



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Juarez Lourenço

**Investigação geológica e geofísica integrada na parte emersa da
Bacia de Campos entre Macaé e a Lagoa Feia**

Rio de Janeiro

2016

Juarez Lourenço

Investigação geológica e geofísica integrada na parte emersa da Bacia de Campos entre Macaé e a Lagoa Feia

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Miguel Antonio Tupinambá Araujo Souza

Co-Orientador: Prof. Dr. Irineu Figueiredo

Rio de Janeiro

2016

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

L892 Lourenço, Juarez.
Investigação geológica e geofísica integrada na parte
emersa da Bacia de Campos, entre Macaé e a Lagoa Feia /
Juarez Lourenço. – 2016.
256 f.: il.

Orientador: Miguel Antonio Tupinambá Araújo Souza.
Coorientador: Irineu Figueiredo.
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia: f. 220-235

1. Geologia – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. 2. Geofísica
– Macaé (RJ) – Cenozóico – Teses. 3. Bacias (Geologia) - Rio
de Janeiro (Estado) - Cretáceo – Teses. 4. Magnetometria -
Macaé (RJ) - Teses. 5. Análise gravimétrica - Rio de Janeiro
(Estado) - Teses. I. Souza, Miguel Antonio Tupinambá
Araujo.II. Figueiredo, Irineu. III. Universidade do Estado do
Rio de Janeiro. Instituto de Geografia. IV. Título.

CDU 551.1(815.3)

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

Assinatura

Data

Juarez Lourenço

Investigação geológica e geofísica integrada na parte emersa da Bacia de Campos, entre Macaé e a Lagoa Feia

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 22 de junho de 2016.

Orientador: Prof. Dr. Miguel Antônio Tupinambá Araújo Souza

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientador: Prof. Dr. Irineu Figueiredo

Observatório Nacional – ON / Faculdade de Física - UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Júlio Cesar Horta de Almeida

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Cosme Pontes Neto

Observatório Nacional - ON

Prof. Dr. Franciso José Fonseca Ferreira

Departamento de Geologia - UFPR

Prof. Dr. Andrés Reinaldo Rodrigues Papa (Suplente)

Observatório Nacional - ON

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

À minha mãe em especial, esposa, filho, familiares e amigos, pela compreensão, apoio e incentivo nessa etapa de minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) e ao Observatório Nacional (ON) pelos dados fornecidos para o desenvolvimento desta tese.

À Direção da FGEL / UERJ, em especial à professora Dra Lélia Maria de Araújo Kalil Thiago, pelo seu apoio, cooperação e atenção.

A Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro e todo o seu corpo docente, pela colaboração e atenção no fornecimento de recursos e pelos espaços de discussão ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Aos funcionários do programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia, pela colaboração, atenção e ajuda, em especial a Sra. Juçara, Mariane (atuais) e Diogo, Rafael (ex.), da secretaria.

Ao Diretor do Observatório Nacional Dr. João Carlos dos Anjos, ao Ex. diretor Dr. Sergio Luiz Fontes e ao Departamento de Geofísica deste órgão, no fornecimento de recursos e apoio, ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Ao funcionário da parte administrativa e financeira do Observatório Nacional que muito colaboraram com o apoio logístico ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Agradecimento ao professor e orientador Dr. Miguel Antonio Tupinambá Araújo Souza pela dedicação, incentivo, empenho, ajuda, e por seus ensinamentos desde o processo de seleção, desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Muito especial ao professor e co-orientador Dr. Irineu Figueiredo pelos espaços de discussão, pela dedicação, incentivo, empenho, ajuda, por seus ensinamentos, sugestões e pelos valiosos aportes durante o desenvolvimento desta tese.

Ao professor Dr. Andrés Reinaldo Rodrigues Papa pela confiança, incentivo e apoio incondicional, na parte de recursos, apoio logístico espaços, sugestões e apoio durante a elaboração desta Tese.

A professora Dr^a Monica Heilbron pelos valiosos ensinamentos e incentivo durante a realização da disciplina por ela ministrada no programa de Pós-graduação, da Faculdade de Geologia e pelo recurso financeiro disponibilizado.

Ao professor Dr. Webster Mohriak, Dr. Miguel Ângelo Mane e Dr^a. Beatriz Pascoal pelos espaços de discussão, sugestões e pelos valiosos aportes durante as aulas do curso.

Aos professores Dr^a Nely Palermo, Dr. Hermani e Dr Mauro Gerardes durante o processo de seleção do curso.

Aos professores Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto, Dr. Jean Marie Flexor e Dr. Iris Pereira Escobar do Observatório Nacional pelo grande incentivo, e apoio para ingresso e no decorrer do curso.

Agradeço a Deus, por me fornecer proteção, saúde e paz durante a minha vida.

Agradeço de todo coração a Elza, minha mãe, e meu pai João, pelo incentivo, motivação, apoio, confiança, amor e ensinamentos passados durante toda a minha vida.

Agradeço a minha esposa Denise e meu filho Jean, por todo incentivo, apoio, compreensão, paciência e amor nesta etapa da minha vida.

Agradeço aos meus familiares (irmãos, tios, sobrinhos, primos e etc...) pelo apoio, carinho e compreensão nesta e demais etapas da minha vida.

Agradeço em especial a Juarez das Graças Lourenço meu tio, que sempre me apoiou e ajudou como um segundo pai durante todas as etapas da minha vida.

Agradeço eterno especial ao professor Dr. Antônio Saldanha de Sousa Neves (in memorian) pelos espaços de discussão, ensinamentos, orientação e pelos valiosos aportes no início e ao longo da minha vida profissional.

Agradeço ao professor Dr. Luis Fernando Santana Braga e ao Geólogo Hubertus Colpaert Filho pelos ensinamentos, oportunidades no início e ao longo da minha vida profissional.

Agradeço em especial a grande amiga Angela A. Vieira e família, que é como uma irmã, sempre com muito carinho, apoiando, e incentivando em todos os momentos.

Agradeço muito em especial aos grandes amigos Carlos Roberto Germano, Fabio Braga Coelho, Helder Ladeira, José Farias de Albuquerque, Kennedy N. de Avila, Manoel Marques Maciel e Roberto Perreira, que muito ajudaram, apoiaram e incentivaram. Sempre procurando o melhor resultado dos dados coletados, com muito profissionalismo e dedicação. Sem eles não teria sido possível realizar este trabalho.

Agradeço a secretária da Coordenação de Geofísica do ON, Selma Guedes que contribuiu muito na parte logística e administrativa para realização deste trabalho.

Agradeço em especial aos grandes amigos e funcionários do Serviço de Apoio Logístico do ON, Antônio Carlos de Miranda e José Mesquita Filho, que fizeram de tudo na parte logística para realização deste trabalho.

Agradeço a todos os amigos, que estiveram ao meu lado apoiando e incentivando nas etapas da minha vida.

Agradeço a todos os colegas do Observatório Nacional, que cooperaram e apoiaram na realização do trabalho.

Se queremos progredir; não devemos repetir a história, mas fazer uma história nova.

Mahatma Gandhi

RESUMO

LOURENÇO, Juarez. *Investigação geológica e geofísica integrada na parte emersa da Bacia de Campos, entre Macaé e a Lagoa Feia*. 2016. 266 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

Nesta tese foi investigada a geometria de um sistema de falhas de transferência e de uma falha de empurrão no embasamento *onshore* da Bacia de Campos entre Macaé e a Lagoa Feia, no Estado do Rio de Janeiro. As estruturas estão associadas ao Sistema de Riftes do Sudeste, que inclui *grabens onshore* de direção NE-SW e falhas de transferência na direção NW-SE reativadas no Cretáceo inferior e no Cenozoico. Neste estudo foram feitas 162 estações gravimétricas e DGPS, 47 estações magnetotelúricas (MT) e utilizou-se dados aeromagnéticos do Projeto Aerogeofísico São Paulo-Rio de Janeiro (CPRM) e 544 estações gravimétricas de levantamentos do Observatório Nacional. Aos dados dos métodos potenciais foram aplicados filtros e gerados mapas com lineamentos magnéticos e gravimétricos que foram correlacionados a informações de subsuperfície do método MT e com a geologia de superfície. A modelagem 2D (magnetométrica e gravimétrica) direta foi realizada tendo como base os modelos obtidos da inversão 2D dos dados magnetotelúricos (MT). O embasamento pré-cambriano na área de tese é representado pelo Complexo Região dos Lagos (Terreno Cabo Frio) e pelo Grupo São Fidélis (Terreno Oriental). De acordo com as modelagens 2D realizadas, as propriedades físicas das rochas (densidade, susceptibilidade magnética e resistividade elétrica) de uma mesma unidade litológica variam lateralmente e em profundidade até 3 km, o que indica que as rochas foram afetadas por alterações intempéricas e hidrotermais profundas. A modelagem 2D através do GM-SYS e 3D do Voxi caracterizou a Falha de Empurrão como uma sutura entre o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio. A assinatura geofísica observada nas seções e modelagens mostra que existe uma camada condutiva bordejando todo o Complexo Região dos Lagos. O sistema de falhas de transferência é caracterizado por falhas direcionais de direção NW-SE associadas a falhas de direção NE-SW e E-W, com componente normal. As falhas direcionais NW-SE foram denominadas falhas de Macaé (conjunto de 3 falhas) Carapebus, Quissamã e Lagoa Feia (conjunto de 3 falhas) e classificadas como falhas transversais ou de transferência. Essas falhas atravessam toda a crosta superior até a crosta inferior e estariam associadas a condutores verticais observados no MT. O prolongamento destas falhas no domínio *offshore* da Bacia de Campos corresponde às bordas de um *horst* e à presença de campos produtivos de petróleo na bacia marginal.

