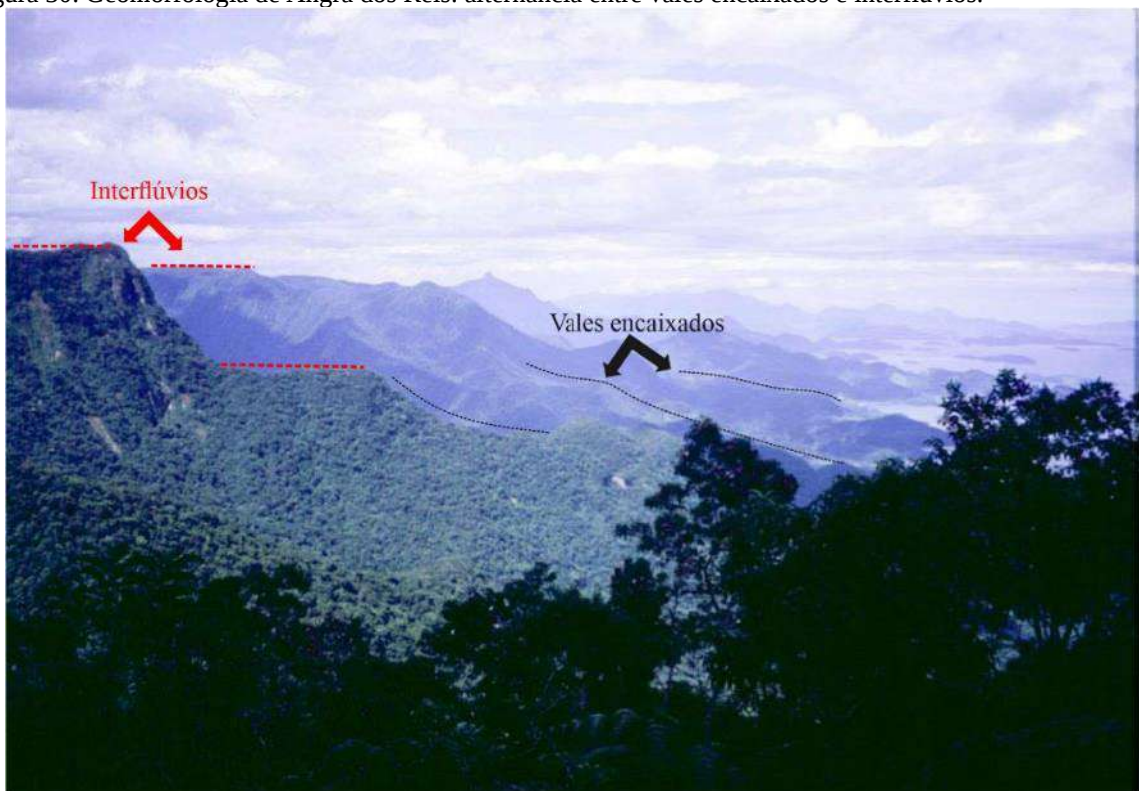
Fonte: A autora, 2021, a partir de INMET, 2020.

6.3 Geomorfologia

A região que engloba o município de Angra dos Reis possui domínio geomorfológico composto pela escarpa atlântica da Serra da Bocaina, que apresenta direção preferencial NE nas porções central e leste, e NNE na porção oeste da baía; e pelas planícies costeiras da Baía da Ilha Grande. A área é majoritariamente constituída por escarpas íngremes, 12% correspondem às planícies costeiras e 60% da faixa continental é formada por declives superiores a 30% (Eirado Silva, 2006; Francisco, 2004; Heilbron et. al., 2007).

Conforme descrito por Eirado Silva (2006), o *front* da escarpa é caracterizado por uma face íngreme voltada para o Oceano Atlântico, onde ocorre a alternância entre vales fluviais encaixados e ombreiras alongadas de interflúvios (Figura 30). O limite entre a frente da escarpa e a borda sul do Planalto da Bocaina apresenta média entre 1000 e 1100 m de altitude, onde a máxima é encontrada na porção oeste, no Pico do Frade (1592 m). Esse escarpamento mergulha diretamente sob as águas da Baía da Ilha Grande, gerando uma paisagem pontilhada de ilhas, cabos, sacos e enseadas que configuram o litoral sul fluminense de Paraty a Sepetiba.

Figura 30. Geomorfologia de Angra dos Reis: alternância entre vales encaixados e interflúvios.



Fonte: adaptado de Eirado Silva, 2006.

As baixadas litorâneas tem por particularidade um amplo domínio da dinâmica fluvial em sua porção mais distal à linha de costa, e a predominância da dinâmica marinha na região proximal à costa. Assim, as planícies costeiras da Baía da Ilha Grande (Figura 31) são formadas a partir de uma interação entre a dinâmica sedimentar fluvial, marinha e lagunar, preenchidas por sedimentos continentais e marinhos neogênicos (Eirado Silva, 2006; Heilbron et. al., 2007).

Figura 31. Geomorfologia de Angra dos Reis: planícies costeiras.

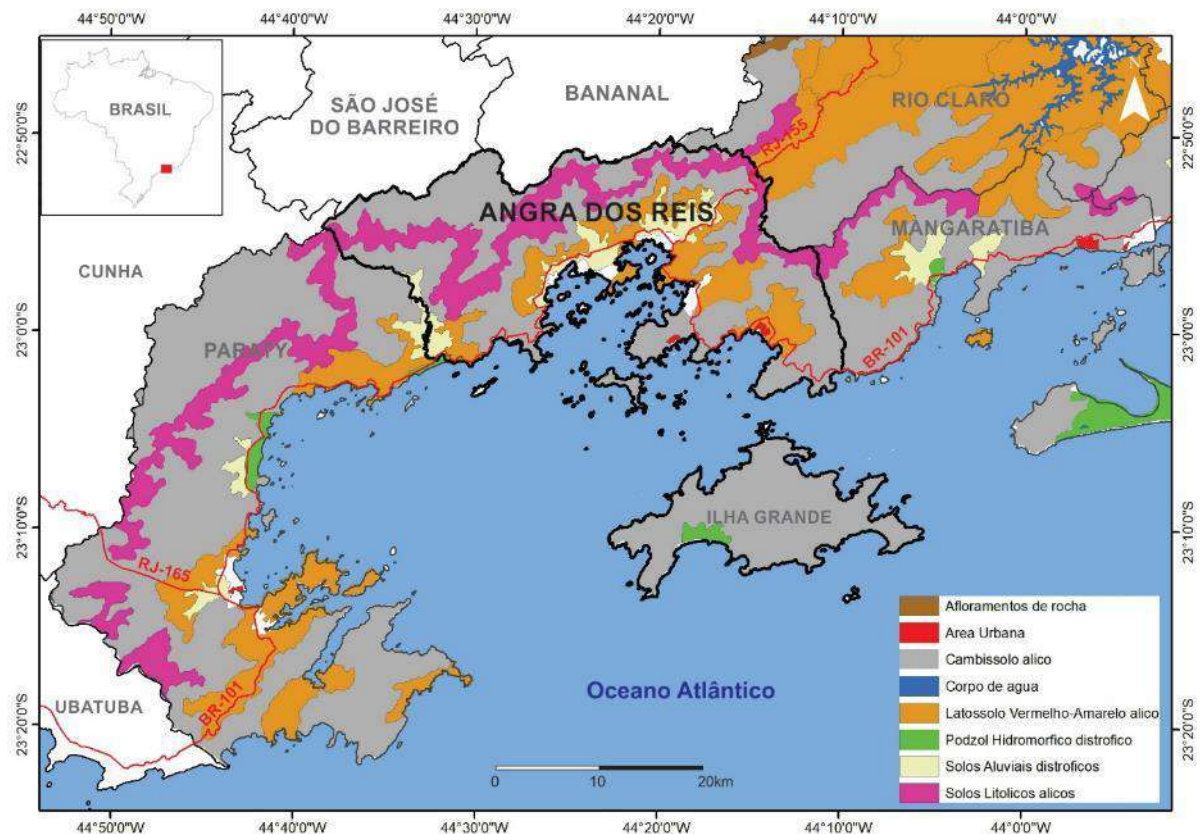


Fonte: adaptado de Eirado Silva, 2006.

6.4 Pedologia

O domínio geomorfológico de escarpas é comumente constituído por solos dos tipos cambissolo e latossolo vermelho-amarelo álico (Figura 32), de pouca espessura e bastante lixiviados, que ocorre em detrimento do clima úmido e do regime de intensa precipitação nesses locais. Além dos tipos de solos citados, também podem ser encontrados, subordinadamente, solos podzolicos vermelho-amarelo álicos e distróficos (Carvalho Filho et. al., 2000; Dantas et. al., 2000).

Figura 32. Mapa de solos da região de Angra dos Reis.



Fonte: A autora, 2021, a partir de INEA, 2018.

Os cambissolos são solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B embrionário subjacente ao horizonte A de qualquer tipologia, exceto chernozemico. São solos de características variáveis e pouco evoluídos, fortemente influenciado pelo material de origem, de pouca profundidade e elevado teor de silte (Camargo et. al., 1987; Carvalho et. al., 2000).

De acordo com os mesmos autores, em associação aos cambissolos, é comum encontrar na região latossolo vermelho-amarelo álico. Por definição, são solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer horizonte A. Diferentemente dos cambissolos, apresentam estágios avançados de intemperismo e evolução, resultante de intensas transformações no material constituinte. A classificação vermelho-amarelo se refere a horizonte Bw sem atração magnética, com cores do matiz 4YR ou mais amarelas, associadas a teores de ferro relativamente baixos. Já a característica álico está relacionada à saturação por alumínio com média igual ou superior a 50%.

Os solos do tipo podzólicos, por sua vez, compreendem solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B textural onde a coloração varia de vermelho a amarelo. São solos normalmente profundos e bem drenados, no qual a classificação varia quanto a cor e teor

de ferro. A tipologia vermelho-amarela exibe coloração mais amarelada no horizonte B e teores de ferro inferiores a 110g/kg. O caráter distrófico se refere a saturação por bases inferior a 50%.

6.5 Vegetação

Conforme os dados do Banco de Dados de Informações Ambientais (BDiA/IBGE, 2020), a floresta ombrófila compreende mais de 82% do município de Angra dos Reis (Figura 33), sendo 75% da classe de floresta ombrófila densa e os 7% restante de floresta ombrófila mista. Esse tipo de vegetação é caracterizado por mata do tipo perenifólia (Dantas et. al., 2000), ou seja, com folhas sempre verdes, dossel de até 50 m de altura, presente em regiões com elevado índice pluviométrico.

Figura 33. Mapa de vegetação do município de Angra dos Reis.



Fonte: A autora, 2021, a partir de BDiA/IBGE, 2020.

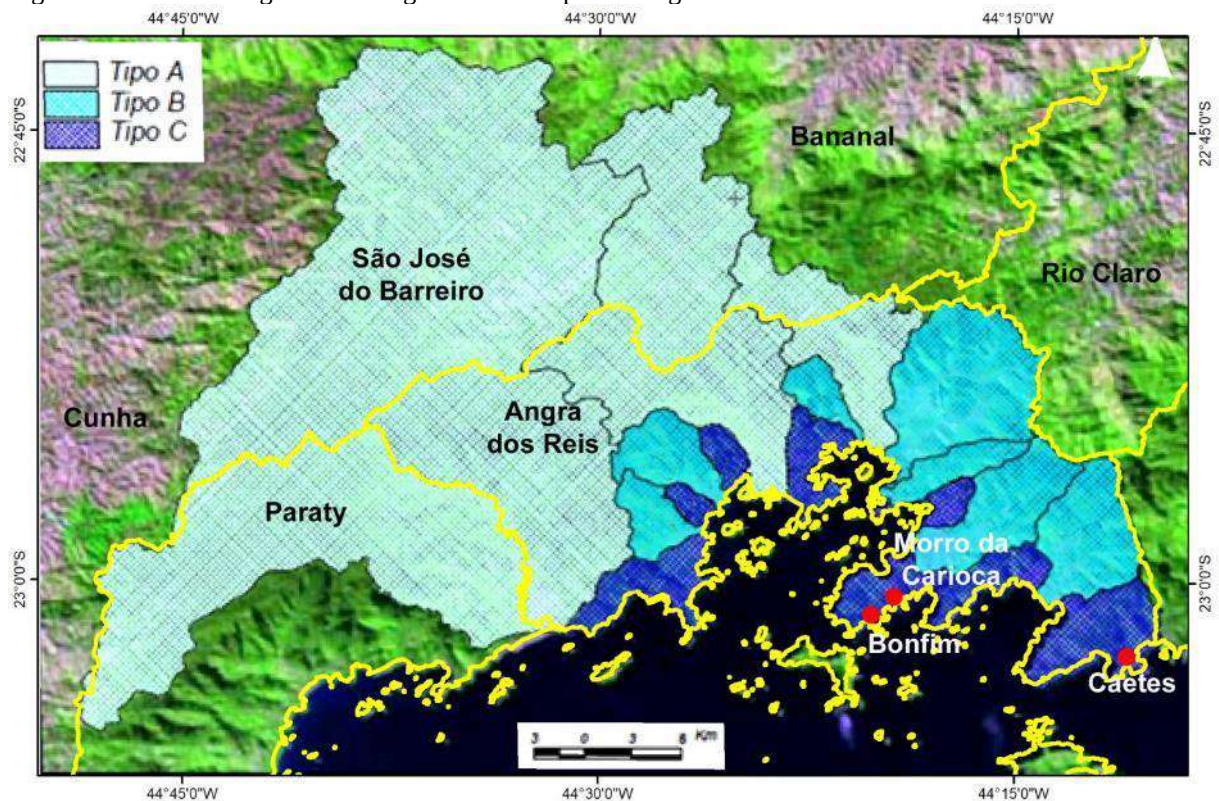
Os manguezais, por sua vez, são encontrados em apenas 1% da faixa continental, sobretudo na foz dos rios Jurumirim, Bracuí, Mambucaba, Japuíba e nas regiões próximas a Ilha Comprida (Francisco, 2004).

6.6 Hidrografia

Não há expressivas bacias hidrográficas no município de Angra dos Reis devido à proximidade do divisor de água ao litoral. No entanto, há bacias com dimensões variadas (menores que 10 km² a superiores a 60 km²) que tem a origem na Serra do Mar e no Planalto da Bocaina, desaguardo na Baía da Ilha Grande. A rede de drenagem nessa região pode ser expressa em três bacias principais, a saber: bacias dos rios Mambucaba, Paca Grande-Bracuí e Ariró, de oeste para leste (Eirado Silva, 2006; Francisco, 2004).

Francisco (2004) subdividiu as bacias hidrográficas da região do município de Angra dos Reis em três grupos, de acordo com a área correspondente (Figura 34). O primeiro grupo (tipo A) corresponde às bacias com extensão superior a 60 km², cujos rios representativos são o Mambucaba, Bracuí e Ariró. São bacias de domínio federal, alongadas e média altimétrica de 1000 m.