Palavras-chave: Bacia de Campos. Magnetotelúrico. Gravimétricas. Magnetometria. Falha de Empurrão. Falhas de Transferência.

ABSTRACT

LOURENÇO, Juarez. *Integrated geological and geophysical research at the onshore domain of the Campos Basin, between Macaé and Lagoa Feia*. 2016. 266 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

The thesis investigates the geometry of transfer faults system and a thrust fault in the onshore basement of the Campos Basin between Macaé and the Lagoa Feia in the state of Rio de Janeiro. The structures belong to the Southeast Rift System, which includes NE-SW trending grabens and NW-SE trending transfer faults reactivated in the lower Cretaceous and Cenozoic. This study made 162 gravimetric and DGPS stations, 47 magnetotelluric (MT) stations and aeromagnetic data from the Aerogeophysical São Paulo-Rio de Janeiro Project (CPRM) and 544 gravity stations of the National Observatory surveys. Filters were applied to potential methods data and magnetic and gravimetric maps were generated that were correlated with subsurface MT information and with surface geology. The 2D direct modeling (magnetometric and gravimetric) was carried out based on the obtained models of 2D magnetotelluric inversion. The Precambrian basement in the study area is represented by the Região dos Lagos Complex (Cabo Frio Terrane) and the São. Fidélis Group (Oriental Terrane). According to the 2D modeling, the physical properties of rocks (density, magnetic susceptibility and electrical resistivity) of the same lithological unit varies laterally and at depth up to 3 km, indicating that the rocks were affected by deep weathering and hydrothermal alteration. The 2D modeling through GM-SYS 3D and Voxi characterized the thrust fault as a suture between the Oriental and Cabo Frio terranes. The geophysical signature observed in the sections point to a conductive layer below the Região dos Lagos Complex. The transfer fault system is characterized by directional NW-SE faults associated with NE-SW and E-W faults with normal component. The NW-SE directional faults were called Macaé Fault (set of 3 faults), Carapebus, Quissamã and Lagoa Feia (set of 3 faults) and classified as transverse or transfer faults. These faults cross the entire upper crust to the lower crust and could be related to vertical conductors observed in MT sections. The extension of these failures in the offshore field in the Campos Basin corresponds to the edges of a horst and the presence of productive oil fields in the marginal basin.

Keywords: Campos Basin. Magnetotelluric survey. Gravimetry. Magnetometry.

Thrust Fault. Transfer faults.

LISTA DAS FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da área de estudo a nível nacional	27
Figura 2 –	Imagem do Google Earth da área de estudo com localização dos perfis e falhas na porção <i>onshore</i> da Bacia de Campos	29
Figura 3 –	Mapa do Paleocontinente Gondwana com os blocos cratônicos e cinturões moveis Pan-Africano-Brasiliano	30
Figura 4 –	Mapa da compartimentação tectônica da região Sudeste Brasileira	32
Figura 5 –	Seção Estrutural do Orógeno Ribeira com relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.	33
Figura 6 –	Mapa Geológico da área de estudo I – Ano 2001	34
Figura 7 –	Mapa Geológico da área de estudo II – Ano 2012	35
Figura 8 –	Mapa geomorfológico da área de estudo.	51
Figura 9 –	Imagens do relevo com os Domínios Morfoestruturais na área de estudo I	52
Figura 10 –	Imagens do relevo com os Domínios Morfoestruturais na área de estudo II	53
Figura 11 –	Esquemático do campo magnético terrestre	60
Figura 12 –	Componentes do campo geomagnético	62
Figura 13 –	Esquemático mostrando o efeito do vento solar no campo magnético da Terra	63
Figura 14 –	Mapa do IGRF – Intensidade Total para o ano de 2015.	66
Figure 15 –	Comparação do Elipsóide de referência e Geóide.....	75
Figura 16 –	Representação da superfície irregular da Terra e ponto de menor quantidade de massa	76
Figura 17 –	Distorção da magnetosfera devido à interação do vento solar.....	82
Figura 18 –	Espectro de potência de variações magnéticas naturais.	83
Figura 19 –	Faixas de frequência e profundidade alcançadas pelo método MT	84
Figura 20 –	Esquemático do efeito da “ <i>Skin Depth</i> ” no meio em função da profundidade	86

Figura 21 –	Representação do efeito da “ <i>Skin Depth</i> ” no meio no método MT, na relação frequência x profundidade	87
Figura 22 –	Resistividade e condutividade elétrica de alguns materiais e rochas	90
Figura 23 –	Princípio de funcionamento de medição do método TEM	92
Figura 24 –	Representação esquemática dos dois tipos principais de zonas de transferência.....	93
Figura 25 –	Classificação esquemática de zonas de transferência	94
Figura 26 –	Mapa estrutural esquemático mostrando o <i>trend</i> principal	95
Figura 27 –	Esquemático das falhas de transferência.	97
Figura 28 –	Esquemático de uma falha com deslocamento (S_n) e uma falha de transferência oblíqua com deslocamento oblíquo (S_0)	98
Figura 29 –	Esquemático da alternância entre os blocos altos e baixos através de falhas de transferência.	98
Figura 30 –	Exemplo de fluxograma do processamento magnetométrico	103
Figura 31 –	Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) Residual da área de estudo	108
Figura 32 –	Exemplo esquemático de uma anomalia magnética	110
Figura 33 –	Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo (CMA-RTP) da área de estudo	111
Figura 34 –	Esquemático do método do Sinal Analítico	114
Figura 35 –	Diagrama esquemático das janelas e soluções	116
Figura 36 –	Gravímetros Lacoste & Romberg G- 602 e G-622 do ON	118
Figura 37 –	Gravímetros Scintrex Autograv modelo CG-5 (600) do ON	118
Figura 38 –	Imagem do Google Earth com a Localização dos três perfis gravimétricos e estações bases	119
Figura 39 –	Esquemático dos Circuitos gravimétricos	120
Figura 40 –	Ficha da estação gravimétrica código 042278.	121
Figura 41 –	Ficha da estação gravimétrica código 042278 em 12/11/2012, durante um dos processos de TVG	122
Figura 42 –	Esquemático do princípio do posicionamento relativo	124
Figura 43 –	Ficha da estação geodésica base – RN 2828B.....	126
Figura 44 –	Equipamento de posicionamento global diferencial (DGPS)	127

Figura 45 –	Esquemático da relação entre a altitude elipsoidal, ou geométrica (h) com a altitude geoidal ou ortométrica (H)	128
Figura 46 –	Modelo da ondulação geoidal do Brasil – MAPGEO 2015	130
Figura 47 –	Exemplo da separação das componentes regional e residual do campo gravitacional	132
Figura 48 –	Exemplo de fluxograma do processamento de dados gravimétricos	133
Figura 49 –	Ajuste das variações terrestres, Montreal, Abril 1969	135
Figura 50 –	Curva construída da deriva do gravímetro a partir de leituras repetidas em um ponto fixo	137
Figura 51 –	Mapa da Anomalia Free-Air da área de estudo	139
Figura 52 –	Mapa da Anomalia Bouguer da área de estudo com estações	141
Figura 53 –	Mapa Topográfico (MDE) utilizado para correção do terreno com estações	143
Figura 54 –	Mapa da Anomalia Bouguer residual da área de estudo	145
Figura 55 –	Módulo de aquisição ADU-07 – METRONIX Geophysics	148
Figura 56 –	Configuração do equipamento magnetotelúrico para aquisição dos dados	149
Figura 57 –	Procedimento de preparação para fixação do eletrodo	149
Figura 58 –	Posicionamento do eletrodo na mistura de bentonita	150
Figura 59 –	Bobinas de indução MFS-06 (X,Y,Z) do equipamento ADU-07E .	151
Figura 60 –	Equipamento SIROTEM - MK3 da Geoinstruments com o conjunto de bateria e o cabo da bobina.	151
Figura 61 –	Caixa com a bobina do SIROTEM Modelo RVR-3X	152
Figura 62 –	Esquemático do arranjo de uma medida do método TEM	153
Figura 63 –	Imagem do Google Earth com a localização dos perfis com as estações Magnetotelúricas correspondentes	155
Figura 64 –	Imagem da Série Temporal de um dado magnetotelúrico observado do Software Mapros – Metronix	156
Figura 65 –	Exemplo de fluxograma do processamento Magnetotelúrico	158
Figura 66 –	Exemplo da curva de resistividade aparente	160
Figura 67 –	Imagem de Satélite com lineamentos SW-NE (45°) – Bandas 5,4,3	162