Figura 34. Bacias hidrográficas da região do município de Angra dos Reis.



Legenda: as linhas em amarelo correspondem aos limites municipais (continental e insular). Os círculos vermelhos indicam as áreas de estudo.

Fonte: adaptado de Francisco, 2004.

O segundo, tipo B, são as bacias de área entre 10 e 70 km², onde os rios representativos se encontram todos no território de Angra dos Reis. São eles: Jurumirim, Jacuecanga, Japuíba, Grataú, Frade, Pontal e Florestão. Apresentam forma arredondada e média altimétrica de 400 m.

As bacias hidrográficas tipo C, com bacias de área inferior a 10 km², são Leste, Centro, Usina, Belém, Gamboa do Bracuí e Ilha Comprida. Cada uma dessas bacias corresponde a um conjunto de pequenas bacias contíguas, com média altimétrica de 160 m. Todas as áreas de estudo estão localizadas em bacias hidrográficas do tipo C.

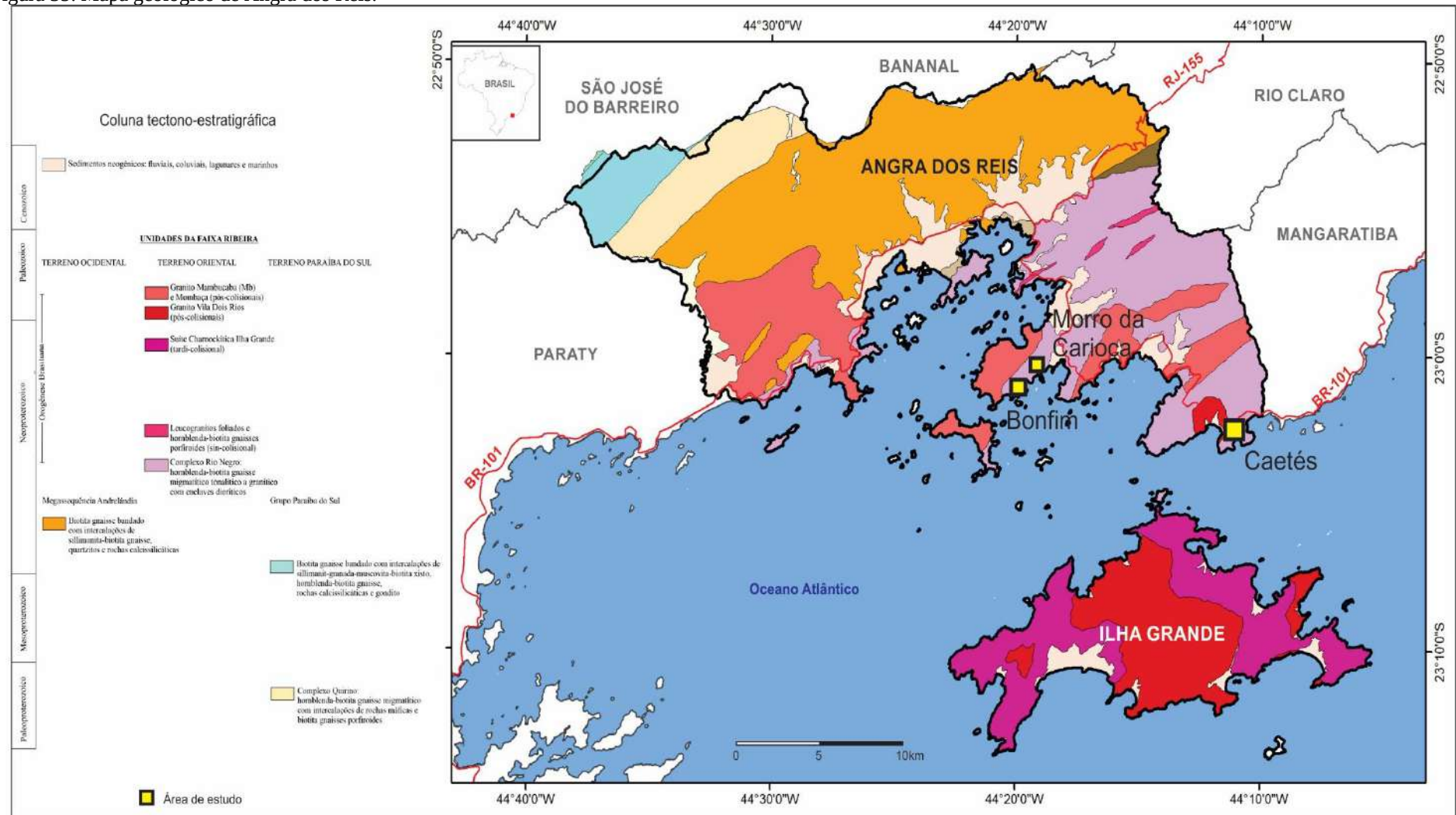
Eirado Silva (2006) ressalta o fato dos troncos dos canais possuírem direção preferencial NNW e seus principais tributários a direção NE. Esta morfologia está diretamente associada às estruturas que condicionam a dinâmica de expansão e captura das drenagens. Um exemplo disso é a bacia do Rio Mambucaba, cujos segmentos mais numerosos são orientados de forma concordante as foliações das rochas do Terreno Paraíba do Sul e do Terreno Oriental (N50-N60E). As bacias da Baía da Ribeira, por sua vez, são frequentemente orientadas na direção N60-80W, sem controle estrutural aparente. No entanto, os segmentos mais longos estão na direção N20-30E, são subconcordantes aos diques toleíticos encontrados na área.

6.7 Geologia local

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira exhibe associações litológicas, metamorfismo, magmatismo e estruturas diversas, oriundos da sua complexa história evolutiva. Dos cinco terrenos que compõem a FR, três ocorrem no município de Angra dos Reis: Paraíba do Sul, Ocidental e Oriental (Figura 35).

Na porção norte do município estão localizadas as rochas mais antigas, referentes a associações do embasamento pré-1,8 Ga. Como descrito por Eirado Silva (2006), as rochas do Complexo Quirino (Terreno Paraíba do Sul) correspondem a hornblenda-biotita gnaisses migmatítico com intercalações de rochas máficas e biotita gnaisses porfíroides. São orientados segundo a estruturação regional NE-SW da FR.

Figura 35. Mapa geológico de Angra dos Reis.



Fonte: adaptado de Heilbron et.al., 2016.

Ainda na porção norte do município, próximo à divisa com os municípios de São José do Barreiro e Cunha (estado de São Paulo), ocorrem as rochas do Grupo Paraíba do Sul (terreno homônimo), parte da cobertura supracrustal cujo posicionamento é indefinido (Eirado Silva, 2006). São representadas por biotita gnaiss bandado com intercalações de sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto, hornblenda-biotita gnaiss, rochas calcissilicáticas e gndito.

A porção central do município é caracterizada pela cobertura metassedimentar da Megassequência Andrelândia, do Terreno Ocidental. São rochas da cobertura supracrustal neoproterozoica, de composição comumente siliciclástica com paragnaisse e xisto pelítico intercalado com quartzito feldspático. Possui *fabric* milonítico e recorrente intercalação tectônica com ortogranulito do Complexo Juiz de Fora (embasamento do Terreno Ocidental) (Eirado Silva, 2006; Heilbron et. al., 2016).

Afloram também rochas do Complexo Rio Negro (Terreno Oriental) e granitoides neoproterozoicos a ordovicianos formados em diferentes momentos da Orogênese Brasileira. Esses litotipos, bem como os diques cretáceos observados em escala local, serão descritos nas seções subsequentes, uma vez que são constituintes das áreas de estudo e entorno.

6.7.1 Litologias presentes na área de estudo

Na região que engloba as áreas de estudo afloram, de forma majoritária, rochas do Complexo Rio Negro, subdivididas em dois grupos: hornblenda-biotita gnaiss porfiroblástico e hornblenda biotita gnaiss. Ademais, também são encontrados os granitos pós-colisionais (ca. 510 – 480 Ma) Vila Dois Rios e o Granito Mombaça, intrusivos ao Complexo Rio Negro, bem como, diques de rochas toleíticas associadas a tectônica mesozoica (Figura 35).

A seguir são apresentadas as características dos litotipos encontrados na área de estudo.

6.7.1.1 Complexo Rio Negro

Conforme descrito na nota explicativa do mapa geológico da folha Angra dos Reis (Heilbron et. al., 2007), esta unidade litoestratigráfica é formada por ortognaisses derivados de

rochas granitoides metamorizadas na fácies anfibolito alto, com aspecto migmatítico oriundo de anatexia local (Figura 36).

Figura 36. Ortognaisse do Complexo Rio Negro.



Legenda: amostra colhida no bairro Bonfim, Angra dos Reis – RJ.
Fonte: A autora, 2021.

É composto por hornblenda biotita gnaiss de composição quartzo-monzodiorítica a quartzo-monzonítica e hornblenda-biotita gnaiss porfiroblástico de composição granodiorítica. Segundo Fernandes (2001), os dados geoquímicos apontam que os ortognaisses do Complexo Rio Negro pertencem à série subalcalina, com tendência álcali-cálcica e amplas variações composicionais. A tabela 6 apresenta a composição modal dos dois litotipos encontrados no Complexo Rio Negro.

Tabela 6. Composição modal dos litotipos do Complexo Rio Negro.

Composição modal	Hornblenda-biotita gnaiss porfiroblástico de composição granodiorítica	Hornblenda-biotita gnaiss de composição tonalítica a quartzo diorítica
Quartzo	19 a 30%	5 a 10%
K-feldspato	13 a 26%	13 a 22%
Plagioclásio	28 a 37%	31 a 60%
Hornblenda	5 a 12%	8 a 23%
Biotita	3 a 11%	1 a 14%
Titanita	2 a 3%	1 a 5%
Opacos	Tr	Tr a 3%
Apatita	Tr	Tr a 2%
Mica branco	Tr	Tr

Fonte: Heilbron et. al., 2007.

Nos limites do município de Angra dos Reis predomina hornblenda biotita gnaiss, com enclaves e camadas de rochas intermediárias (quartzo-dioritos, dioritos) a básicas (anfibolitos e metagabros). Aflora na Ilha Grande e ao longo da Rodovia Procurador Haroldo Fernandes

(BR-101), entre as praias de Monsuaba e o Condomínio Porto Galo, e no bairro de Caetés, próximo ao município de Mangaratiba. São rochas migmatíticas, de coloração cinza escura (paleossoma), com granulometria de fina a média. Sua textura varia entre gnáissica e isotrópica, podendo ainda apresentar variações miloníticas. A foliação é incipiente, conferindo a rocha o aspecto maciço e homogêneo. Veios de aplitos formam o neossoma nesta unidade (Fernandes, 2001; Heilbron et. al., 2007).

Hornblenda biotita gnaiss porfiroblástico é encontrado em uma faixa alongada de direção NE-SW, em toda a Baía da Ilha Grande. Seus melhores exemplares estão expostos nos costões rochosos à beira mar, além dos cortes de estrada ao longo da rodovia que corta o município, concentrado, predominantemente, na porção centro-norte do município de Angra dos Reis.

É descrito como um gnaiss migmatizado com, paleossoma de coloração cinza escura, composição granodiorítica a quartzo-monzonítica, e foliação anastomosada, por vezes podendo apresentar também foliação miloníticas. Quanto à textura, pode apresentar forte xistosidade, como mais homogêneo, de textura granoblástica. O neossoma é composto por veios aplíticos de diversas gerações, indicativos de origem anatótica, ora concordantes, ora discordantes à foliação. Ocorrem, ainda, enclaves de rocha melanocrática de composição diorítica a quartzo-diorítica, com formato geralmente ovalado e tamanhos que variam da ordem de 5 cm a 5 m (Fernandes, 2001; Heilbron et. al., 2007).

6.7.1.2 Granitos pós-colisionais

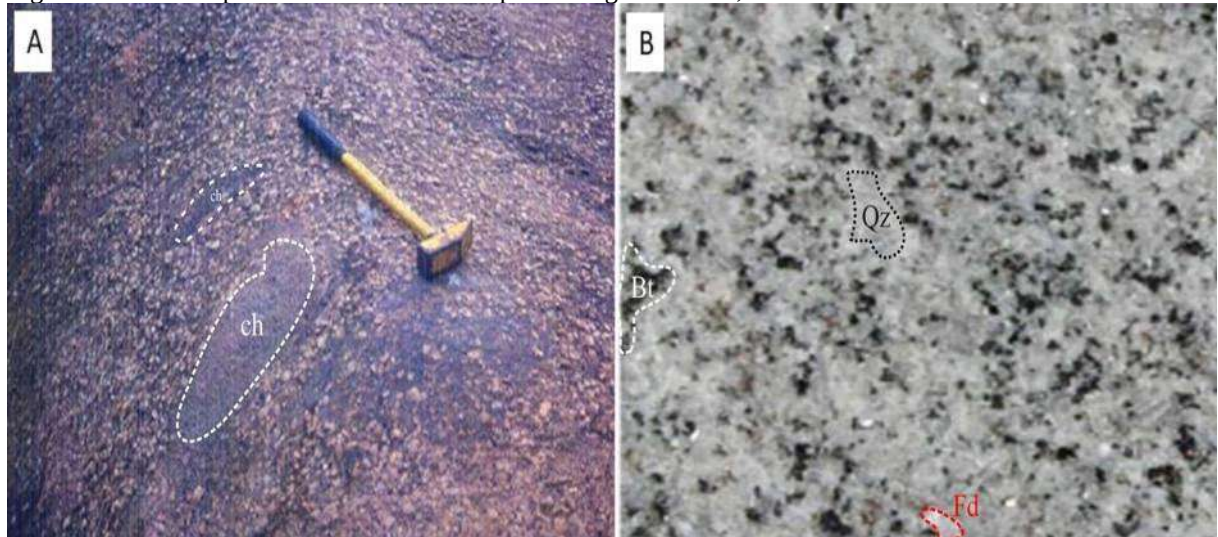
O magmatismo pós-colisional foi responsável pela geração de granitos cálcio-alcalinos, metaluminosos, predominantemente não foliados, podendo exibir foliação de fluxo paralela aos contatos. São rochas porfiríticas a equigranulares, onde comumente são encontrados enclaves de rochas máficas

O Granito Vila Dois Rios (Heilbron et. al., 2007) ou Granito Porfirítico (Fernandes, 2001) (Figura 37A), aflora na faixa continental próxima a divisa municipal de Angra dos Reis e Mangaratiba (incluindo o bairro de Caetés), intrudindo as rochas do Complexo Rio Negro, bem como na porção central da Ilha Grande, intrudindo as rochas da Suíte Charnockítica Ilha Grande. Segundo Fernandes (2001), consiste num biotita granito porfirítico, de coloração cinza clara, quando fresco, e coloração creme quando intemperizado. Pode ser dividido em três fácies:

porfirítica, granular média e granular fina. A fácies porfirítica é predominante no município, apresentando fenocristais de K-feldspato (microclina) com média de 3 cm de comprimento, dispostos numa matriz grossa, de coloração cinza claro. A fácies granular média também exhibe pórfiros de K-feldspato, com tamanho máximo de 3 cm, distribuída numa matriz fina, enquanto a fácies granular fina possui aspecto maciço e homogêneo, com grãos em torno de 2mm. As fácies equigranular média e equigranular fina o torna semelhante aos Granitos Mambucaba e Mombaça (Eirado Silva, 2006). Além disso, podem ser encontrados enclaves lenticulares de rocha fina, máfica, além de xenólitos de rochas charnockíticas.

Os Granitos Mambucaba e Mombaça podem constituir o mesmo corpo ígneo, recebendo nomes diferentes de acordo com a localização, separados pela Baía da Ribeira. Na região estudada recebe a denominação de Granito Mombaça, aflorando nas imediações da praia da Mombaça e na Ilha da Gipoia. É descrito como um biotita granito de coloração cinza claro, isotrópico, com granulometria variando de fina a média e textura hipidiomórfica inequigranular (Figura 37B). Contém titanita, hornblenda, pirita e magnetita como acessórios principais. Sua relação de contato com as rochas encaixantes são do tipo brusco e retilíneo. Veio e apófises desse granito podem ser vistos cortando o Granito Vila Dois Rios (Eirado Silva, 2006; Fernandes, 2001; Heilbron et. al., 2007).

Figura 37. Granitos pós-colisionais no Município de Angra dos Reis, RJ.



Legenda: A) Granito Vila Dois Rios com xenólitos de rochas charnockíticas (ch), em afloramento na Ilha Grande; B) Detalhe da mineralogia do Granito Mambucaba, em corte próximo a Usina Nuclear de Angra dos Reis. Qz – Quartzo; Fd – Feldspato; Bt – Biotita.

Fonte: adaptado de Heilbron et. al., 2007.

6.7.1.3 Diques de rochas toleíticas cretácicas

Na área de estudo são encontrados diques de diabásio – majoritariamente –, gabros e basaltos, classificados como rochas da série toleítica subalcalina com alto teor de TiO_2 (Guedes et. al., 2004) e que intrudem todos os litotipos da região.

Estes diques ocorrem com tamanhos e espessuras variadas, com direção predominantemente N50-55E e N60-65E, aflorando nos cortes de estradas e costões rochosos, normalmente alterados pelo intemperismo. São rochas de coloração preta, com aspecto maciço e homogêneo. A granulometria é fina com textura subofítica e também gabraica (Eirado Silva, 2006; Fernandes, 2001).

6.7.2 Geologia estrutural

Três eventos tectônicos foram responsáveis pela estruturação da porção central da FR, onde está inserida a área de estudo. O primeiro evento, denominado Dn, corresponde a formação da foliação principal. O segundo evento, Dn+1 possui de caráter dúctil. Ambos estão relacionados à tectônica Brasileira. O terceiro evento, de característica estritamente rúptil, está associado a reativação tectônica ocorrida entre o Cretáceo e o Terciário (Fernandes, 2001).

O evento Dn foi o responsável pelo desenvolvimento da foliação principal Sn (ou ainda S₁) de direção NE-SW, localmente SE e WSW, com mergulho moderado, entre 30° e 60°. Tal foliação consiste em uma xistosidade paralela ao bandamento migmatítico dos ortognaisses do Complexo Rio Negro. Quando próxima ao contato com o Terreno Ocidental, essa mesma foliação se apresenta miloníticas, onde S₂ transpõe S₁ (Eirado Silva, 2006; Fernandes, 2001).

De acordo com Fernandes (2001), o segundo evento é caracterizado pela formação de dobramentos abertos de baixa amplitude, deformando a foliação principal. Também podem ser encontradas pequenas zonas de cisalhamento subverticais, com duas direções preferenciais: NE-SW e NW-SE. O terceiro evento, por sua vez, tem por especificidade o caráter rúptil das duas estruturas, representado por extensos lineamentos, distinguidos como falhamento preenchidos por brechas com intensa silicificação. Os lineamentos que não se encontravam preenchidos por brechas foram classificados como fraturas.

Eirado Silva (2006) definiu domínios rúpteis, dentre eles, o Domínio Rúptil Ilha Grande (DRIG). Neste domínio são encontradas falhas NE subverticais nos arredores de Angra dos Reis, onde as brechas silicificadas apresentam coloração ocre alaranjada, percolada por óxidos escuros, como direção preferencial N20-60E. O Terreno Oriental possui dois sets de padrões de fraturamento: NE e NW. No entanto, a porção continental possui uma distribuição mais homogênea, com máximo de direção N35-40W. Outros padrões podem ser encontrados (N05-10W, N05-10E e N50-55E) em detrimento dos corpos graníticos não foliados dispostos na área, a semelhança do Granito Paraty.

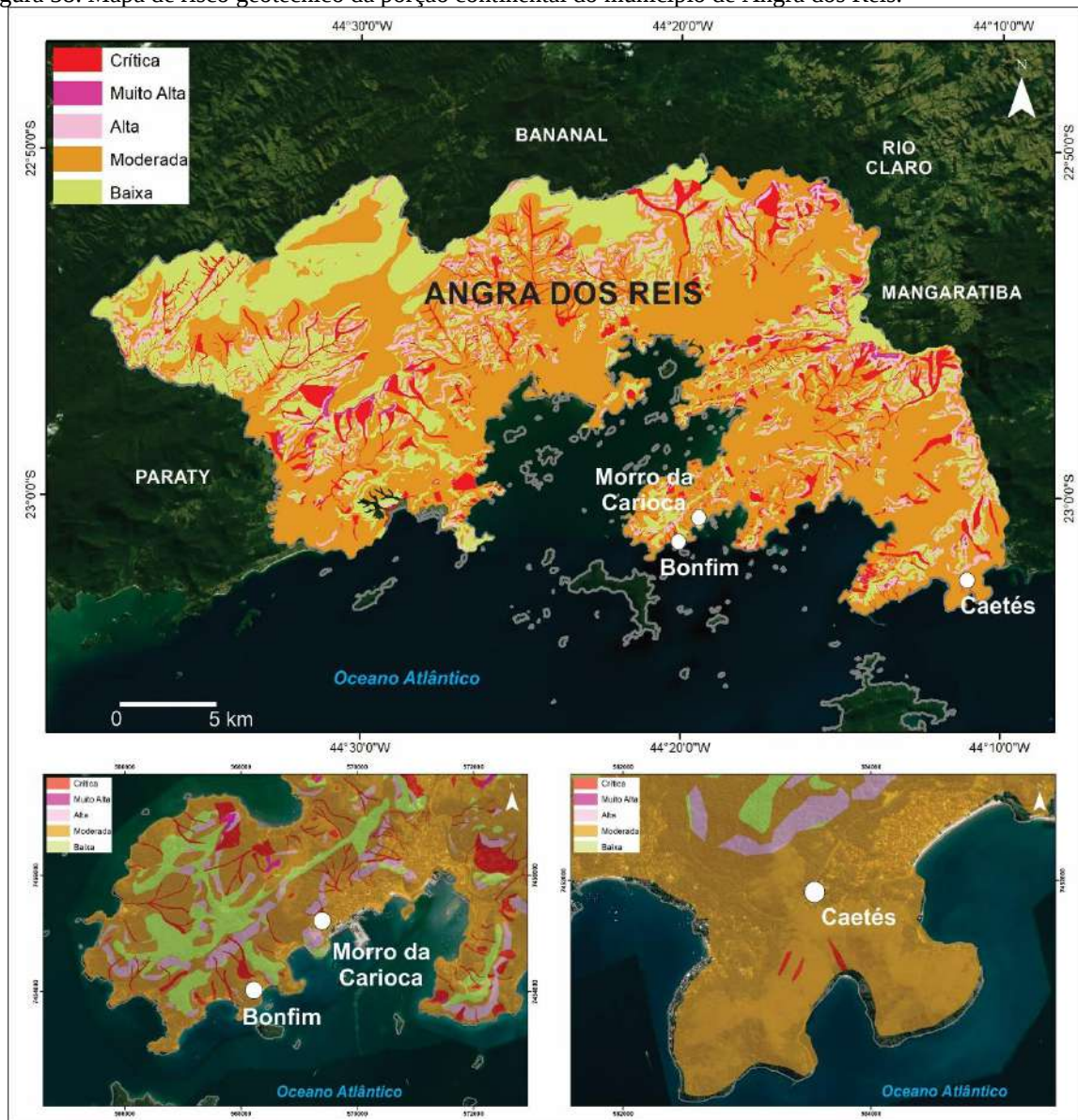
6.8 Movimentos de massa em Angra dos Reis

Segundo o mapeamento geotécnico elaborado pelo DRM-RJ (2015), o município de Angra dos Reis possui 5 (cinco) classes de risco: crítica, muito alta, alta, moderada e baixa (Figura 38). As áreas de estudo estão localizadas de risco moderado (Bonfim e Caetés) a crítica (Morro da Carioca).

A história recente do município foi marcada por duas calamidades envolvendo movimentos de massa: dezembro de 2002 e janeiro de 2010. Juntos esses eventos somaram 93 óbitos, centenas de feridos e milhares de desabrigados. Simultaneamente, acarretou inúmeros prejuízos materiais e econômicos, uma vez que ambos ocorreram em períodos de grande fluxo de turistas.

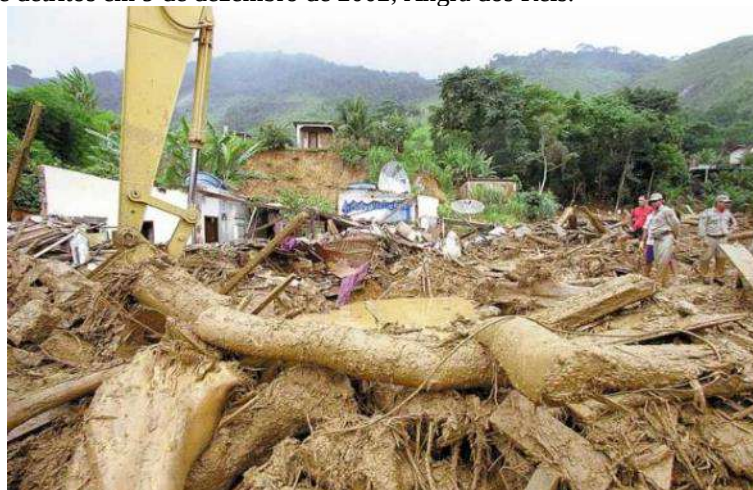
Em 9 de dezembro de 2002, o volume intenso de chuva afetou significativamente os trechos a montante da bacia do Rio Japuíba, onde estão localizados os bairros Areal, Japuíba e Belém, desencadeando uma corrida de detritos que teria movimentado aproximadamente 20 toneladas de material (solo, rocha e material vegetal, Figura 39).

Figura 38. Mapa de risco geotécnico da porção continental do município de Angra dos Reis.



Fonte: A autora, 2021, a partir de DRM-RJ, 2015.

Figura 39. Corrida de detritos em 9 de dezembro de 2002, Angra dos Reis.



Fonte: Diário Gaúcho, 2010.

Segundo a Defesa Civil de Angra dos Reis (SEPDC), o índice pluviométrico atingiu o valor de 275 mm em 24h, correspondente ao valor esperado para todo o mês de dezembro. Este desastre levou a óbito 40 pessoas, mais de 100 feridos e aproximadamente 2500 pessoas desabrigadas, bem como 70 residências destruídas e 600 interditadas (Lousada & Farias, 2010; Pocidonio & Silva, 2010).

O segundo evento é considerado pela população do município como a maior tragédia da história da cidade. Aconteceu no *réveillon* de 2009, onde foram registrados, das 15h de 30 de dezembro de 2009 às 3h30 do dia 1º de janeiro de 2010, um acumulado de 417 mm de chuva (PMAR, 2020).

Essa catástrofe pode ser dividida em dois grandes eventos principais: o movimento de massa na enseada de Bananal, Ilha Grande (Figura 40A); e no Morro da Carioca, na sede municipal (Figura 40B). O total de vítimas fatais foi de 53, sendo 32 delas em Bananal e 21 no Morro da carioca.

Figura 40. Movimentos de massa em 1º de janeiro de 2010 em Angra dos Reis.



Legenda: A) Movimento de massa ocorrido na enseada do Bananal, Ilha Grande; B) Movimento de massa no Morro da Carioca, próximo ao centro de Angra dos Reis.

Fonte: Dourado & Fernandes, 2013.

De acordo com os dados do AVADAN (Avaliação de Danos) produzido pela Prefeitura de Angra dos Reis, dos 118 bairros que compõem o município, 61 foram atingidos por algum

tipo de ocorrência, bem como diversos trechos da BR-101 ficaram interditados. O evento é descrito no relatório como sendo de intensidade IV (último no índice de avaliação) e teve como danos quantificados: 3016 pessoas entre desalojados, desabrigados e deslocados; 307 residências danificadas e 1207 destruídas; 9 km de estradas danificadas e 11 km destruídos; além de 159,3 mil m² de pavimentação de vias urbanas danificadas (PMAR, 2020).

Outro trecho que demanda especial atenção devido ao seu histórico de focos de movimentos de massa é a rodovia BR-101. Ela é a principal via de acesso ao município e, segundo o Relatório nº 3 (2018) elaborado pela SEPDC, foram identificados 58 pontos susceptíveis a movimentos de massa. É comum ter segmentos da via interrompidos em razão de quedas de blocos, como ocorrido em 6 de dezembro de 2017 (Figura 41).

Figura 41. Queda de blocos na rodovia Desembargador Haroldo Fernandes Duarte – BR 101.



Fonte: G1, 2017.