Figura 68 –	Mapa de primeira derivada da região norte fluminense mostrando à direção SW-NE (45°)	162
Figura 69 –	Exemplo da curva de resistividade aparente afetada pelo <i>Static Shift</i>	163
Figura 70 –	Exemplo da curva de resistividade aparente corrigida do <i>Static Shift</i>	164
Figura 71 –	Exemplos de curvas de resistividade aparente e fase	165
Figura 72 –	Exemplo da pseudo-seção no modo TM	166
Figura 73 –	Exemplo da pseudo-seção no modo TE	167
Figura 74 –	Seções geológicas dos perfis	175
Figura 75 –	Mapa Magnético da Primeira Derivada Vertical (Dz) com limites dos domínios magnéticos e diques	177
Figura 76 –	Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com limites dos domínios magnéticos e diques	179
Figura 77 –	Mapa Magnético do Gradiente horizontal Total (GHT) direção 0°, com limites dos domínios magnéticos e diques	181
Figura 78 –	Mapa Magnético do Gradiente horizontal Total (GHT) direção 90°, com limites dos domínios magnéticos e diques	182
Figura 79 –	Mapa Magnético Direcional NW-SE (filtro direcional de 135°) com possíveis falhamentos	183
Figura 80 –	Mapa das profundidades das fontes magnéticas pela Deconvolução de Euler, com índice estrutural SI = 0,5	184
Figura 81 –	Mapa das profundidades das fontes magnéticas pela Deconvolução de Euler, com índice estrutural SI = 1.0	185
Figura 82 –	Imagem 3D dos diques de diabásio (DSC) D1 e D2	187
Figura 83 –	Mapa Gravimétrico Residual com lineamentos	189
Figura 84 –	Mapa Gravimétrico Direcional SW-NE com lineamentos	191
Figura 85 –	Mapa Gravimétrico Direcional NW-SE com lineamentos	192
Figura 86 –	Mapa das profundidades das fontes gravimétricas pela Deconvolução de Euler, com índice estrutural SI = 0	193
Figura 87 –	Mapa das profundidades das fontes gravimétricas pela Deconvolução de Euler, com índice estrutural SI = 1.0.	194
Figura 88 –	Perfil 01 - Seção Magnetotelúrica com interpretação.	197

Figura 89 –	Perfil 02 - Seção Magnetotelúrica com interpretação.	203
Figura 90 –	Perfil 03 - Seção Magnetotelúrica com interpretação.	206
Figura 91 –	Seção Magnetotelúrica na Província Slave e orógenos Proterozoico adjacentes no norte do Canadá com interpretação.	213
Figura 92 –	Seção Transversal de resistividade obtida pela inversão 2D dos dados MT da região do Sul do Yilgarn Craton – Austrália	214
Figura 93 –	Mapa topográfico da área de estudo com a superposição das curvas de profundidade da Moho	217
Figura 94 –	Seção geofísica da modelagem Magnetométrica e Gravimétrica do perfil 01.	220
Figura 95 –	Representação esquemática do processo de subsidência mecânica flexural regional.	222
Figura 96 –	Seção geofísica da modelagem Magnetométrica e Gravimétrica do perfil 02.	223
Figura 97 –	Seção geofísica da modelagem Magnetométrica e Gravimétrica do perfil 03.	225
Figura 98 –	Imagem da modelagem 3D obtida através do VOXI, com dados magnetométricos.....	228
Figura 99 –	Inversão 3D dos dados Magnetométricos do perfil 01 da falha de Macaé	229
Figura 100 –	Seção transversal obtida de dados Magnetométricos do perfil 01 através do VOXI da falha de Macaé.....	230
Figura 101 –	Imagem 3D apresentando uma vista lateral da região da falha de Macaé	231
Figura 102 –	Inversão 3D dos dados Magnetométricos do perfil 02, na região Falha de Empurrão.....	232
Figura 103 –	Seção transversal obtida de dados Magnetométricos do perfil 02 através do VOXI, na falha de Empurrão	233
Figura 104 –	Mapa e seção geológica do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) e a parte oeste do Terreno Oriental	235
Figura 105 –	Falhas de Transferência sobrepostas a imagem do Google Earth	237

Figura 106 –	Modelo esquemático de uma falha com deslocamento (S_n) e uma falha de transferência oblíqua com deslocamento oblíquo (S_0) na área de estudo.....	238
Figura 107 –	Modelo evidenciando blocos altos e baixos de falhas de transferência.....	239
Figura 108 –	Mapa das falhas de transferência sobreposto ao mapa do sinal analítico, com a localização dos campos de petróleo	241

LISTA DAS TABELAS

Tabela 1 –	Exemplos dos valores de Susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais	69
Tabela 2 –	Equivalência da unidade gal com a unidade representativa da aceleração no SI	73
Tabela 3 –	Valores de variação de densidades e tipos de Rochas	78
Tabela 4 –	Características do Projeto São Paulo-Rio (Encal / CPRM)	102
Tabela 5 –	Relação dos índices estruturais para interpretação de dados magnéticos e gravimétricos na deconvolução de Euler	115
Tabela 6 –	Relação dos valores de gravidade absoluta das estações bases obtidas pelo TVG	123
Tabela 7 –	Relação das coordenadas existentes (*) e obtidas para estações Planialtimétricas	105
Tabela 8 –	Tabela de localização dos pontos das amostras e valores de densidade calculadas	171
Tabela 9 –	Atitudes de foliação de gnaisses medida na primeira e segunda campanha	172
Tabela 10 –	Medidas de susceptibilidade magnética obtidas na segunda campanha de campo	174

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP	Agencia Nacional de Petróleo
BDEP	Banco de Dados e Petróleo
CPRM	Companhia Pesquisa e Recursos Minerais
CNPC	<i>China National Petroleum Corporation</i>
DNPM	Departamento Nacional da Produção Mineral
IAGA	<i>International Association of Geomagnetism and Aeronomy</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INCO	<i>International Nickel Canadian Organization</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ON	Observatório Nacional
PEGBR	<i>Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil</i>
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro
USAF	Força Aérea dos Estados Unidos
UIGG	<i>International Union of Geodesy and Geophysics</i>

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	23
1	APRESENTAÇÃO	25
1.1	Localização e Aspectos Gerais	25
1.2	Objetivo	27
1.2.1	<u>Geral</u>	27
1.2.2	<u>Específico</u>	27
2	ASPECTOS GEOLÓGICOS	29
2.1	Contexto Tectônico	29
2.2	Geologia Local	32
2.2.1	<u>Unidades Litológicas</u>	37
2.3	Contexto Geomorfológico	47
2.3.1	<u>Geomorfologia Regional</u>	48
2.3.1.1	Geomorfologia Local.....	48
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	54
3.1	Os Métodos Geofísicos	54
3.1.1	<u>Métodos Potenciais em Bacias Sedimentares</u>	54
3.1.2	<u>Método Magnetotelúrico em Bacias Sedimentares e outras regiões</u>	57
3.2	Método Magnetométrico	60
3.2.1	<u>Introdução a Exploração Magnética</u>	60
3.2.1.1	Unidade de medida	61
3.2.2	<u>Campo Magnético Terrestre</u>	61
3.2.2.1	Fontes do Campo Magnético Terrestre	63
3.2.2.2	Variações temporais do Campo Magnético da Terra	64
3.2.2.3	Correção das Variações do Campo Principal - (IGRF)	65
3.2.3	<u>Magnetismo e Magnetização das Rochas</u>	66
3.2.4	<u>Susceptibilidade Magnética das Rochas</u>	68
3.3	Método Gravimétrico	70
3.3.1	<u>O Elipsóide de Referência</u>	70
3.3.2	<u>Princípio Teórico</u>	71

3.3.2.1	Unidade de medida da gravidade	72
3.3.3	<u>O Geóide</u>	73
3.3.3.1	Ondulações do Geóide	74
3.3.4	<u>Densidade das Rochas</u>	76
3.3.5	<u>Anomalias regionais e anomalias residuais</u>	79
3.4	Método Magnetotelúrico	81
3.4.1	<u>Fonte Eletromagnética do Sinal em MT</u>	81
3.4.2	<u>Aplicações do método MT</u>	83
3.4.3	<u>Equações de Maxwell e definições básicas</u>	84
3.4.4	<u>Profundidade de investigação (Skin Depth)</u>	85
3.4.5	<u>Tensor Impedância</u>	87
3.4.6	<u>Resistividade das Rochas</u>	89
3.5	Método Eletromagnético Transiente (TEM)	91
3.6	Características das Falhas de Transferência	92
3.6.1	<u>Zonas de transferência</u>	92
3.6.2	<u>Falhas de Transferência</u>	96
3.6.3	<u>Falhas de Transferência na Bacia de Santos</u>	98
4	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	101
4.1	Método Magnetométrico	101
4.1.1	<u>Aquisição de Dados</u>	101
4.1.2	<u>Processamento de Dados</u>	102
4.1.2.1	Fluxo de Processamento	103
4.1.2.1.1	Preparação do Banco de Dados do Levantamento	104
4.1.2.1.2	Remoção da Variação Magnética Diurna	104
4.1.2.1.3	Correção do Erro de Parallax	105
4.1.2.1.4	Nivelamento dos Perfis	105
4.1.2.1.5	Remoção do IGRF	106
4.1.2.2	Interpolação	107
4.1.2.3	Geração dos Mapas e Perfis	107
4.1.2.4	Filtros Utilizados	109
4.1.2.4.1	Redução ao Polo (RTP)	109
4.1.2.4.2	Primeira Derivada Vertical (DZ).....	111
4.1.2.4.3	Amplitude Sinal Analítico (ASA)	112

4.1.2.4.4	Deconvolução de Euler	114
4.1.2.4.5	Gradiente Horizontal Total (GHT)	116
4.2	Método Gravimétrico	117
4.2.1	<u>Aquisição de Dados</u>	117
4.2.1.1	Estações Planialtimétricas	123
4.2.2	<u>Processamento de Dados</u>	127
4.2.2.1	Reduções Gravimétricas	131
4.2.2.1.1	Fator de Escala Instrumental	134
4.2.2.1.2	Correção de Maré	134
4.2.2.1.3	Correção de altura do instrumento	135
4.2.2.1.4	Correção de Deriva instrumental	136
4.2.2.1.5	Gravidade Absoluta	137
4.2.2.1.6	Correção de Latitude	138
4.2.2.1.7	Anomalia Free-air ou Anomalia de Ar-livre	138
4.2.2.1.8	Anomalia Bouguer	140
4.2.2.1.9	Correção de Terreno	141
4.2.2.1.10	Anomalia Bouguer Completa	143
4.2.2.1.11	Separação da anomalia regional da anomalia residual	144
4.2.2.1.12	Correção Isostática	146
4.3	Método Magnetotelúrico	146
4.3.1	<u>Equipamentos Utilizados</u>	147
4.3.1.1	Equipamento MT	147
4.3.1.1.1	Procedimentos de instalação do equipamento MT	148
4.3.1.2	Equipamento Eletromagnético Transiente (TEM)	151
4.3.1.2.1	Procedimentos de instalação do equipamento TEM	153
4.3.2	<u>Aquisição de Dados</u>	154
4.3.3	<u>Processamento dos dados</u>	157
4.3.3.1	Pré-processamento dos dados	159
4.3.3.2	Inversão dos dados	161
4.3.3.2.1	Strike Geométrico Regional	161
4.3.3.2.2	Correção de <i>Static Shift</i>	163
4.3.3.2.3	Modelagem 1D	164
4.3.3.2.4	Pseudo-seção	166

4.3.3.2.5	Modelagem 2D	167
5	RESULTADOS	169
5.1	Geologia de Campo	169
5.2	Dados Magnetométricos	176
5.2.1	<u>Domínios Magnéticos</u>	176
5.2.2	<u>Lineamentos Magnéticos</u>	182
5.2.2.1	Falhas e Fraturas de direção NW	182
5.2.2.2	Diques de diabásio de direção NE	184
5.3	Dados Gravimétricos	187
5.3.1	<u>Altos e Baixos gravimétricos relacionados à unidades litológicas ..</u>	188
5.3.2	<u>Lineamentos Gravimétricos</u>	189
5.4	Modelagem 2D - Seções Magnetotélúricas	195
5.4.1	<u>Seção Magnetotélúrica – Perfil 01</u>	197
5.4.1.1	Blocos Resistivos	198
5.4.1.2	Corpos Condutivos	200
5.4.1.2.1	Condutores Verticais NW	200
5.4.1.2.2	Condutores Profundos	202
5.4.2	<u>Seção Magnetotélúrica – Perfil 02</u>	203
5.4.2.1	Blocos Resistivos	203
5.4.2.2	Corpos Condutivos	204
5.4.2.2.1	Condutores Verticais NE	204
5.4.2.2.2	Condutores Profundos	205
5.4.3	<u>Seção Magnetotélúrica – Perfil 03</u>	206
5.4.3.1	Blocos Resistivos	207
5.4.3.2	Corpos Condutivos	208
5.4.3.2.1	Condutores Verticais NE	208
5.4.3.2.2	Condutores Profundos	209
5.4.4	<u>Condutores Regionais</u>	210
5.4.4.1	Condutores rasos associados a depósitos aluvionares	210
5.4.4.2	Nível condutivo associado ao Grupo Barreiras	210
5.4.4.3	Condutor na camada intermediária	211
5.5	Modelagem 2D - Seções Magnetométrica e Gravimétricas	216
5.5.1	<u>Seção Magnetométrica e Gravimétrica – Perfil 01</u>	220

5.5.2	<u>Seção Magnetométrica e Gravimétrica – Perfil 02</u>	223
5.5.3	<u>Seção Magnetométrica e Gravimétrica – Perfil 03</u>	225
5.6	Modelagem 3D	227
5.6.1	<u>Falha de Macaé</u>	229
5.6.2	<u>Falha de Empurrão</u>	231
6	DISCUSSÕES	234
6.1	Correlações entre geologia e geofísica	234
6.2	A falha de empurrão na base do Complexo Região dos Lagos	235
6.3	A Falha de Macaé como continuidade de estruturas offshore	236
6.4	Falhas de transferência na área de estudo	236
	CONCLUSÕES	243
	REFERÊNCIAS	245

INTRODUÇÃO

Esta tese desenvolvida no Programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia da UERJ, para obtenção do título de Doutor na área de Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

A estruturação geológica da região Sudeste do Brasil está relacionada à formação do Supercontinente Gondwana, que resultou da colagem de terrenos acrescidos ao Cráton do São Francisco durante a orogenia Brasiliana no Proterozoico Superior (ALMEIDA, 1976; ALMEIDA *et al.*, 2000 e HEILBRON *et al.*, 2000).

Após a quebra do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, a região sudeste brasileira não se comportou como uma margem passiva típica, pois durante parte do Cenozoico (58-20 Ma) a crosta continental fendeu-se em grábens paralelos à costa (ZALÁN & OLIVEIRA 2005), reunidos por Riccomini (1989) no Rifte Continental do Sudeste do Brasil – RCSB. Meisling *et al.* (2001) destacam que estes riftes são segmentados por falhas caracterizadas como zonas de transferência.

A área de estudo compreende a região da borda emersa da Bacia de Campos e adjacências. A Bacia está situada na Plataforma Continental Brasileira, entre os paralelos 21° e 23° Sul na costa norte do Estado do Rio de Janeiro, com cerca de 100 mil Km², e estendendo-se do Sul do Estado do Espírito Santos nas imediações da cidade de Vitória, até Arraial do Cabo no estado do Rio de Janeiro.

Lourenço (2009) e Lourenço *et al.* (2014), ao integrarem dados aeromagnéticos da parte continental com a parte oceânica da Bacia de Campos, observaram que certas feições estruturais e falhamentos de direção NW-SE observados na região marinha tinham continuidade na parte emersa da Bacia.

Esta tese investiga estruturas na Bacia de Campos que apresentam continuidade para o continente, em especial a Falha de Macaé (ALMEIDA *et al.*, 2012b). Para tal serão utilizadas técnicas geofísicas como os métodos potenciais e o magnetotelúrico, ao longo de três perfis que proporcionaram um mapeamento das propriedades físicas da subsuperfície na região.

Os métodos potenciais (magnético e gravimétrico) fornecem informações do contraste de susceptibilidade magnética e densidade, respectivamente, das rochas e

o método magnetotelúrico a condutividade elétrica em subsuperfície. Esses métodos, pela sua praticidade e baixo custo, têm sido amplamente utilizados nos estudos de bacias sedimentares, geotermiais, da crosta e manto, dentre outros.

Jacques *et al.* (2003) citam que a utilização dos métodos potenciais na fase de reconhecimento regional e/ou na fase de prospecto de uma bacia sedimentar tem proporcionado um melhor entendimento da geologia em função da melhoria dos métodos de interpretação. Segundo Gaál (1988) e Harris *et al.* (1990), a integração dos dados de diferentes métodos proporciona correlações espaciais entre variáveis distintas, tornando-se uma alternativa adequada à análise e extração de informações, particularmente as de interesse geológico.

A utilização dessa integração de métodos para estudar as falhas transversais de direção NW-SE e o comportamento da crosta na parte emersa da Bacia de Campos será importante para o entendimento das estruturas da bacia, tanto em sua fase de implantação quanto na tectônica modificadora.

1 APRESENTAÇÃO

1.1 Localização e Aspectos Gerais

A área foco deste trabalho é a calha do Rio Macaé e as estruturas e falhas inseridas na região *onshore* no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1). A área compreende uma faixa litorânea de direção SW-NE, com cerca de 90 km de extensão entre as cidades de Rio das Ostras e Quissamã (eixo maior) e 40 km na direção NW-SE, do litoral até a cidade de Santa Maria Madalena e o distrito de Glicério, na Serra de Macaé.