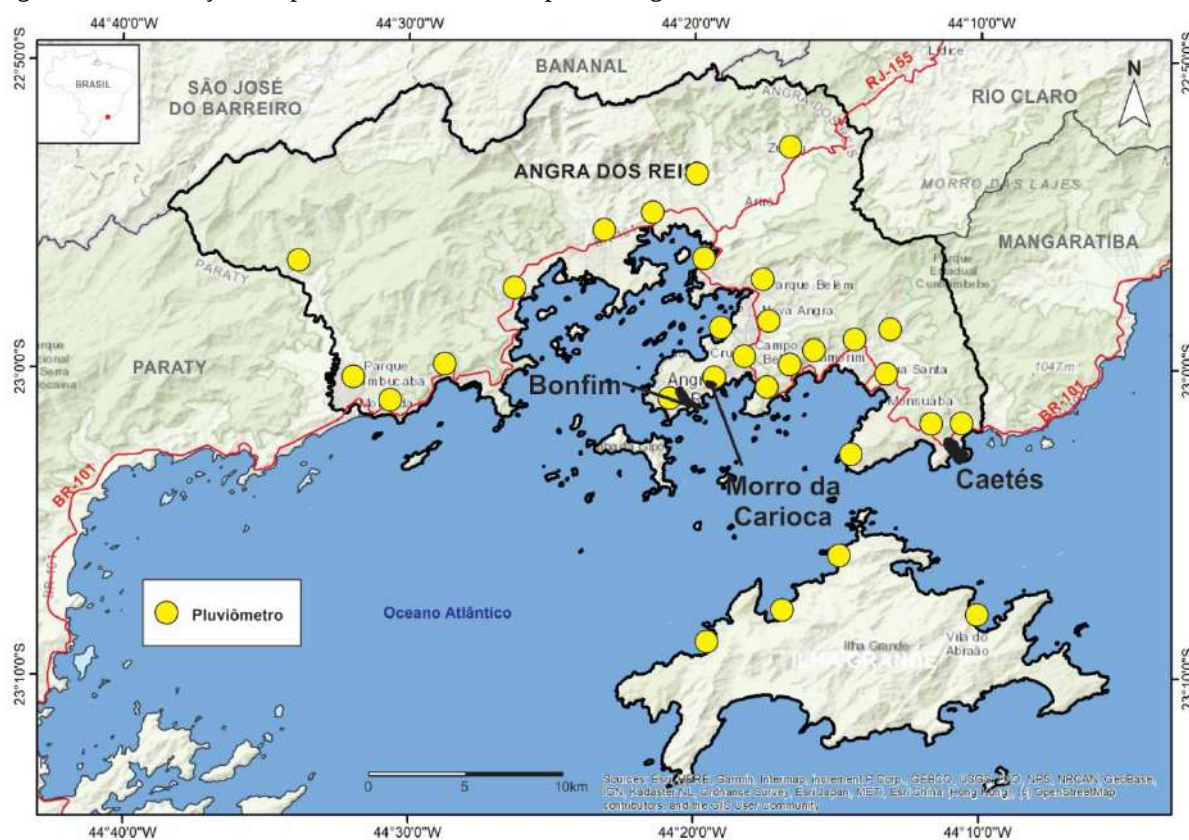
6.9 Sistema de alerta e alarme em Angra dos Reis

A Defesa Civil de Angra dos Reis faz parte de um sistema de monitoramento de informações integrado a órgãos públicos municipais, estaduais e federais, incluindo o Centro

Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais (CEMADEN/ Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação). O CEMADEN está em constante comunicação com a central de monitoramento da Defesa Civil, informando os dados de condições climáticas da região (Lousada & Farias, 2014).

A parceria entre o CEMADEN e a Defesa Civil contribuiu na implantação de 30 pluviômetros distribuídos por todo o município, a fim de monitorar as áreas consideradas de risco para desastres naturais (Figura 42).

Figura 42. Localização dos pluviômetros no município de Angra dos Reis.



Fonte: A autora, 2021, a partir de CEMADEN, 2020.

Os moradores que residem nas áreas de risco do município são orientados a cadastrar o seu número de telefone celular, por meio do envio de uma mensagem de texto com o CEP da sua residência para o número 40199. Esse cadastro tem por finalidade de agilizar a comunicação com a população, notificando caso seja identificado risco na região onde habitam. Essa notificação se dá por meio de uma mensagem de texto (SMS), que utiliza três tipos de mensagens: alerta, alarme e desmobilização, que são enviadas de acordo com a classificação do local. Novas mensagens são enviadas a partir da evolução do evento, para que o residente possa acompanhar. As mensagens são (Prefeitura de Angra dos Reis, 2020):

- a) Mensagem de alerta: primeira mensagem enviada. Antecipa a possibilidade de uma situação de perigo ou risco, onde quem recebe é aconselhado a ficar em estado de atenção;
- b) Mensagem de alarme: segunda mensagem enviada, caso o risco seja agravado. É um aviso de perigo ou risco iminente, onde é orientado que se mantenha a calma, que a rede de gás e energia sejam desligados, e o morador se dirija ao ponto de reunião pré-estabelecido;
- c) Mensagem de desmobilização: terceira mensagem enviada, caso a mensagem de alarme tenha sido emitida. Os moradores são direcionados a deixar o ponto de reunião e retornar a sua residência, uma vez reestabelecida a normalidade.

O funcionamento do sistema é repassado em reuniões do Núcleo de Defesa Civil – NUDEC nos bairros, indicando como funciona, o que deve ser feito e os pontos de apoio (ponto de reunião) para que, em caso de emergência, sejam minimizadas as falhas e os danos sofridos.

Outro aliado ao sistema de alerta e alarme é o uso de sirenes, uma vez que o sinal sonoro é eficiente na comunicação com a população instalada em área de risco, e são acionadas sempre que houver uma situação de risco elevado no local. De acordo com dados da PMAR (2020), são 20 blocos de sirenes que atendem a 26 bairros. Elas estavam desligadas desde abril de 2016, mas foram reativadas no final de 2018, através de um contrato emergencial.

6.10 Sondagens

Em 2014 a Secretaria Executiva de Proteção e Defesa Civil de Angra dos Reis (SEPDC) executou sondagens visando ao reconhecimento de aspectos geológico-geotécnicos em áreas com movimento de massa que, posteriormente, receberam tratamento do solo. As sondagens (a percussão) tiveram, como objetivo, identificar as diferentes camadas de solo.

Das áreas selecionadas para a presente pesquisa foram obtidas sondagens apenas do Morro da Carioca. Os demais locais (Bonfim e Caetés) não dispõem de sondagens. Os dados obtidos com as informações das sondagens foram integrados às informações geológicas e geofísicas obtidas nesta pesquisa e serão apresentados posteriormente.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A extensão total obtida para o método de eletrorresistividade foi de 540 m no período sazonal de seca, e 600m para o período de chuvas. Para o método de magnetometria, o total corresponde à extensão do método de eletrorresistividade em época de chuvas – 600 m. A Figura 43 exibe a localização das áreas de estudo. A tabela 7, por seu turno, representa uma síntese da localização das seções realizadas, os períodos sazonais e suas extensões. Foi integrado ao trabalho a seção de eletrorresistividade elaborada por Azevedo (2018) na Rua Onze de Julho (Bairro Morro da Carioca) em julho de 2018 (período da estiagem), com 120m de extensão.

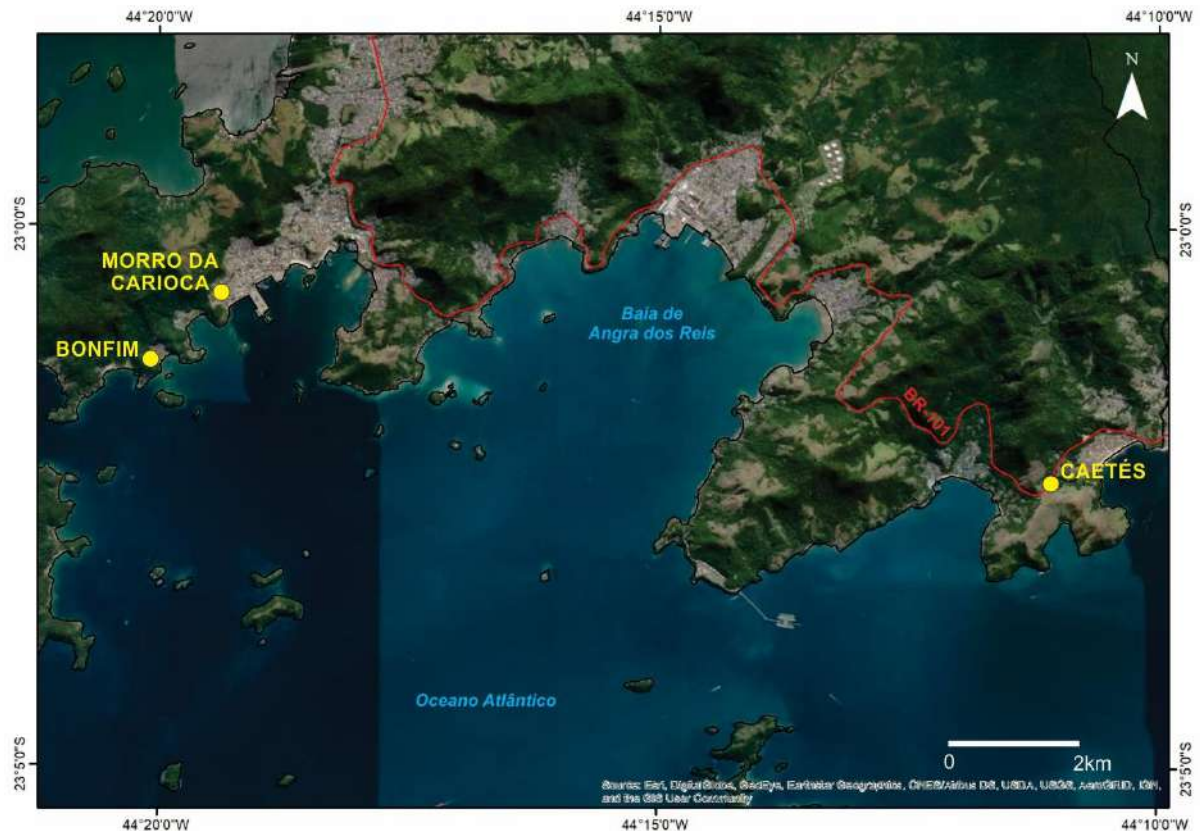
Tabela 7. Localização das seções geofísicas adquiridas, período de aquisição e extensão.

Bairro	Local	Coordenadas*		Período de aquisição	Método geofísico	Extensão (m)
		Inicial	Final			
Bonfim	Morro Bonfim	568280 / 7453946	568232 / 7454030	Julho/2019	Eletrorresistividade	120
		568257 / 7453991	588225 / 7454049	Novembro/2020	Eletrorresistividade	120
		568257 / 7453991	588225 / 7454049	Novembro/2020	Magnetometria	120
Morro da Carioca	Rua Lincoln Corrêa da Silva	569365 / 7455220	569434 / 7455301	Julho/2019	Eletrorresistividade	120
		569382 / 7455232	569439 / 7455320	Novembro/2020	Eletrorresistividade	120
		569382 / 7455232	569439 / 7455320	Novembro/2020	Magnetometria	120
	Rua Onze de Julho	569384 / 7455147	569452 / 7455222	Novembro/2020	Eletrorresistividade	120
		569384 / 7455147	569452 / 7455222	Novembro/2020	Magnetometria	120
Caetés	Av. Caetés	583587 / 7451932	583525 / 7451838	Julho/2019	Eletrorresistividade	120
	Av. Caetés	583583 / 7451922	583529 / 7451832	Novembro/2020	Eletrorresistividade	120
	Av. Caetés	583583 / 7451922	583529 / 7451832	Novembro/2020	Magnetometria	120
	BR 101	583568 / 7451981	583509 / 7451885	Novembro/2020	Eletrorresistividade	120
	BR 101	583548 / 7451953	583491 / 7451855	Julho/2019	Eletrorresistividade	120
	BR 101	583568 / 7451981	583509 / 7451885	Novembro/2020	Magnetometria	120

Nota: *Datum* horizontal WGS84, Fuso 23S.

Fonte: A autora, 2021.

Figura 43. Localização das áreas de estudo.



Legenda: área de estudo (círculo amarelo). Elaborado sobre imagem do Google
 Fonte: A autora, 2021.

7.1 Bonfim

Os dados geofísicos do bairro Bonfim são compostos por 2 aquisições de eletrorresistividade com 120m de extensão cada e períodos sazonais distintos, e 1 (um) perfil da Amplitude do Sinal Analítico, produto da magnetometria terrestre (Figura 44). As seções são perpendiculares ao movimento de massa ocorrido na área em março de 2019. No local também há um poço artesiano com surgência de água.

As seções de eletrorresistividade alcançaram profundidade máxima de 15m. O maior valor de resistividade aparente é de 32.141 ohm.m, no período de estiagem (Figura 45B), enquanto o menor valor de resistividade é visto no período de chuvas – 5,38 ohm.m (Figura 45C).

Figura 44. Localização das seções geofísicas realizadas no bairro Bonfim.



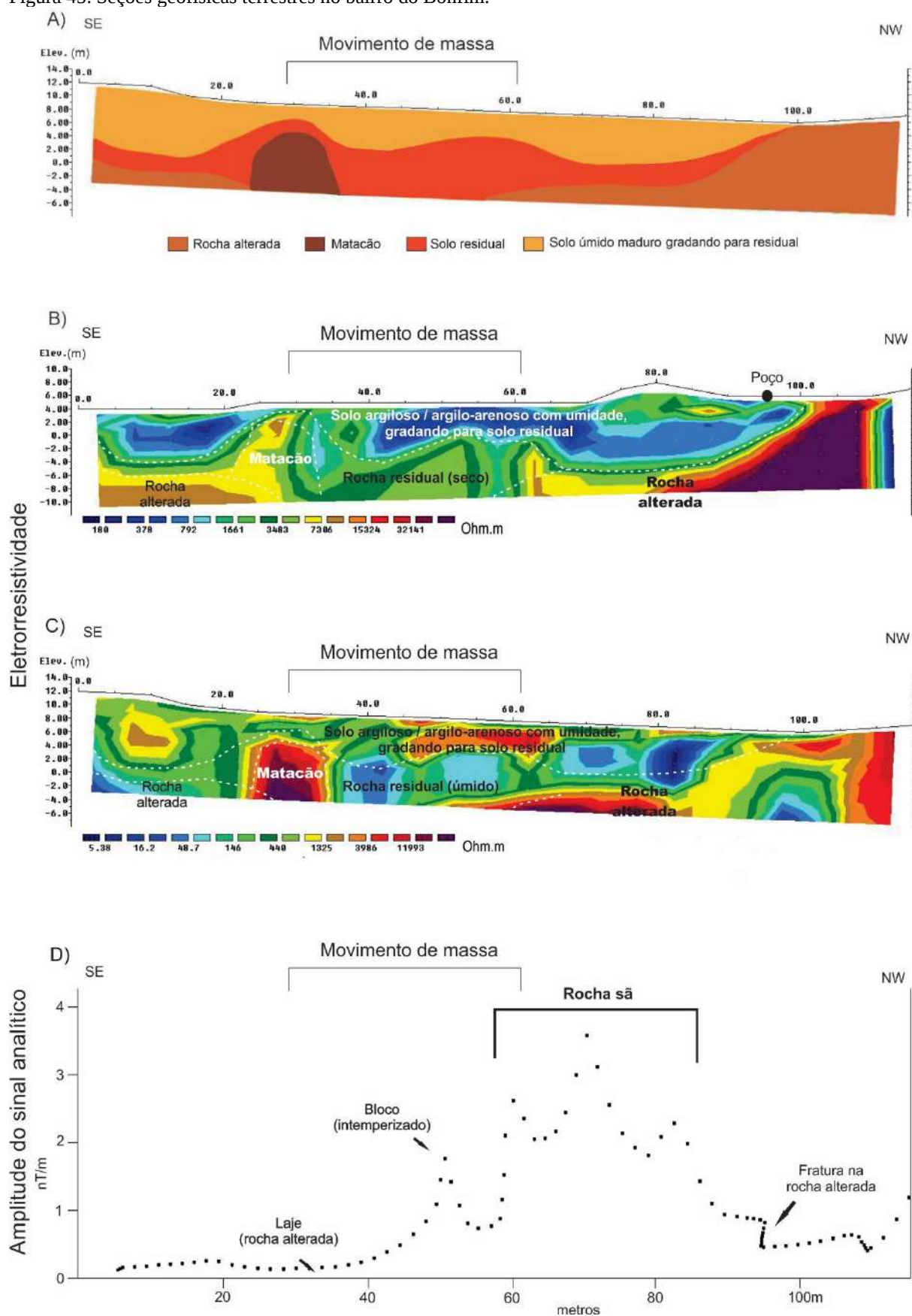
Legenda: Seção geofísica (linha tracejada branca); curva de nível (linha contínua amarela), com valor da cota em metros.