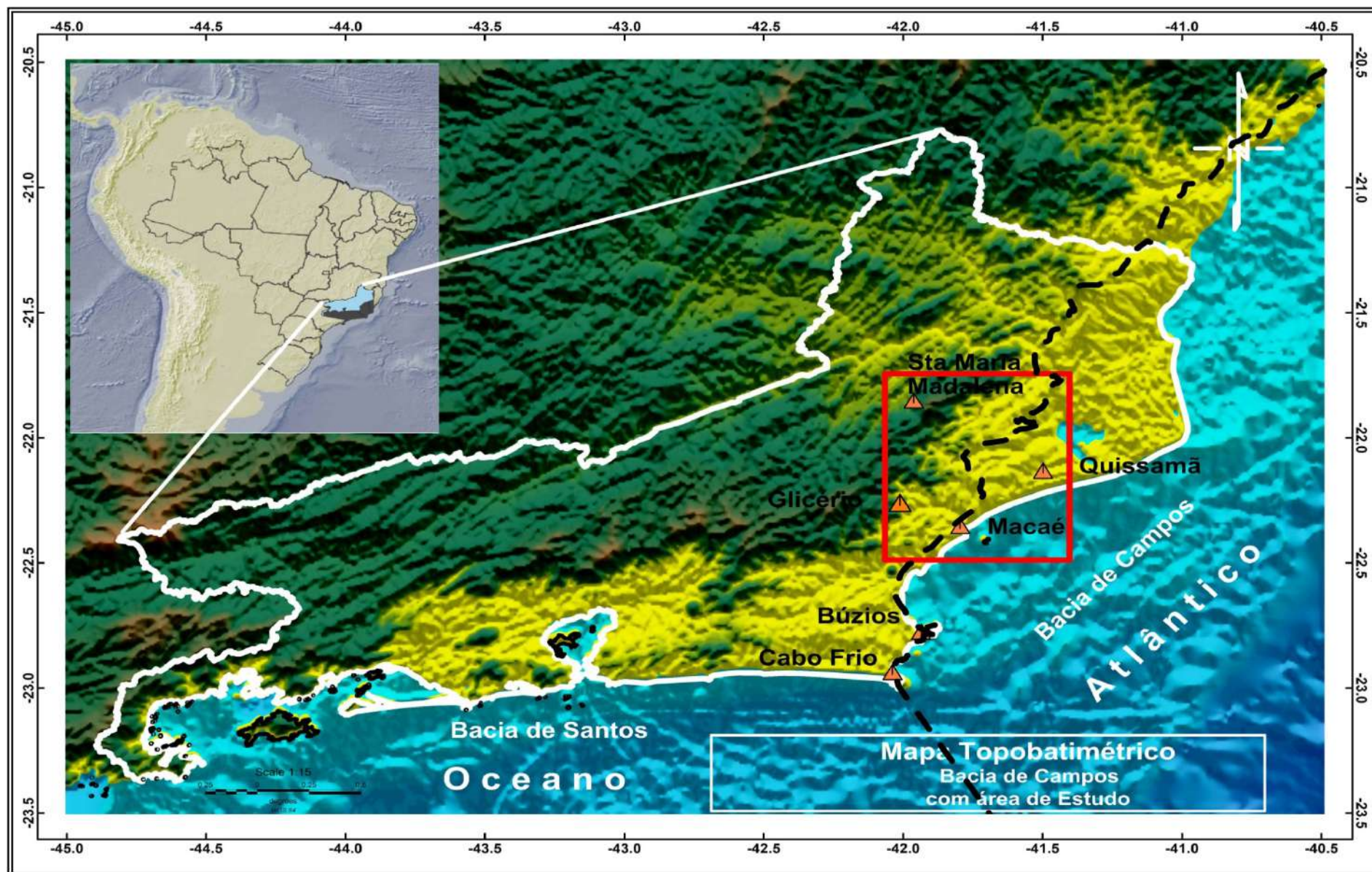
O relevo da área de estudo é distribuído entre numerosos compartimentos, segundo Dantas (2000): Maciços Costeiros e Interiores, Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas, Escarpas Serranas, Tabuleiros de Bacias Sedimentares Eocenoicas, Planícies Flúvio-Marinhas (Baixadas) e Planícies Costeiras.

A geologia apresenta basicamente duas unidades litológicas predominantes, o Complexo Região dos Lagos (CRL) e o Grupo São Fidélis (GSF). A cobertura cenozoica do Grupo Barreiras ocorre em Macaé e na região NE da área, próximo a Quissamã e Campos dos Goytacazes.

Em termos estruturais destaca-se a falha de empurrão entre o CRL e o GSF (SCHMITT *et al.*, 2004). Essa sutura ocorreu na formação do Gondwana e estende-se desde a cidade de Macaé até a região de Cabo Frio e Saquarema.

A Falha de Macaé encontra-se na região litorânea do Estado do Rio de Janeiro, adjacente às bacias de Campos e Santos, responsáveis por cerca de 87% da produção nacional de petróleo (Fonte: ANP, 2014). Essa falha foi mapeada por Almeida *et al.* (2012b), mas existe a necessidade de melhor caracterização, pois essa estrutura de direção NW-SE pode fazer parte de um conjunto de falhas de transferência que desempenham um papel importante na estruturação da Bacia de Campos. Pois Lourenço *et al.* (2014) mapeou nesta região um conjunto falhas paralelas a falha de Macaé, que estendian-se desde o continente até os campos petrolíferos.

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo a nível nacional.



Legenda: A área de estudo está indicada pelo polígono vermelho, e linha tracejada preta indica o limite das bacias. - Fonte: O autor, 2016.

1.2 Objetivo

1.2.1 Geral

Na presente proposta pretende-se investigar a geometria de uma falha de transferência na parte emersa da Bacia de Campos, denominada de Falha de Macaé e também da Falha de Empurrão do Complexo Região dos Lagos sobre o Grupo São Fidélis, bem como as estruturas adjacentes.

1.2.2 Específico

Esta tese tem como objetivos relevantes o entendimento da tectônica e relação com os campos de petróleo da Bacia de Campos:

- a) Mapear novas estruturas e falhas existentes que possam ter correlação com a formação da Bacia de Campos e seus sistemas petrolíferos;
- b) Elaborar modelos 2D, 3D e 3 perfis (Figura 2) para análise do arcabouço estrutural da região *onshore* da Bacia de Campos a partir da integração de resultados geofísicos e geológicos de superfície. Estes modelos incluem a Falha de Macaé, o falhamento de empurrão entre o Complexo Região dos Lagos sobre o Grupo São Fidélis e possíveis depósitos terciários cronocorrelatos aos depósitos da porção superior da Bacia de Campos, pertencentes ao sistema de Riftes Cenozoico do Sudeste Brasileiro (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Figura 2 – Imagem do Google Earth da área de estudo com localização dos perfis e falhas na porção Onshore da Bacia de Campos.



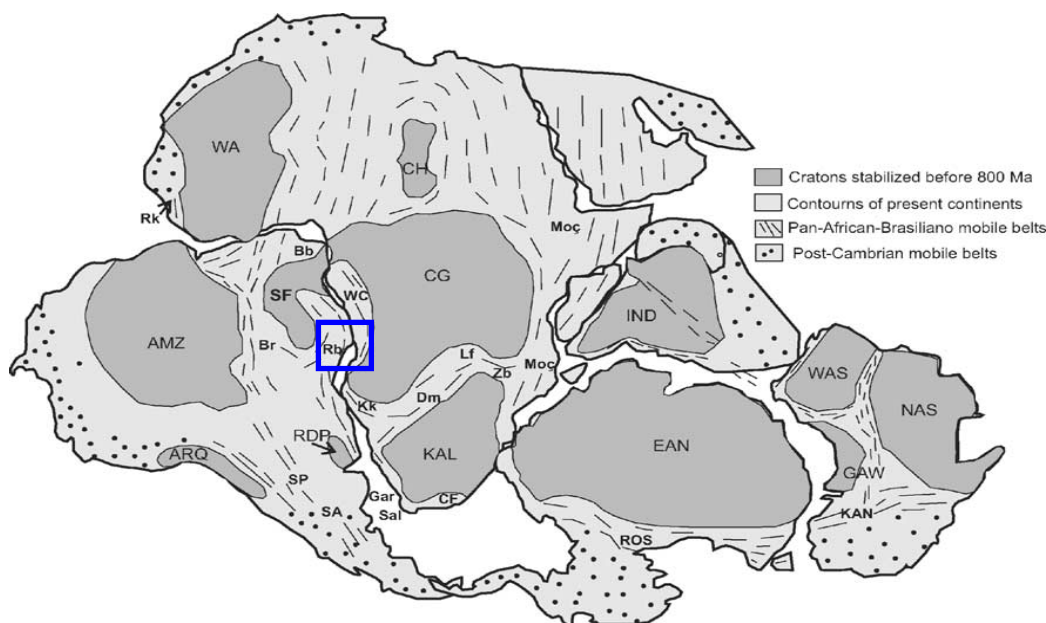
Legenda: Os lineamentos amarelos representam a localização e direção dos perfis gravimétricos e magnetotelúricos. Fonte: O autor, 2016.

2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

2.1 Contexto Tectônico

A Faixa Ribeira (FR) segundo Almeida *et al.* (1973) representa uma importante indicação da Orogenia Brasiliano-Pan-Africano. A FR faz parte da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981), que teve a sua formação durante a orogenia Neoproterozoica Brasileira resultando na formação do paleocontinente Gondwana (Figura 3).

Figura 3 – Mapa do Paleocontinente Gondwana com os blocos cratônicos e cinturões móveis Pan-Africano-Brasiliano.



Legenda: Os cratons: ARQ, Arequipa; RDP, Rio de La Prata; AMZ, Amazonas; SF, São Francisco; WA, Africano Oeste; CH, Chad; CG, Congo; Kal, Kalahari; IND, Indiano; EAN, Antártica Leste; WAS, Australiano Oeste; NAS, Australiano Norte; GAW, Gawler, Cinturões móveis: SA, Sierra Australes; SP, Sierra Pampeanas; Rb, Ribeira; Bb, Borborema; Br, Brasília; Moç, Moçambique; Zb, Zambezi; Lf, Lufiliano; Ros, Ross; Kan, Karmatoo; Cf, Cape Fold; Sal, Saldania; Gar, Gariep; Dm, Damara; Kk, Kaoko. Em azul localização da área de estudo (Faixa Ribeira).

Fonte: POWELL, 1993. Adaptado pelo autor, 2016.