Fonte: A autora, 2021.

A partir dos valores observados foram definidas as seguintes classes: solo argiloso/argilo-arenoso, úmido, gradando para solo residual (100 – 4.000 ohm.m); solo residual (4.000 – 7.000 ohm.m); matacão e rocha alterada (7.000 – 33.000 ohm.m), diferenciando-se de acordo com as feições observadas em perfil, conforme apresentado na Figura 45A. Cabe ressaltar a presença de valores de resistividade abaixo de 100 ohm.m, acumulados em feições arredondadas a alongadas, interpretadas como zonas de acúmulo de água em subsuperfície.

A classe solo argiloso/argilo-arenoso, úmido, gradando para solo residual encontra-se desde as porções mais rasas até aproximadamente 9m de profundidade. No segmento inicial das seções de eletrorresistividade (entre 0 e 25m) e no trecho entre 40 e 100m há porções com valores de resistividade baixos, indicando presença de água nesse trecho predominantemente durante a estação seca. No período chuvoso, os trechos com valores de resistividade mais baixos são encontrados em profundidades maiores, majoritariamente na classe de solo residual, nas interfaces solo residual – rocha alterada e solo úmido – rocha alterada. Esse comportamento reafirma a característica dos movimentos de massa do tipo planares em Angra dos Reis, que ocorrem, entre outros fatores, por acúmulo de água no contato solo – rocha.

Figura 45. Seções geofísicas terrestres no bairro do Bonfim.



Legenda: A) Perfil interpretativo do subsolo; B) Perfil de eletrorresistividade em período de estiagem; C) Perfil de eletrorresistividade em período chuvoso; D) Perfil da Amplitude do Sinal Analítico

Fonte: A autora, 2021.

A rocha alterada, por seu turno, é vista na porção mais profunda do trecho inicial (0 a 25m) e a partir dos 55m até o final da aquisição elétrica, alcançando a superfície entre 90 a 100m do ponto inicial. Em ambos os perfis é possível identificar uma quebra na continuidade do comportamento de resistividade da rocha, incluindo mudanças em seus valores, a aproximadamente 80m do ponto inicial. Isso pode ser devido à presença de fraturas ou indícios de movimento de massa pretérito. O mesmo entendimento é válido para o segmento entre 30 e 60m na seção de período seco e 35 a 50m na de período chuvoso.

As classes matacão e rocha alterada apresentam valores de resistividade similares, podendo ser diferenciados em perfil com base na feição. Nas seções de eletrorresistividade, entre 20 e 35m do ponto inicial da aquisição, é observada uma forma arredondada cujo valores de resistividade aumentam à medida que se aproximam do centro. Com base nessa característica e devido à presença de blocos em superfície no local (Figura 46) foi definido como um matacão.

Figura 46. Presença de blocos e matações no local de aquisição no bairro do Bonfim.



Fonte: A autora, 2021.

Nos resultados da Amplitude do Sinal Analítico (Figuras 45D) o padrão de assinatura predominante é inferior a 1 nT/m, interpretado como rocha (laje) intemperizada. A rocha (ortogneisse do Complexo Rio Negro) possui susceptibilidade magnética (SM) média de 0.30×10^{-6} SI. Entre 95 e 105m são observados pontos de quebra abrupta na assinatura magnetométrica, entendida como presença de fraturas na rocha alterada. O poço observado em campo está localizado onde há uma fratura. Há também 3 (três) picos em segmento com valores de magnetometria mais altos (entre 50 e 90m do ponto inicial), acima de 2 nT/m, descritos como rocha sã com níveis diferenciados de material magnético.

7.2 Morro da Carioca

Os dados geofísicos do bairro Morro da Carioca são compostos por 4 (quatro) seções de eletrorresistividade com 120m de extensão cada, cujas aquisições foram realizadas em períodos sazonais distintos, e 2 (dois) perfis de Amplitude do Sinal Analítico, produto da magnetometria terrestre, coincidentes espacialmente com as seções de eletrorresistividade (Figura 47). As aquisições foram realizadas nas ruas Lincoln Corrêa da Silva e Onze de Julho. Também foi integrado ao trabalho, a fim de corroborar com as interpretações, uma seção de eletrorresistividade com 120m de extensão elaborada por Azevedo (2018) na rua Onze de Julho.

Figura 47. Mapa de localização das seções geofísicas realizadas no bairro Morro da Carioca.



Legenda: Seção geofísica (linha tracejada branca); sondagens (triângulo amarelo); curva de nível (linha contínua amarela), com valor da cota em metros.

Fonte: A autora, 2021.

Os dados litológicos das sondagens a percussão presentes no Morro da Carioca estão resumidos na tabela 8.

Tabela 8. Perfil litológico das sondagens a percussão existentes no Morro da Carioca.

Sondagem	Intervalo (m)	Perfil litológico
SP-04	0 a 1,75	Aterro
	1,75 a 1,90	Silte arenoso, de cor marrom
SP-05	0 a 3,0	Aterro
	3,0 a 7,30	Silte arenoso, de cor marrom

Fonte: Secretaria Executiva de Proteção e Defesa Civil de Angra dos Reis - SEPDC, 2014.

7.2.1 Rua Lincoln Corrêa da Silva

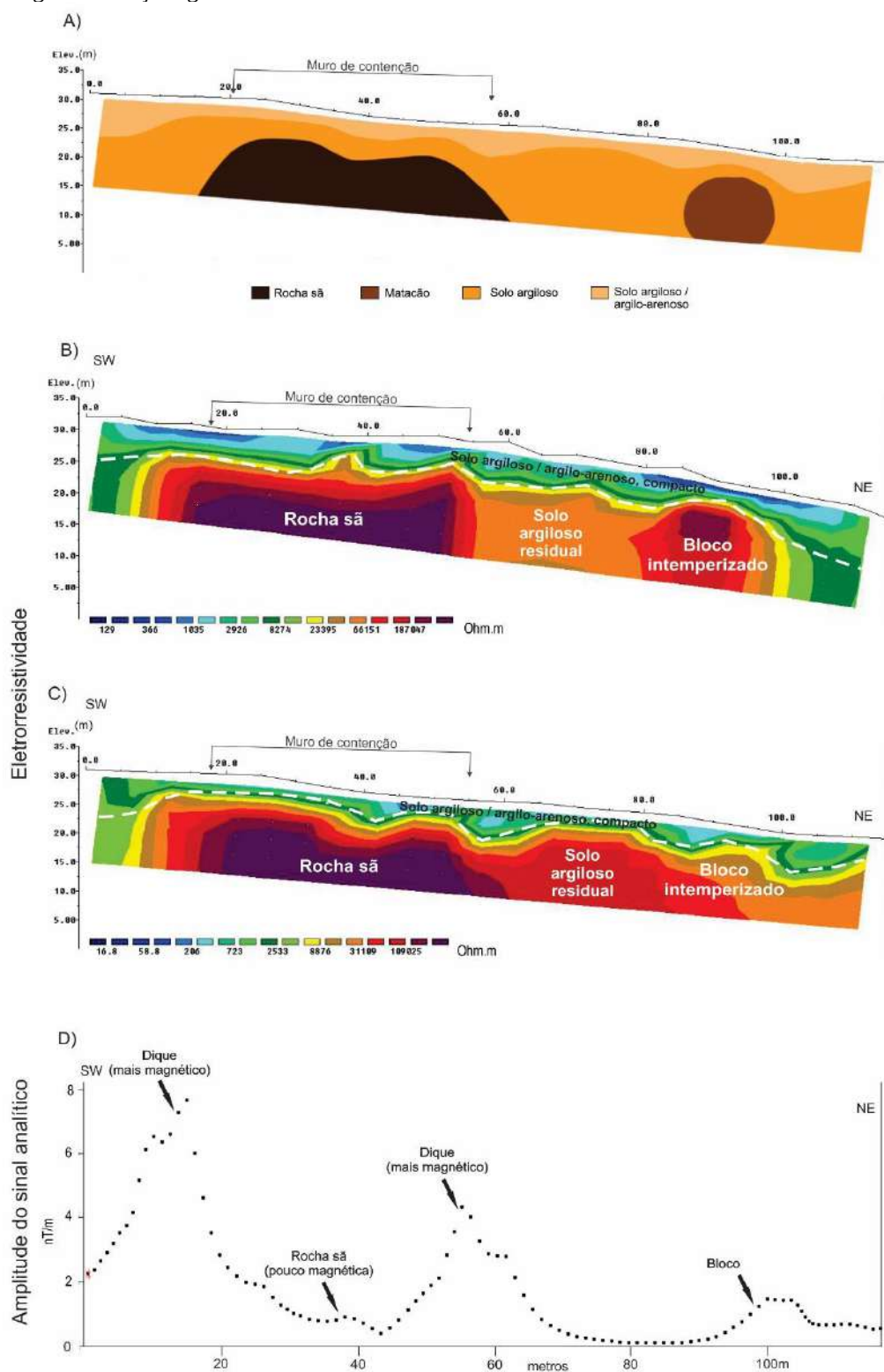
Foram realizadas duas aquisições geofísicas de eletrorresistividade na rua Lincoln Corrêa da Silva, localmente conhecida como “Curva do Piranha”, cada uma em um período sazonal. A profundidade média alcançada foi de 15m, com cota variando de 30m no início da seção e 16m em seu final. O período de estiagem apresenta os maiores valores de resistividade aparente, chegando a 187.047 ohm.m (Figura 48B). O menor valor de resistividade é visto no período de chuvas – 16,8 ohm.m (Figura 48C). Destaca-se também a presença de um muro de contenção paralelo e próximo à seção.

São observados ainda valores de resistividade abaixo de 100 ohm.m, acumulados em feições arredondadas a alongadas, interpretadas como zonas de acúmulo de água em subsuperfície. A classificação dos tipos de solo foi obtida com base em sondagem rasa realizada no local (Azevedo, 2018), e apresentada no perfil interpretativo da Figura 48A..

A classe solo argiloso/argilo-arenoso é encontrada mais próxima à superfície, com profundidade máxima de 5m. É a classe que apresenta o menor valor de resistividade, e concomitantemente, os maiores acúmulos de material com resistividade abaixo de 100 ohm.m. Tais valores foram interpretados como presença de água, que pode ser justificada nessa classe devido a maior porosidade da fração arenosa frente a argila.

No segmento entre aproximadamente 55 e 80m do ponto inicial da aquisição foi identificada a classe solo argiloso residual, com valores de resistividade mais altos e constantes nos dois levantamentos realizados. Essa classe inicia logo abaixo da classe solo argiloso/argilo-arenoso, compacto, e se estende por toda a profundidade alcançada pelo método de eletrorresistividade, encerrada entre a quebra abrupta da rocha sã e o bloco intemperizado.

Figura 48. Seções geofísicas terrestres na rua Lincoln Corrêa da Silva.



Legenda: A) Perfil interpretativo do subsolo; B) Perfil de eletrorresistividade em período de estiagem; C) Perfil de eletrorresistividade em período chuvoso; D) Perfil da Amplitude do Sinal Analítico

Fonte: A autora, 2021.

Entre 80 e 100m do início do levantamento há a indicação de um bloco de rocha intemperizada de aproximadamente 8 metros. Tal entendimento se baseia na feição arredondada cujos valores de resistividade diminuem da borda em direção ao centro, como pode ser visto na Figura 48B. Outro dado que corrobora com essa interpretação é a presença em superfície de bloco com dimensões similares, indicando a ocorrência desse material na região (Figura 49).

Figura 49. Bloco presente na rua Lincoln Corrêa da Silva.



Fonte: A autora, 2021.

Os valores mais elevados de resistividade foram classificados como rocha sã, localizado no trecho inicial (10 a 60m) e profundidade superior a 9 metros. Sua localização coincide com o muro de contenção instalado no local. Fica evidenciado, em ambas as seções, uma diminuição nos valores de resistividade próximo aos 55m, onde termina o muro de contenção.

Quanto à Amplitude do Sinal Analítico (Figura 48D), esse apresenta padrão de assinatura predominante é inferior a 2 nT/m, interpretada como a rocha sã com comportamento pouco magnético. A rocha presente na região é o ortognaisse (Complexo Rio Negro), com SM média de 0.30×10^{-6} SI. O valor da ASA aumenta no trecho localizado a 100m devido à presença do bloco intemperizado. Destacam-se dois picos entre, aproximadamente, 20 e 60m. O primeiro, com valores de magnetometria próximos a 8 nT/m, e o segundo, um pouco menor, com 5 nT/m, interpretados como diques mais magnéticos em profundidades superiores a 15 metros. Guedes et. al. (2004) caracterizou esses diques (majoritariamente de diabásio) com tamanhos e espessuras variadas, e direção predominantemente N50-55E e N60-65E. Possuem susceptibilidade magnética média de 16×10^{-6} SI.