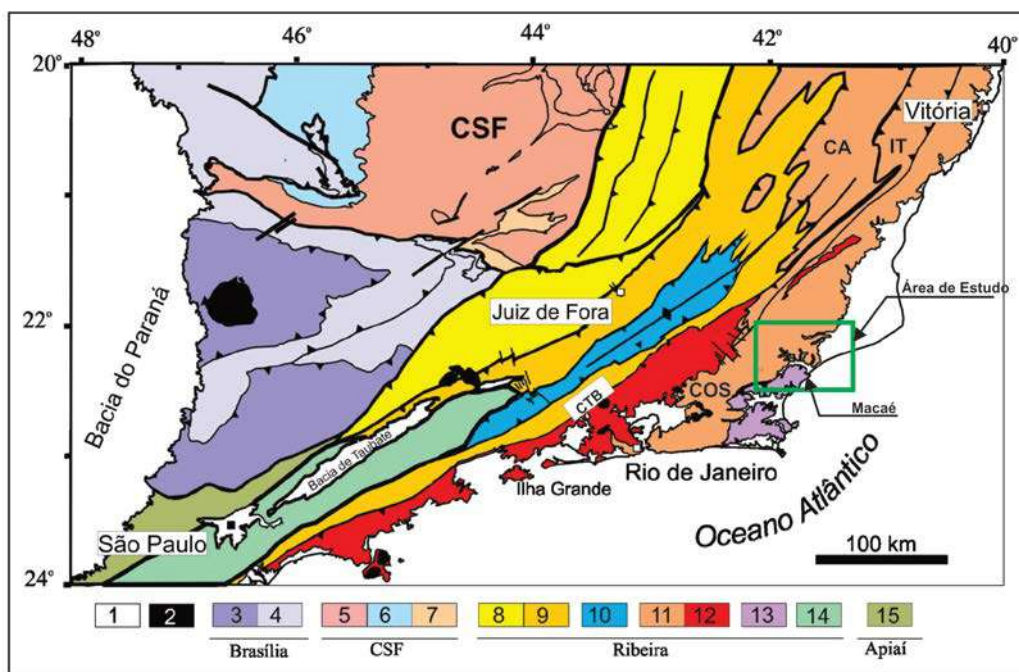
A Faixa Ribeira é constituída por um complexo sistema de dobramentos e empurrões desenvolvidos durante um intervalo de 300 milhões de anos, do Neoproterozoico ao Eopaleozoico (BRITO NEVES & CORDANI, 1991) ao longo da borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco. Apresenta direção predominante NE-

SW e se distribui por aproximadamente 1400 Km de extensão ao longo da costa atlântica do Brasil, desde o sul da Bahia até o Paraná (CORDANI *et al.*, 1967, 1973; ALMEIDA, 1967, 1969). A Faixa Ribeira é limitada a sul pelo Craton Luís Alves, a norte pela Faixa Araçuaí e a noroeste pela zona de Interferência entre as faixas Ribeira e Brasília (HEILBRON *et al.* 2004) (Figura 4).

A região costeira central-norte do Estado do Rio de Janeiro, onde se encontra a área de estudo, faz parte do Segmento Central da Faixa Ribeira. Segundo Heilbron *et al.* (2000, 2004) e Trouw *et al.* (2000), esse segmento seria definido por quatro terrenos tectono-estratigráficos distintos (Figuras 4 e 5): a) Terreno Ocidental: apresenta o conjunto de rochas do embasamento retrabalhado e metassedimentos de margem passiva; b) Klippe Paraíba do Sul: uma lasca tecônica de fácies granulito, sobreposta a esta; c) Terreno Oriental: composto de paragneisses intrudidos por rochas do arco magmático Rio Negro (780-620) Ma (TUPINAMBÁ *et al.*, 1998, 2000), podendo ser dividido em Domínio Costeiro e Klippes Cambuci e Italva; d) Terreno Cabo Frio: composto de rochas metamórficas em sua maioria paraderivadas.

Na concepção de Tupinambá *et al.* (2007) os quatro terrenos tectono-estratigráficos estão separados por falhas de empurrão e por zonas de cisalhamento oblíquas, transpressivas.

Figura 4 - Mapa da compartimentação tectônica da região Sudeste Brasileira.



Legenda: 1- Coberturas Fanerozoicas; 2- Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa Brasília: 3-Domínio Externo, 4- Domínio Interno; 5 a 7: Craton do São Francisco e Domínio autóctone: 5- Megassequência Andrelândia autóctone, 6- Supergrupo Bambuí, 7- Embasamento cratônico; 8 a 15: terrenos da Faixa Ribeira: 8- Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9- Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11- Terreno Oriental: Ca- Domínio Cambuci, IT -Klippe Italva, Cós -Domínio Costeiro, 12- Terreno Oriental/Arco magmático Rio Negro, 13- Terreno Cabo Frio, 14- Terreno Embú, 15- Terreno Apiaí.

Nota: O retângulo verde representa a área de estudo.

Fonte: modificado de HEILBRON et al. 2004a, b.

De acordo com Valeriano *et al.* (2008), o primeiro evento corresponde ao processo de acreção da Nappe Socorre Guaxupé entre 640 a 610 Ma, relacionada à evolução da Faixa Brasília.

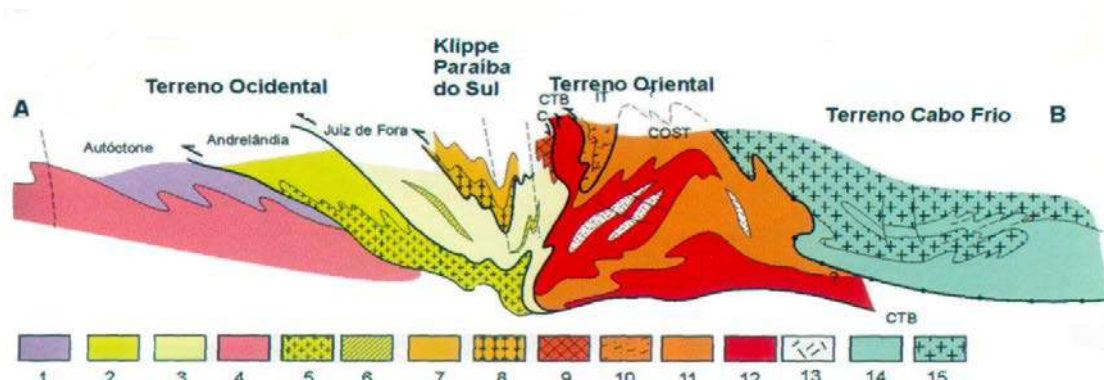
Segundo Heilbron *et al.* (2008) o segundo evento tectônico estaria registrado nos terrenos Paraíba do Sul e Embu, da Faixa Ribeira, obliterando as estruturas relacionadas à Faixa Brasília nesses terrenos e teria ocorrido entre 605-580 Ma.

Heilbron & Machado, (2003) e Heilbron *et al.* (2008), indicaram que o terceiro evento corresponde à colisão do Terreno Oriental com o paleocontinente São Francisco, ocorrida entre 580-550 Ma. Heilbron *et al.* (2008) ainda completam que da forma que o evento de colisão ocorreu em regime de alta temperatura, propiciou a formação de dobras, rochas miloníticas e corpos graníticos de gerações diferentes.

O quarto evento colisional, segundo Schmitt *et al.* (2008), seria a Orogenia Búzios ocorrido entre 530-510 Ma, gerando uma foliação de baixo ângulo e uma

assembléia metamórfica composta de K-feldspato, cianita e sillimanita, indicando condições de P-T de ~9 kbar e 780° C (SCHMITT *et al.*, 2004).

Figura 5 – Seção Estrutural do Orógeno Ribeira com relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.



Legenda : Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 – Megassequência Andrelandia nos domínios Autóctone, Andrelandia e Juiz de fora, Terreno Ocidental; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7 – Grupo Paraíba do Sul; 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Seqüência Cambuci; 10 – Seqüência Italva; 11 – Seqüência Costeiro; 12 – Arco Magmático Rio negro; 13 – Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14 -15): 14 – Seqüências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON *et al.* 2004a.