7.2.2 Rua Onze de Julho

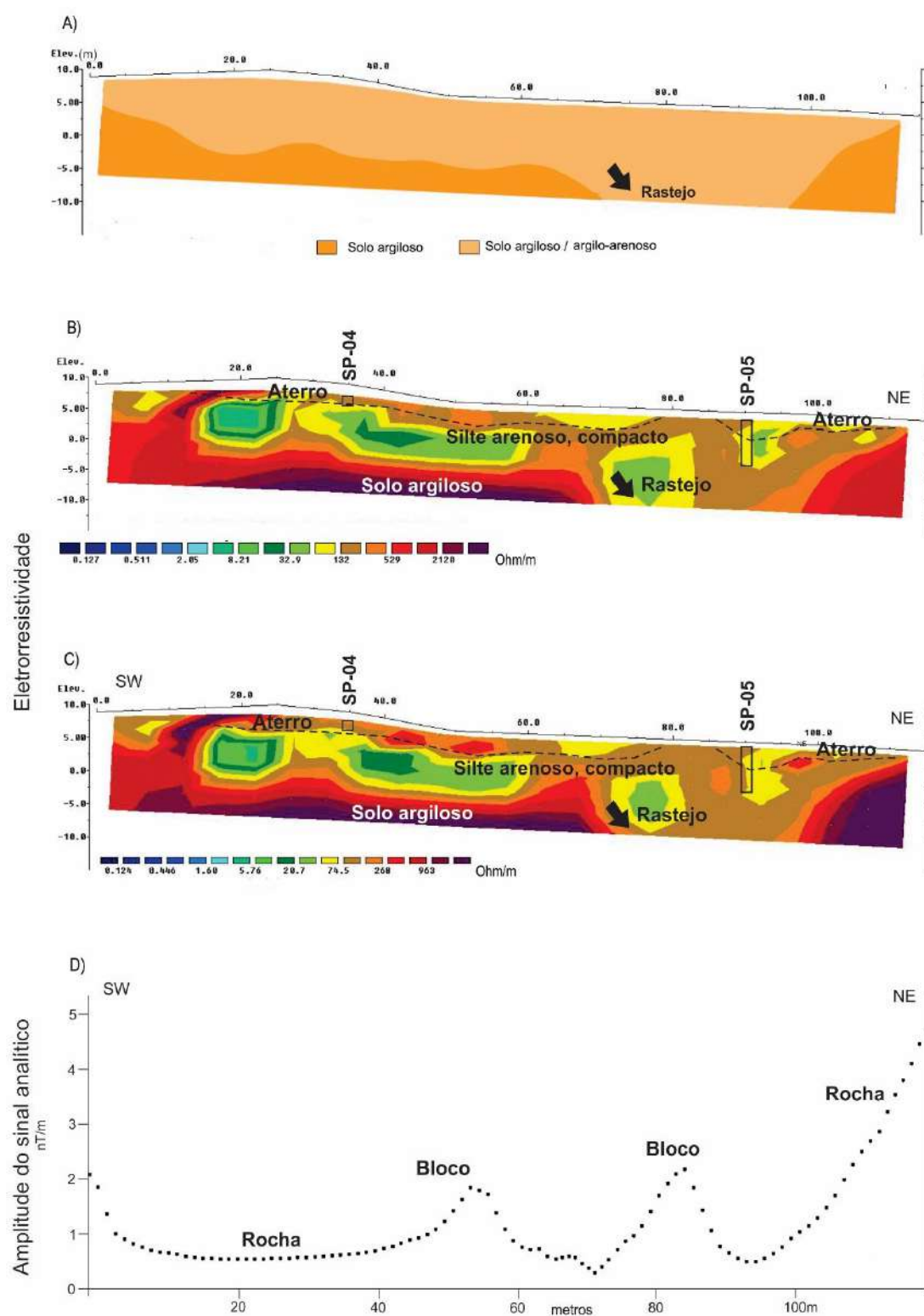
Foram realizadas aquisições geofísicas pelos métodos da eletrorresistividade e da magnetometria nos períodos de chuvas e de estiagem. A rua Onze de Julho é paralela à seção da rua Lincoln Corrêa da Silva (Figura 47). A profundidade média alcançada foi de 15m, em cota predominantemente constante. A seção de eletrorresistividade no período de estiagem (Figura 50B) foi obtida em Azevedo (2018) e exibe maiores valores de resistividade (2120 ohm.m). A época das chuvas (Figura 50C) possui o menor valor de resistividade (0,124 ohm.m). Foram utilizados os dados das sondagens PS-04 e OS-05 com a finalidade de calibrar os resultados geofísicos.

Os baixos valores de resistividade, juntamente com as características locais, permitiram a classificação em dois grupos: solo silte arenoso, com valores entre 100-900 ohm.m., e solo argiloso de 900-2200 ohm.m, mostrado no perfil interpretativo (Figura 50A).

A classe solo silte arenoso, devido a sua maior porosidade, apresenta os valores de resistividade mais baixos. Sua profundidade média é de 10m, alcançando toda a profundidade obtida pelo método no trecho entre 70 e 100m do ponto inicial da aquisição. Tal segmento apresenta indícios de movimento de massa do tipo rastejo, tipologia comum na área de acordo com relatos dos agentes da Defesa Civil municipal. Cabe ressaltar também nessa camada as feições arredondadas e alongadas com valores de resistividade abaixo de 100 ohm.m, identificadas como acúmulo de água em subsuperfície. Esse comportamento se mostrou constante, sobretudo na porção entre 20 e 80m do início da seção, em ambos os períodos sazonais.

Os valores de resistividade mais altos (900-2200 ohm.m) são característicos do solo argiloso presente na região. Encontra-se de maneira uniforme a 10m de profundidade, sendo interrompido no trecho identificado como rastejo, tornando a aparecer no segmento final da seção. Em razão da baixa porosidade, não mostra acúmulo de água, fazendo com que a mesma fique represada acima dessa camada de solo.

Figura 50. Seções geofísicas terrestres na rua Onze de Julho.



Legenda: A) Perfil interpretativo do subsolo; B) Perfil de eletrorresistividade em período de estiagem; C) Perfil de eletrorresistividade em período chuvoso; D) Perfil da Amplitude do Sinal Analítico

Fonte: A autora, 2021.

Os dados magnetométricos da Amplitude do Sinal Analítico (Figura 50D) exibem padrão de assinatura inferior a 1 nT/m, interpretada como a rocha de comportamento pouco

magnético. Dois picos nesses valores podem ser vistos entre 50-60m e 80-90m do início do perfil (2 nT/m), sendo entendidos como blocos. Tal interpretação se baseia nas características locais, onde podem ser encontrados matacões de grandes proporções (Figura 51). O segmento final é caracterizado por uma elevação abrupta nos valores magnetométricos, chegando a aproximadamente 4 nT/m, descrito como rocha de comportamento mais magnético. O valor médio de SM do ortognaisse (matacões) é de 0.30×10^{-6} SI.

Figura 51. Blocos na rua Onze de Julho.



Fonte: A autora, 2021.

7.3 Caetés

Os dados geofísicos do bairro Caetés são compostos por 2 (duas) seções de eletrorresistividade, com 120m de extensão cada, cada uma realizada em um período sazonal distinto; e 2 (dois) perfis magnetométricos, coincidentes espacialmente com as seções de eletrorresistividade. Foram escolhidas duas vias paralelas para a aquisição dos dados: a Avenida Caetés e a Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101) (Figura 52).

7.3.1 Avenida Caetés

Esta avenida possui um recente histórico de movimento de massa, causando danos aos imóveis existentes. As Figuras 53A a 53D apresentam alguns indicativos de movimento de massa.

Figura 52. Mapa de localização das seções geofísicas realizadas no bairro Caetés.



Legenda: Seção geofísica (linha tracejada branca); drenagem (linha azul).
Fonte: A autora, 2021.

Figura 53. Indicativos de movimento de massa na Avenida Caetés.



Legenda: A) Degraus de abatimento; B) muros deslocados e com rachaduras; C) rachaduras das paredes; D) rachaduras no asfalto
Fonte: A autora, 2021.

Foram realizadas duas seções geofísicas de eletrorresistividade na Av. Caetés, em períodos sazonais distintos. A profundidade média alcançada foi de 13m, com cota média de 65m e 5m de desnível ao longo da seção. O menor valor de resistividade é visto no período de estiagem – 2,67 ohm.m (Figura 54B), enquanto o período de chuvas apresenta os maiores valores de resistividade aparente, chegando a 16.817 ohm.m (Figura 54C).

A Figura 54B mostra uma quebra no comportamento resistivo no segmento entre 20 e 60m do início da aquisição. Nesse segmento foram avistados em campo indícios de movimento de massa que justificam essa feição.

Os maiores valores de resistividade no período de chuvas são justificados pelas obras de capeamento realizadas antes da segunda campanha de aquisição (Figura 55). Estas obras acarretaram uma compactação do solo residual, reduzindo a porosidade e impedindo a circulação de água.

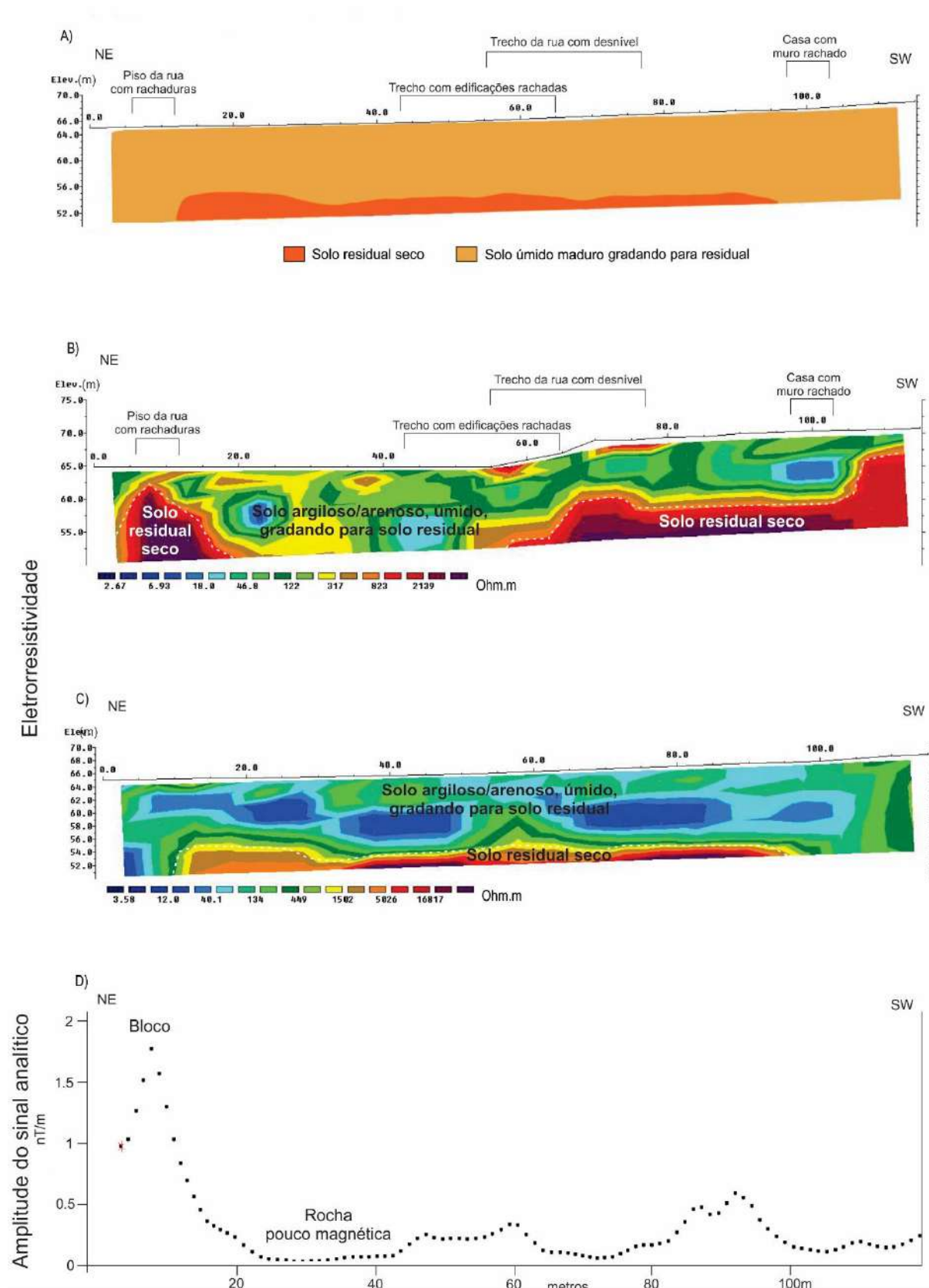
Com base nos valores obtidos foram estabelecidas duas classes: solo argiloso/arenoso, úmido, gradando para solo residual (100-1.500 ohm.m) e solo residual seco (1.500-17.000 ohm.m), conforme demonstrado no perfil interpretativo da Figura 54A. Os valores abaixo de 100 ohm.m, predominantes na aquisição no período de chuvas indicam a presença de acúmulo de umidade em subsuperfície.

A classe solo argiloso/arenoso, úmido, gradando para solo residual é caracterizada por sua grande espessura, alcançando toda a profundidade do método na Figura 54B (entre 20 e 55 m do ponto inicial) e média de 10m de profundidade na Figura B. Entretanto, o aspecto de maior relevância é o acúmulo de bolsões de umidade em subsuperfície, sobretudo no período de chuvas, sendo contínuo em toda a seção.

A classe solo residual apresenta mudanças em sua feição entre os períodos de aquisição, bem como alteração abrupta nos valores de resistividade. Esse súbito aumento, bem como a sua compactação em profundidade, são resultados da obra de capeamento realizada na Av. Caetés.

A seção da Amplitude do Sinal Analítico (Figura 54D) exhibe, majoritariamente, valores abaixo de 0.5 nT/m, interpretado como rocha subhorizontal e com pouca presença de minerais ferromagnéticos, correspondendo ao granitoide félsico e intemperizado mapeado na região (com SM média de 0.05×10^{-4} SI). A exceção é vista no início da seção, entre 5 e 10m, onde o valor é superior a 1.5 nT/m, interpretado como um bloco de rocha mais magnética (ortognaisse).

Figura 54. Seções geofísicas terrestres na Avenida Caetés.



Legenda: A) Perfil interpretativo do subsolo; B) Perfil de eletrorresistividade em período de estiagem; C) Perfil de eletrorresistividade em período chuvoso; D) Perfil da Amplitude do Sinal Analítico

Fonte: A autora, 2021.

Figura 55. Obra de capeamento na Avenida Caetés.



Fonte: A autora, 2021.

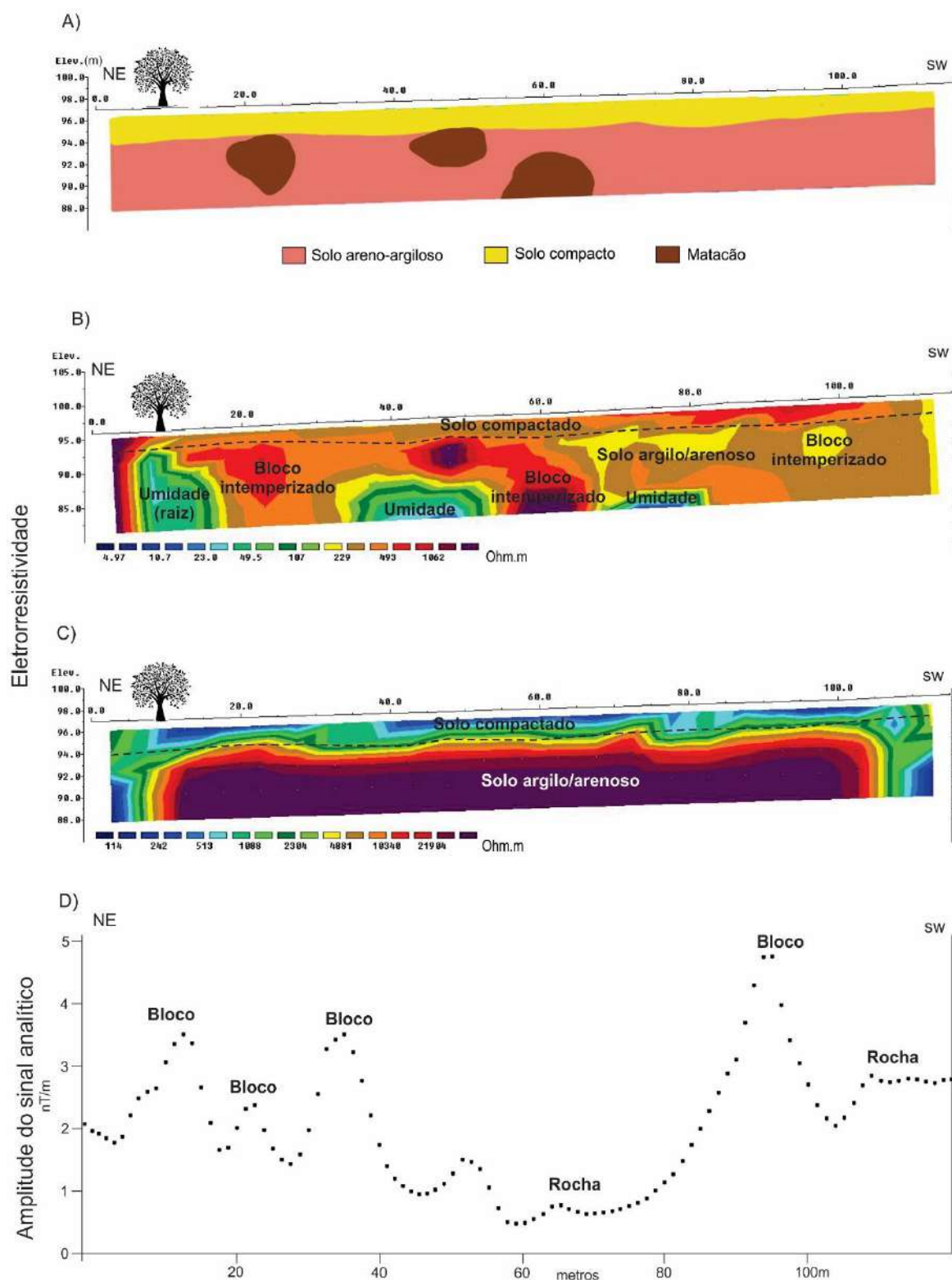
7.3.2 Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101)

Foram realizadas duas seções geofísicas de eletrorresistividade na Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101; Figura 52), cada uma em período sazonal distinto. A profundidade média alcançada foi de 10m, com cota média de 98m. O menor valor de resistividade é visto no período de estiagem – 4,97 ohm.m (Figura 56B), enquanto o período de chuvas apresenta os maiores valores de resistividade aparente (21.904 ohm.m; Figura 56C).

As classes definidas com base nos valores obtidos foram: solo argilo/arenoso, compacto, entre 100 e 1.100 ohm.m no período de estiagem, e 4.000 a 22.000 ohm.m no período de chuvas; solo compacto, com os mesmos valores da classe solo argilo/arenoso no período seco (100 a 1.100 ohm.m), e 100 a 4.000 ohm.m no período relativo a segunda campanha. Essas classes estão apresentadas no perfil interpretativo da Figura 56A. Os valores abaixo de 100 ohm.m são entendidos como acúmulos de umidade em subsuperfície.

A classe solo compacto diz respeito à camada mais superficial e pouco profunda – até 2,5m – relacionada a compactação do solo durante a construção da rodovia. A diferença de feição entre as duas camadas, solo compacto e solo argilo/arenoso, fica mais evidente no período de chuva (Figura 56C), onde ainda não houve a absorção da água pela camada argilo/arenosa, e apenas a camada mais superficial concentra a umidade.

Figura 56. Seções geofísicas terrestres na Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101).



Legenda: A) Perfil interpretativo do subsolo; B) Perfil de eletrorresistividade em período de estiagem; C) Perfil de eletrorresistividade em período chuvoso; D) Perfil da Amplitude do Sinal Analítico

Fonte: A autora, 2021.

A classe argilo/arenoso é a predominante em ambas as seções. No período de estiagem apresenta os acúmulos de umidade em zonas específicas, como entre 5 e 15m do ponto inicial.

Nesse local, em razão da presença de árvores de grande porte, o acúmulo de estende até quase a superfície em detrimento das raízes. Outros segmentos importantes de acúmulo de água nessa camada são: entre 35 e 55m, e 65 e 80m, ambos em maiores profundidades.

Ainda na classe solo argilo/arenosa podem ser vistas feições arredondadas cujo comportamento resistivo diminui das bordas para o centro. Tais feições foram classificadas como possíveis blocos altamente intemperizados.

Os valores mais resistivos no período de chuva são justificados pela influência do sistema de drenagem da rodovia, que permite a concentração de água na camada mais superficial e a percolação de forma mais lenta para as porções mais profundas.

A assinatura magnetométrica local, apontada no perfil da Amplitude do Sinal Analítico (Figura 56D), mostra um padrão de valores baixos (< 1 nT/m), interpretado como rocha. Os picos entre 10 e 40 m e 90 m do ponto inicial são interpretados como blocos de ortognaisse, com valor máximo de 5 nT/m, distribuídos em profundidades ou em dimensões diferentes.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A aplicação de métodos geofísicos terrestres mostra-se uma importante estratégia na caracterização do subsolo em áreas com histórico de movimento de massa. O método da eletrorresistividade delimitou concentrações de umidade, indicando sua profundidade, bem como maior acúmulo para cada período sazonal. Também é importante para dimensionar a profundidade do solo e sinalizar zonas de fraqueza (fratura, falha, zonas de intemperismo, entre outros), contribuindo para a Defesa Civil municipal. A tabela 9 resume as principais classes de rocha e solo e as assinaturas geofísicas pelo método da eletrorresistividade.

Tabela 9. Correlação entre as classes de solo e rocha e os valores de eletrorresistividade.

Classe	Intervalo (ohm.m)	Características
Solo argiloso/argilo-arenoso, compacto	100 – 8.000	Compactação
Solo argiloso (residual)	8.000 – 66.000	
Bloco intemperizado	66.000 – 100.000	
Rocha sã	100.000 – 190.000	
Solo argiloso/argilo-arenoso para solo residual	100 – 4.000	Sem compactação
Solo residual	4.000 – 7.000 ohm.m	
Bloco e rocha alterada	7.000 – 33.000 ohm.m	
Solo silte-arenoso, compacto	100-900 ohm.m	Aterro
Solo argiloso	900-2200 ohm.m	

Fonte: A autora, 2021.

A aquisição em períodos sazonais distintos (estiagem e chuvoso) permitem caracterizar o comportamento do subsolo sob condições hídricas diversas, especialmente no município de Angra dos Reis, que possui um histórico recente e trágico associado ao movimento/deslizamento de massa. A integração dos resultados com as informações das sondagens contribuiu para a definição de assinaturas geofísicas e a correlação dos resultados de outras seções.

Os valores de resistividade aparente refletem as ações antrópicas nas áreas de estudo. A compactação do solo por meio da abertura/capeamento de ruas contribui para o aumento da eletrorresistividade, diminuindo o espaço intragrãos (e, conseqüentemente, a porosidade) e reduzindo a percolação de água. Em áreas planas e aterradas (como na Rua Onze de Julho, no bairro Morro da Carioca), o solo argilo-arenoso mostra-se não tão compactado quando

comparado com porções mais altas no Morro da Carioca (como na Rua Lioncoln Corrêa da Silva), exibindo valores extremos em condições sazonais diferentes (900 ohm.m no período chuvoso e 2120 ohm.m na estiagem).

No bairro do Bonfim, onde não há compactação do solo, os valores de eletrorresistividade permitem diferenciar um solo argiloso/argilo-arenoso de um solo residual, em função da preservação da porosidade original dos materiais.

Importante ressaltar que o conhecimento do comportamento do subsolo para cada local corrobora para uma melhor aplicação da política pública adaptada a cada realidade. Bairros como Caetés, que apresentam características de movimento de massa ativo do tipo rastejo, mostraram importantes concentrações de umidade entre tipos de solos distintos, cabendo realçar que a obra de capeamento realizada não resolveu o problema de drenagem na área.

Característica distinta é observada no bairro Morro da Carioca, onde o acúmulo ocorre, majoritariamente, na zona de contato entre solo argiloso a argilo-arenoso e rocha. Esse comportamento justifica uma preocupação quanto ao risco geotécnico, uma vez que é visto uma expressiva espessura de solo (~5 m) sobre rocha e há histórico de movimento de massa do tipo planar, caracterizado pela movimentação volumosa e rápida do solo no contato solo-rocha.

O levantamento magnetométrico refletiu as variações composicionais (minerais) das rochas, bem como estruturas geológicas presentes na área de estudo. Nos bairros do Morro da Carioca e Bonfim ocorrem ortogneisses do Complexo Rio Negro, com presença de minerais opacos (magnetita) em até 3% na rocha. A susceptibilidade magnética (SM) nessa rocha possui valor médio de 0.30×10^{-6} SI, e os valores mais elevados da Amplitude do Sinal Analítico correspondem à presença de blocos ou rocha mais rasos. Os picos da ASA indicam a presença de corpos mais magnéticos (dique), com SM média de 16×10^{-6} SI., registrados por Guedes et. al. (2004) como rocha de tamanho e espessura variadas, e direção predominantemente N50-55E e N60-65E. A quebra do valor da ASA no perfil do Bonfim indica a presença de fratura no substrato rochoso, o que permite a percolação da água até o poço existente.

No bairro de Caetés há ocorrência de granitoide intrusivo no ortogneisse do Complexo Rio Negro. Os valores mais elevados da ASA ao longo da seção da Rodovia Procurador Haroldo Fernandes Duarte (BR 101) indicam a presença de blocos (ortogneisse) mais rasos e parcialmente intemperizados. Na seção da Avenida Caetés o predomínio de baixos valores (<0.5 nT/m) da ASA correspondem ao granitoide félsico e intemperizado mapeado na região, com SM média de 0.05×10^{-6} SI.

A integração de métodos geofísicos da eletrorresistividade e da magnetometria mostra-se adequado para a caracterização do subsolo em áreas com movimento de massa e com a presença de material (rocha, fratura, falha) ferromagnético.

Devido à importância desse tipo de estudo, recomenda-se:

- a) estender a pesquisa para os bairros adjacentes, visando a compreender a lateralidade das características do subsolo definidas nesse trabalho, refinando cada vez mais a interpretação;
- b) realizar campanhas geofísicas terrestres em outros locais do município onde não há o histórico de movimento de massa, caracterizando o subsolo.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO-NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29p.
- AUGUSTO FILHO, O. 1992. Escorregamento em encostas naturais e ocupadas: análise e controle. Apostila do curso de geologia de engenharia aplicada a problemas ambientais. São Paulo: IPT, 96-115p.
- AZEVEDO, J. C. S. 2018. Caracterização de subsolo por método geofísico em áreas com histórico de movimento de massa no município de Angra dos Reis, RJ. Trabalho de conclusão de curso (Graduação). Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ). Seropédica, RJ.
- BDiA, 2020. Banco de Dados de Informações Ambientais. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. <<https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/consulta/vegetacao>>. Acessado em 21/03/2020
- BIGARELLA, J.J. 2003. Estruturas e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC, Florianópolis.
- BORTOLIN, J. R. M. 2009. Monitoramento temporal da pluma de contaminação no aterro de resíduos urbanos de Rio Claro (SP) por meio do método geofísico da eletrorresistividade. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP). Rio Claro - SP, 153p.
- BRAGA, A. C. O. 2006. Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática. Tese de Livre-docente. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP). Rio Claro - SP, 123p.
- BRASIL. 2013. Ministério da Integração Nacional. Secretaria Nacional de Defesa Civil. Banco de dados e registros de desastres: sistema integrado de informações sobre desastres – S2ID. In: CEPED - CENTRO UNIVERSITÁRIO DE ESTUDOS E PESQUISAS SOBRE DESASTRES. Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010: volume Rio de Janeiro. Relatórios Técnicos, p. 121.
- CAMARGO, M.N; KLAMT, E; KAUFFMAN, J.H. 1987. Sistema brasileiro de classificação de solos. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v. 12, nº. 1, p. 11-33, jan./abr.
- CAMPOS NETO, M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano Pan African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A, CAMPOS, D.A. (Eds) Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 335-365p.
- CARVALHO FILHO, A., LUMBRERAS, J. F. & SANTOS, R. D. 2000. Estudo geoambiental do estado do Rio de Janeiro: os solos do estado do Rio de Janeiro. Programa Levantamentos Geológicos Básicos Do Brasil - CPRM, , p. 75.

CEPED/UFSC. 2013. Atlas brasileiro de desastres naturais: 1991 a 2012. Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. Florianópolis, 2, 120p.

DANTAS, M. E., SHINZATO, E., MEDINA, A. I. M., SILVA, C. R., PIMENTEL, J., LUMBRERAS, J. F., CALDERANO, S. B. 2000 Estudo geoambiental do estado do Rio de Janeiro: diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro. Programa Levantamentos Geológicos Básicos Do Brasil - CPRM, p. 75.

DRM-RJ. Departamento de Recursos Minerais. Cartografia Geotécnica de Aptidão Urbana, 1:10.000 de Angra dos Reis a “CGU do DRM” – Junho/2015.

DIÁRIO GAÚCHO. 2010.

<<http://diariogaucho.clicrbs.com.br/rs/noticia/2010/01/deslizamentos-provocaram-a-morte-de-quase-40-pessoas-em-angra-em-2002-2765823.html>>. Acessado em 25/03/2020.

DOURADO, F. & FERNANDES, N.F. 2013. Os escorregamentos da Enseada do Bananal e do Morro da Carioca em Angra dos Reis na Baía da Ilha Grande. Integração Homem – Meio nas Zonas Costeiras Brasil/Portugal, 137-146p.

EIRADO SILVA, L. G. A. 2006. A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil. 2006. 273 f. Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ.

EIRADO SILVA, L.G., HEILBRON, M., ALMEIDA, J.C.H. 2006. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 36, 426-436p.

FERNADES, A.J. 1991. As unidades regionais do Complexo Embu e seu embasamento, no leste do Estado de São Paulo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, 2, 501-508p.

FERNANDES, G.A. 2000. Contribuição ao entendimento geológico do Terreno Oriental da Faixa Ribeira na Baía da Ilha Grande, litoral Sul Fluminense, RJ. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Rio de Janeiro, 108p.