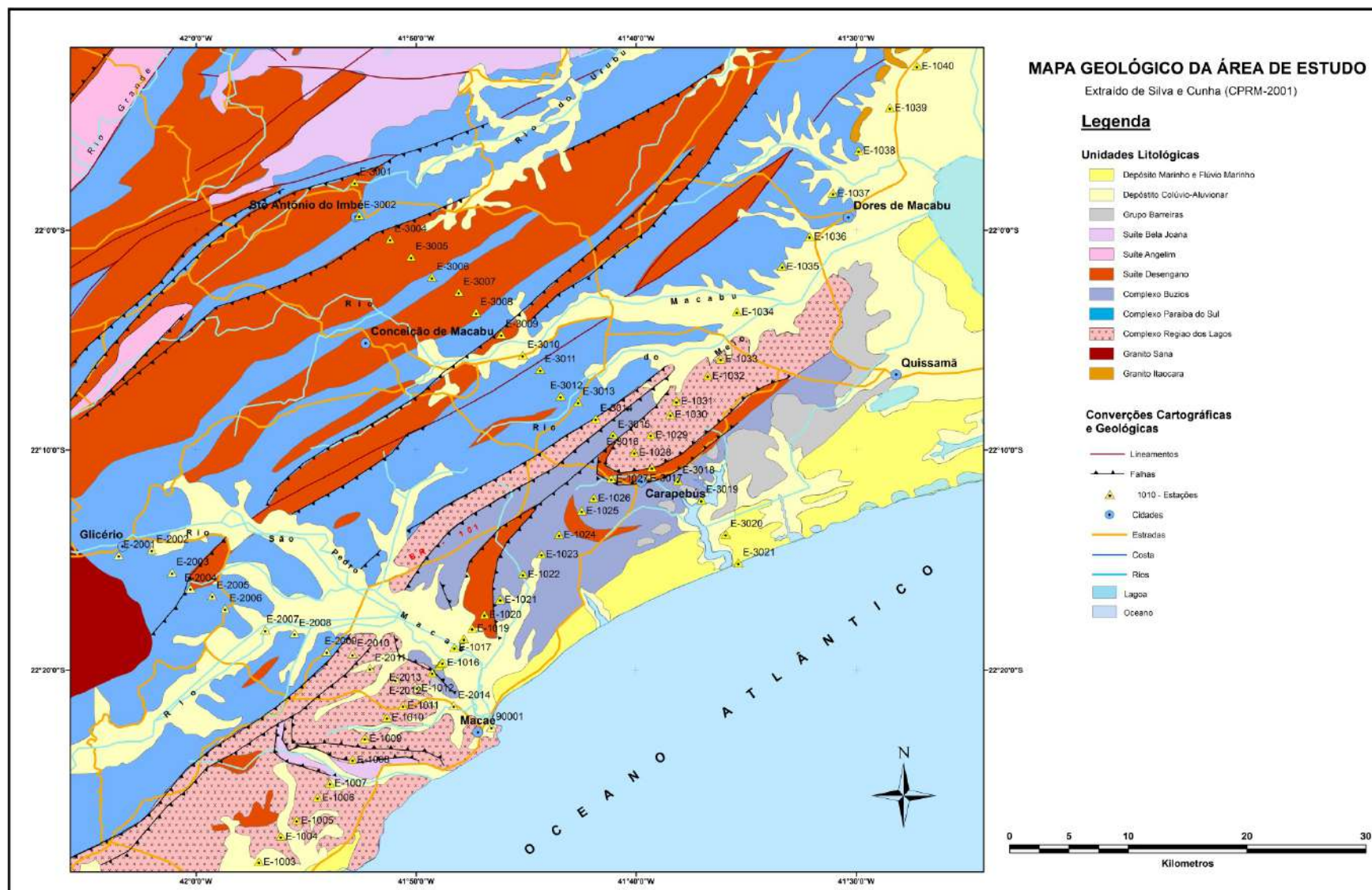
2.2 Geologia Local

Em relação à geologia da área de estudo existem dois trabalhos em diferentes escalas, o primeiro a nível regional elaborado por Silva e Cunha (2001b) (Figura 6), escala de 1:400.000 realizado pela CPRM, e o segundo elaborado por Almeida *et al.* (2012b) (Figura 7), escala 1:100.000 elaborado pelo Grupo Tektos-UERJ e publicado pela CPRM.

A geologia da área estudada compreende um embasamento paleoproterozoico denominado Complexo Região do Lagos. A cobertura Neoproterozoica corresponde às unidades Búzios, São Fidélis e Paraíba do Sul (denominações de acordo com os dois trabalhos consultados).

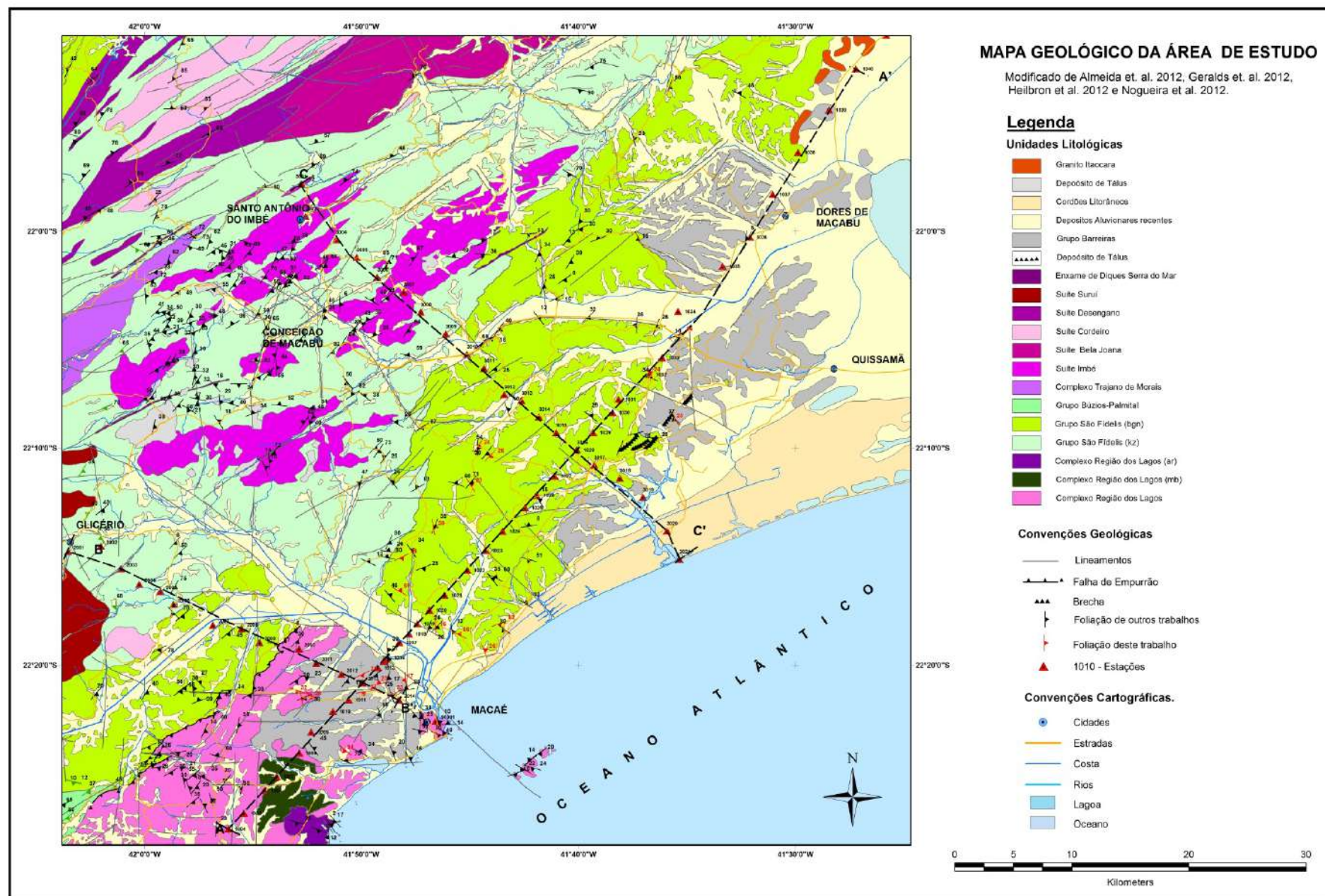
Os granitoides brasileiros que cortam a cobertura são representados pelo Complexo Rio Negro, pelas suítes Imbé, Cordeiro, Trajano de Moraes, Bela Joana e Desengano e pelo Granito Sana. Diques de diabásio de idade cretácica da Suite Serra do Mar cortam a seqüência pré-cambriana. As rochas cristalinas encontram-se intensamente intemperizadas e são recobertas pelo Grupo Barreiras (Cenozoico) e por depósitos sedimentares quaternários.

Figura 6 – Mapa Geológico da área de estudo I – Ano 2001.



Fonte: SILVA E CUNHA, 2001b. Adaptado pelo autor, 2016.

Figura 7 – Mapa Geológico da área de estudo II – Ano 2012.



Fonte: ALMEIDA *et al.*, 2012b. Adapado pelo autor, 2016.

Legenda correspondente ao mapa da Figura 7 (Almeida *et al.*, 2012b)