FERNANDES, N. F. & AMARAL, C. P. 1996. Movimentos de massa: uma abordagem geológica. In GUERRA, A. J.T & CUNHA, S. B. (org.) Geomorfologia e Meio Ambiente. Bertrand, Rio de Janeiro, 123-194 p.

FERNANDES, M.C., LAGÜÉNS, J.V.M., COELHO NETTO, A.L. 1999. O processo de ocupação por favelas e sua relação com os eventos de escorregamento no maciço da Tijuca/RJ. In: GEOVEG'99, IGU-GERTEC Meeting – Geomorphic responses to vegetation changes: problems and remedial Works. Proceedings. Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro, 12p.

FRANCISCO, C. N. 2004. Subsídios à gestão sustentável dos recursos hídricos no âmbito municipal: o caso de Angra dos Reis, RJ. 2004.. Universidade Federal Fluminense (UFF), Rio de Janeiro. 178 p.

G1. 2017. <<https://g1.globo.com/rj/sul-do-rio-costa-verde/noticia/deslizamento-de-pedra-interdita-parte-da-br-101-em-angra-dos-reis-rj.ghtml>>. Acessado em 26/03/20.

GUEDES, E., EIRADO, L. G., DINIZ, S., HEILBRON, M. 2004. O enxame de diques toleíticos da Baía da Ilha Grande. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, v. 42. Araxá, Minas Gerais.

GUIDICINI, G. & NIEBLE, C.M. 1984. Estabilidade de taludes naturais e de escavação. Edgard Blücher, São Paulo, 2, 194p.

GUIMARÃES, R.F., CARVALHO JÚNIOR, O.A., GOMES, R.A.T., FERNANDES, N.F. 2008. Movimentos de massa. In: FLORENZANOP, T.G. (Org.). Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. Oficina de Textos, São Paulo, 159-184p.

HALLOF, P. G. 1957. On the interpretation os resistivity and induced polarization measurements. Cambridge, MIT, Ph.D thesis.

HEILBRON, M., ALMEIDA, J.C.H., EIRADO, L.G., PALERMO, N., TUPINAMBÁ, M., DUARTE, B.P., VALLADARES, C., RAMOS, R., SANSON, M., GUEDES, E., GONTIJOPASCUTTI, A.H.F., NOGUEIRA, J.R., VALERIANO, C., RIBEIRO, A., RAGATKY, C.D., MIRANDA, A.W.A., SANCHES, L., MELO, C.L., ROIG, H.L., DIOS, F.B., FERNÁNDEZ, G., NEVES, A., GUIMARÃES, P., DOURADO, F., LACERDA, V.G. 2007. Geologia da Folha Angra dos Reis SF.23-Z-C-II, escala 1:100000. Rio de Janeiro, UERJ/CPRM.

HEILBRON, M., CHRISPIM, S.J., ALVES, R.P., SIMÕES, L.S.A. 1982. Geologia do Cabo Búzios. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 54, 553-562p.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the NeoproterozoicEopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). Precambrian Research, 125, 87-112p.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W., VALERIANO, C.M., MILANI, E., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the Southeastern continental margin of Brasil. In: Geology and geophysics of continental margins, special number of International Geophysical Association.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.C. 2004. Província Mantiqueira. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, 203-234p.

HIGHLAND, L.M. & BOBROWSKY, P. 2008. The landslide handbook – a guide to understanding landslides. U. S. Geological Survey Circular 1325, Virginia, 129p.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2020. <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/rj/angra-dos-reis/panorama>> Acessado em 20/03/2020.

INEA. Instituto Estadual do Ambiente (INEA RJ) / Diretoria de Biodiversidade, Área Protegidas e Ecossistemas (DIBAPE) / Coordenadoria de Gestão do Território e Informações Geoespaciais (COGET). 2018. Disponível em: <

<https://inea.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=00cc256c620a4393b3d04d2c34acd9ed>>. Acesso em: 21/05/2020.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. 2020.

<<https://portal.inmet.gov.br/servicos/bdmep-dados-historicos>> Acessado em 21/03/2020.

KEAREY, P., BROOKS, M. & HILL, I. 2009. Geofísica de exploração. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos, 422 p.

LOPES, M. 2006. Comportamento geotécnico e mecanismo de ruptura em rochas brandas – Mineração Córrego do Sítio. Universidade de Ouro Preto – UFOP. Dissertação de Mestrado, Ouro Preto, 94p.

LOPES, P.F.T., PINHEIRO, A.L., LANA, M.S. 2011. Uma solução analítica geral para cálculo de volumes de blocos em maciços rochosos fraturados. IV Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral.

LOUSADA, G. & FARIAS, H.S. Desastres ambientais, prevenção e mitigação. Revista Continentes, Revista de Geografia – Departamento de Geociências, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 5, 131-149p

LUIZ, J. G. & SILVA, L. M C. 1995. Geofísica de prospecção. Universidade Federal do Pará (UFPA), Cejup, Belém, PA. 335 p.

MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M., VALERIANO, C. 1996. U-Pb geochronology of the Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Research, 79, 347-361p.

MASS MOVIMENT.1968. In: Encyclopedia of geomorphology. Fairbridge Reinhold Book. New York.

OLIVEIRA JÚNIOR, J.F. 2008. Estudo da Camada Limite Atmosférica na Região de Angra dos Reis através do Modelo de Mesoescala MM5 e Dados Observacionais. Programa de Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 244p

PARIZZI, M.G., SEBASTIÃO, C.S., VIANA, C.S., PFLUEGER, M.C., CAMPOS, L.C., CAJAZEIRO, J.M.D., TOMICH, R.S., GUIMARÃES, R.N., ABREU, M.L., SOBREIRA, F.G., REIS, R. 2010. Correlações entre chuvas e movimentos de massa no município de Belo Horizonte, MG. Geografias, Belo Horizonte, 6, 49-68 p.

PEREIRA, L.C. 2012. Análise tensão-deformação e por equilíbrio limite do mecanismo de tombamento de blocos. Núcleo de Geotecnia – NUGEO, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP. Dissertação de Mestrado, Ouro Preto, 198p.

PMAR -PREFEITURA MUNICIPAL DE ANGRA DOS REIS. 2020.

<<https://www.angra.rj.gov.br>> Acessado em 25/03/2020.

POCIDONIO, E. A. L. & SILVA, T. M. 2010. Estratégias para a gestão do patrimônio geológico/geomorfológico paulista. In: Anais do VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, III Encontro Latino Americano de Geomorfologia, I Encontro Íbero-Americano de

Geomorfologia, I Encontro Íbero-Americano do Quaternário. Recife: Universidade Federal do Pernambuco.

RIFFEL, E.S., GUASSELLI, L.A., BRESSANI, L.A. 2016. Desastres associados a movimentos de massa: uma revisão da literatura. BGG: Boletim Goiano de Geografia, Goiânia, 36, 101-285p.

SAITO, S.M. 2018. Vulnerabilidade no contexto de sistemas de alerta de risco de desastres. RG&AS – Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental, Florianópolis, 7, 618-630p.

SALGADO, C. M., PEIXOTO, M. N. O. & MOURA, J. R. S. 2007. Caracterização espaço-temporal da chuva como subsídio à análise de episódios de enchentes no município de Angra dos Reis, RJ. Geosul, vol. 22, no. 44, p. 7–26.

SANTOS, A.R. 2004. A grande barreira da Serra do Mar: da trilha dos Tupiniquins à rodovia dos Imigrantes. Editora O nome da Rosa Ltda, São Paulo, 122p.

SCHMITT, R.S. 2000. Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado do domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira – Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Rio de Janeiro, 273p.

SCHMITT, R.S., HEILBRON, M., TUPINAMBÁ, M., ALMEIDA, J.C.H., EIRADO, L.G.S., VALERIANO, C., DUARTE, B., VALLADARES, C., NOGUEIRA, J.R., RAGATKY, C.D., GERALDES, M., VALENTE, S., GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F., SILVA, T.M., STANTON, N., GOÉS, N.F.B., MORAES, J.M., GUERRA, J.V., MELLO, C.L., MORAIS, R.M.O., TETZNER, W., TROUW, R., RAMOS, A.S., MEDEIRO, S.R., MENDES, J.C., MORAES, J.M., VAZ, G.S., CORVAL, A., PAULO, V.G., VIANA, S., MELLO, R.P., PALERMO, N., GUIMARÃES, P.V., SILVA, F.L., SKREPNEK, C.C., MANSUR, K.L., BARROSO, S., CERQUEDA, M.A. 2012. Geologia e recursos minerais da folha Rio das Ostras SF.24-Y-AIV e Cabo Frio SF.23-Z-B-VI, escala 1:100000, Estado do Rio de Janeiro, 202p. Belo Horizonte, CPRM.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., ARMSTRONG, R.A., STANTON, N. 2016. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin. Brazilian Journal of Geology, 46, 37-66p.

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). Precambrian Research, 133, 29-61p.

SEPDC - SECRETARIA EXECUTIVA DE PROTEÇÃO E DEFESA CIVIL. 2018. Relatório nº3: perícia e avaliação de risco associado a escorregamentos na rodovia Desembargador Haroldo Fernandes Duarte - BR 101. Departamento de Engenharia - DEPEN. Angra dos Reis, RJ.

SEDCRJ. 2018. Plano de emergência do estado do Rio de Janeiro. Secretaria de Estado de Defesa Civil do Rio de Janeiro, 110p.

SECRETARIA EXECUTIVA DE PROTEÇÃO E DEFESA CIVIL. 2014. Memória de Cálculo: Estudo Geológico - Geotécnico - Morro do Abel e da Carioca - Centro - Angra dos Reis, RJ. 27p

SILVA, L. P., GUERRA, U., SILVA, W. A., OGAWA, I. 2003. Disponibilidade Hídrica Da Bacia Hidrográfica Da Baía Da Ilha Grande: Análise Dos Dados Climatológicos De Angra Dos Reis – RJ. II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, p. 5.

SILVA, C., PIMENTEL, L. C. G., HEILBRON FILHO, P. F. L., MORAES, N. O., LANDAU, L., GOBBO, F. G. R., CAMARGO, L. S., SOUSA, P. J. 2018. Fatores de Vulnerabilidade ao Planejamento de Emergência do Complexo Nuclear de Angra dos Reis – RJ. Anuario do Instituto de Geociencias - UFRJ, vol. 41, p. 448–460.

SOARES, E. P. 2006. Caracterização da precipitação na região de Angra dos Reis e a sua relação com a ocorrência de deslizamentos de encostas. 2006. 145 f. Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ.

SOARES, F. S., FRANCISCO, C. N., SENNA, M., C., A. 2014. Distribuição espaço-temporal da precipitação na região hidrográfica da Baía da Ilha Grande. Revista Brasileira de Meteorologia, vol. 29, no. 1, p. 125–138.

SOBRAL, B. S., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F., GOIS, G., TERASSI, P. M. B., MUNIZ-JÚNIOS, J. G. R. 2018. Variabilidade espaço-temporal e interanual da chuva no estado do Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Climatologia, vol. 22, p. 281–308.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P. & SHERIFF, R.E. 1990. Applied Geophysics, 2nd edn. Cambridge University Press, Cambridge.

TERZAGHI, K. 1952. Mecanismo dos escorregamentos de terra. Revista Politécnica, São Paulo, 41p.

TOMINAGA, L.K. 2007. Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo – USP. Tese de Doutorado, São Paulo, 220p.

TOMINAGA, L.K., SANTORO, J., AMARAL, R. 2009. Desastre naturais: conhecer para prevenir. Instituto Geológico, São Paulo, 196p.

TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A (Eds). Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 287-310p.

TROUW, R.A.J., PACIULLO, F.V.P., RIBEIRO, A. 1994. Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: Boletim de resumos expandidos, XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriu, 3, 234-235p.

TUPINAMBÁ, M., DUARTE, B.P., EIRADO, L.G., NOGUEIRA, J.R., HEILBRON, M., GUIA, C. 2003. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. In: SBG-MG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 12, Anais, 105p.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C., ALMEIDA, A., SILVA, L.G.E., MEDEIROS, S.R., ALMEIDA, C.G., MIRANDA, A.W.A, RAGATKY, C.D., MENDES, J., LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, Revista de Geociências, XV, Nº 1, 67-79p.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., VALERIANO, C., PORTO JR, R., DIOS, F.B., MACHADO, N., EIRADO, L.G., ALMEIDA, J. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): implications for Western Gondwana amalgamation. Gondwana Research, 21, 422-438p.

TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. 1998. The Pan African/Brasiliano Arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto – MG, 12-14p.

VARNES, D.J. 1978. Slope movement types and processes. In: SCHUSTER & KRIZEK (eds.). Landslides: analysis and control. Transportation Research Board Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington DC, 11-33p.

ANEXO – Tabela das médias pluviométricas na séries histórica de 1980 a 2017.

Ano	Média de precipitação mensal em mm											
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1980	370	228	314	57	2	85	27	57	53	133	109	182
1981	198	46	255	46	30	110	30	53	9	102	254	226
1982	74	81	362	121	31	34	24	120	72	152	210	189
1983	265	81	276	217	200	136	59	48	284	275	104	109
1984	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1985	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1986	168	339	379	201	120	156	131	75	135	71	131	532
1987	267	115	337	161	174	178	29	110	121	132	89	212
1988	223	800	226	251	252	110	35	32	74	267	52	205
1989	150	219	205	92	107	12	80	55	122	71	74	222
1990	160	*	82	332	91	*	*	*	*	*	*	*
1991	*	37	358	239	87	92	131	41	166	104	24	60
1992	329	18	10	73	83	31	130	51	*	*	*	*
1993	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1994	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1995	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1996	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1997	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1998	*	*	*	*	*	76	*	45	245	157	182	236
1999	195	161	206	*	12	93	85	22	154	82	156	122
2000	63	139	232	64	52	16	149	121	113	86	244	214
2001	164	*	93	48	135	17	130	43	82	126	80	372
2002	170	187	72	198	195	90	28	49	86	93	165	337
2003	407	28	80	35	19	13	43	156	106	258	*	126
2004	*	148	95	59	65	7	76	18	49	89	175	185
2005	503	95	126	196	79	64	*	29	134	307	246	172
2006	233	163	111	*	125	35	51	63	95	130	287	133
2007	28	91	46	167	123	52	108	24	49	205	173	228
2008	183	197	251	153	11	29	2	120	123	130	206	215
2009	287	218	235	238	118	69	114	64	144	23	225	272
2010	269	220	382	268	25	64	*	44	123	122	296	501
2011	173	56	32	183	116	28	59	14	52	163	123	159
2012	221	68	96	196	96	*	68	26	*	116	119	489
2013	445	136	451	94	*	60	110	*	102	98	251	80
2014	104	112	232	*	91	51	111	41	61	41	*	66
2015	317	299	308	231	79	177	14	52	96	*	214	193
2016	263	297	101	31	143	102	10	56	90	113	133	39
2017	313	42	214	137	44	63	37	80	1	104	289	136

Nota: * Ausência de dados.

Fonte: INMET, 2020.