Unidade	Descrição
Qt	DEPÓSITO DE TÁLUS: acúmulo de blocos, matações e sedimentos mais finos na base de escarpas montanhosas.
Q2li	CORDÕES LITORÂNEOS: areias praias distribuídas em cordões paralelos.
Qca	DEPÓSITOS ALUVIONARES RECENTES: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.
ENb	GRUPO BARREIRAS: arenitos, conglomerados, diamictitos, siltitose argilitos.
▲ ▲ ▲ ▲	BRECHAS TECTÔNICAS: brechas com clastos angulosos e matriz/cimento silicoso.
K1βsm	ENXAMES DE DIQUES SERRA DO MAR: diques de diabásio, micro-gabro e gabro toleíticos.
e2γδsusa	SUÍTE SURUI: granitos de granulação fina (milimétrica), isotrópico, as vezes com estruturas de fluxo. Apresenta composição sienogranítica a monzogranítica. Localmente apresenta granulação centimétrica e brechas de falhas nas bordas. Exibe índice de cor leucocrático, cinza clara esbranquiçada a branca, equigranular, com biotita e muscovita.
NP3γ2ds	SUÍTE DESENGANO: biotita ortognaisse porfirítico, com composição granítica a álcali-granítica, com coloração que varia de cinza, comporfiros rosados de k-feldspato, a esverdeada, exibindo variações charnockíticas com ortopiroxênio.
NP3γ2co	SUÍTE CORDEIRO: granitos quartzo-feldspáticos com pouca biotita, às vezes com granada, predominantemente porfirítico. As cores podem variar de cinza claro a róseo, até cinza amarelada. A estrutura é sub-orientada a maciça. A forma mais comum da ocorrência do leucogranito apresenta biotita parda, cristais isolados de hornblenda verde, plagioclásio zonado ou com borda de albita no contato com o k-feldspato e titanita subedral.
NP3γ2bj	SUÍTE BELA JOANA: chamockito e granito porfirítico foliado de cor cinza e esverdeada, com granulação média e grossa e fenocristais subédricos de k-feldspato de até 5 cm; caracteriza-se pela textura porfirítica frequente e pelo aspecto homogêneo, com granada rósea esparsa; em regiões próximas aos contatos apresenta foliação milonítica. Idade 555 ± 6 Ma.
NPγ12im	SUÍTE IMBÉ: biotita-hornblenda-gnaiss porfirítico granítico. Os feldspatos potássicos são centimétricos, euédricos e se apresentam alinhados por tectonismo ou fluxo magmático. A textura é tipo glauoblástica a granolepidoblástica e a composição varia de granitos granodioritos a tonalitos. Apresentam na sua composição quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como minerais essenciais.
NP3γ1tm	COMPLEXO TRAJANO DE MORAES: rochas de coloração escura, granulação fina a média que exibem uma foliação muito acentuada ou até mesmo um fino bandamento, dado pela separação de minerais placóides e feldspato. A migmatização é generalizada representada pela formação de bandas leucossomáticas. veios graníticos ocorrem com frequência.
NP3bpb	COMPLEXO BÚZIOS-PALMITAL: cianita-sillimanita-granada-biotita gnaiss com intercalações de rocha calcissilicáticas bandadas, granada-anfibolitos e granada quartzitos. As rochas apresentam-se de coloração cinza médio a cinza pardo e exibem a granulação média até grossa (entre 2 a 5 mm) e estrutura orientada (gnáissica). A textura pode ser lepidoblástica e granoblástica e, por vezes, porfiroblástica, determinada por porfiroblastos de granada.
NPsfbgn	GRUPO SÃO FIDÉLIS: (sillimanita)-biotita gnaiss: bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas. Textura granolepidoblástica, estruturas migmatíticas. Apresenta bandamento gnáissico marcante, seja devido à estratificação primária (acumamento) ou pela ocorrência de bandas leucossomáticas. veios graníticos ocorrem com frequência.
NPsfkz	GRUPO SÃO FIDÉLIS: (cordierita)-(grafita)-(sillimanita)- granada- biotita gnaiss kinzigítico; (cordierita)-(sillimanita)biotita gnaiss bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Os gnaisses são bandados, mesocráticos, localmente porfiroblásticos ou migmatíticos com muito remobilizado neossomático (fkz).
PP3rlar	COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS: Granito Araruama: hornblenda metagranito com megacristais de feldspato potássico. A trama varia de granoblástica, isotrópica e porfirítica a milonítica, fortemente orientada e com forte lineação de estiramento dos megacristais de k-feldspato.
PP3rlmb	COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS - Metabásica: metagabros e metanoritos, isotrópicos, equigranulares, com granulação média a grossa.
PP3rl	COMPLEXO REGIÃO DOS LAGOS: hornblenda-biotita ortognaises com enclaves metadioríticos e metatonalíticos, xenólitos anfibolíticos e granito com megacristais de feldspato potássico. Ocorrem porções com enclaves de anfibolito grosso finamente bandado, em formas de boudins, e porções com bandamento gnáissico centimétrico marcante.

2.2.1 Unidades Litológicas

As unidades geológicas e litoestratigráficas pertencentes à área de estudo de acordo com o mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro elaborado Silva e Cunha (2001b) e com o mapa geológico da folha Macaé (ALMEIDA *et al.* 2012b) são descritas a seguir:

- a) complexo Região dos Lagos (CRL) - está incluso na Província Costeira, adjacente à Margem Continental (ALMEIDA, 1977). Nele se instalaram bacias continentais terciárias e suas correspondentes submersas, desenvolvidas a partir do Jurássico, a exemplo da Bacia de Campos e também por extenso magmatismo alcalino. O autor ainda completa que, constata-se o desenvolvimento de formações superficiais terciárias e quaternárias continentais e sedimentos quaternários na plataforma continental;

O CRL foi descrito por Reis e Licht (1982), como Unidade Região dos Lagos. É formado por dois conjuntos composicionais distintos, o primeiro tonalítico, o outro granítico. Estando localizado na região centro-leste do estado ao longo do litoral com direção NE, o complexo aflora em uma faixa de 125 km de comprimento e largura variando de 50 km no sul a 4 km em Macaé, na área da tese;

O CRL faz parte do domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) que representa o domínio mais oriental da província Mantiqueira. Sendo constituído por ortognaisses paleoproterozoicos e por supracrustais (Grupo Búzios) interpretadas como remanescentes de um *back arc*. Foi metamorfozizado na fácies anfíbolito superior, em evento colisional com cavalgamento para NW, sobre o Domínio Serra do Mar, durante os estágios terminais da colagem brasileira, no Cambriano (SCHMITT *et al.* 1999b). Observam-se ainda foliações com baixo ângulo de mergulho, ora para nordeste, ora para sudeste, tendo também lineação com indicação de transporte para NW. Segundo Fonseca *et al.* (1998) a geração de tais elementos teria ocorrido no pré-Brasiliano;

Schmitt *et al.* (1999 a e b) observaram que dados estruturais entre as cidades de Cabo Frio e Búzios apresentavam tectônica de baixo ângulo, que demonstravam vergência de topo para noroeste, o que coloca os ortognaisses estruturalmente por cima dos metassedimentos do Grupo São Fidélis;

Em relação à petrografia, o CRL é composto por biotita-plagioclásio-microclina ortognaisses tonalíticos a graníticos, localmente com variações portadoras de hornblenda. São porfiróides, foliados, metamorfizados na fácies de anfibolito, com frequentes venulações leucossômicas de leucogranitos anatéticos. Ocorrem fases de granitóides intrusivos não deformados cortando os gnaisses. Enclaves xenolíticos de metamargas ocorrem em áreas restritas. Foram identificadas duas gerações de paleodiques anfibolíticos. A primeira, mais antiga, caracteriza-se por finos níveis, descontínuos e dobrados, dispostos concordantemente com a foliação dos ortognaisses dominantes do CRL. A segunda, mais jovem, guarda ainda características de um corpo intrusivo, nitidamente discordante da foliação preferencial dos ortognaisses grossos, encaixantes;

Neste complexo encontra-se a unidade metagabro (PP3rlmb), presente em regiões aluvionares como o rio Imboacica e alguns de seus afluentes, na região que abrange a Lagoa de Imboacica até o distrito de Cantagalo (ALMEIDA *et al.*, 2012a);

O metagabro (PP3rlmb) apresenta coloração esverdeada, com granulação variando de fina a média e textura granoblática inequigranular (ALMEIDA *et al.*, 2012a). Os minerais que compõem essa unidade são plagioclásio, granada, quartzo, epidoto, hiperstênio e opacos (ALMEIDA *et al.*, 2012a);

b) grupo São Fidélis - foi descrito originalmente por Gomes *et al.* (1981) como migmatitos heterogêneos e homogêneos com estrutura estromática, flebítica, oftálmica e dobrada, com limites transicionais para as unidades adjacentes;

Na área de estudo o Grupo São Fidelis está subdividido em duas unidades de metassedimentos pelíticos neoproterozoicas, a unidade

São Fidelis kinzigito (NPsfkz) e a unidade São Fidelis biotita gnaïsse (NPsfbgn) (ALMEIDA *et al.*, 2012a). A sua datação é do Meso/Neoproterozoico e a sua composição mineralógica está relacionada com diferentes condições de metamorfismo (ALMEIDA *et al.*, 2012a);

- Unidade São Fidelis Kinzigito – esta unidade é observada na região das serras em afloramentos situados em encostas rochosas e em cachoeiras (ALMEIDA *et al.*, 2012a). As rochas desta unidade são bandadas e apresentam grande variação composicional, com abundantes veios leucossomáticos. Apresentam coloração cinza claro a cinza escuro, a sua granulação vai de fina a grossa, sendo os tipos finos ricos em biotita. A litologia é composta por (cordierita)-(grafita)-(sillimanita)- granada- biotita gnaïsse kinzigitico; (cordierita)-(sillimanita) biotita gnaïsse bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Os gnaïsses são bandados, mesocráticos, localmente porfiroblásticos ou migmatíticos com muito remobilizado neossomático (fkz) (ALMEIDA *et al.*, 2012a);
- Unidade São Fidelis biotita gnaïsse – Na unidade ocorre uma predoninância de granada – sillimanita - biotita gnaïsse: bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas. Apresenta bandamento gnáïssico marcante, com intercalação de bandas máficas biotíticas e bandas félsicas quartzo-feldspáticas, seja devido à estratificação primária (acamamento) ou pela ocorrência de bandas leucossomáticas, ocorrem veios graníticos com frequência (ALMEIDA *et al.*, 2012a);

c) Complexo Búzios / Palmital - Segundo Fonseca *et al.* (1979) os paragneisses deste complexo expostos no cabo Búzios seriam denominados como Seqüência de Búzios. E observar-se a existência da similaridade tectono-estrutural e litológica com os metassedimentos expostos naquele local, tal unidade foi ampliada para NE, no sentido da cidade de Carapebus;

Schmitt *et al.* (1999 a) resolveram incluir no Complexo Búzios as rochas supracrustais da serra de Sapatiba (São Pedro d'Aldeia) e da região entre Maricá, Saquarema e Casimiro de Abreu. No entanto, Reis e Licht (1982) teriam chamado esta porção do complexo, preteritamente de Unidade Palmital;

Rodrigues *et al.* (1997) caracterizaram em detalhe os paragneisses de Búzios, identificando três associações litológicas: metapelítica, calcissilicática e anfibolítica. A primeira consiste em sillimanita biotita xisto, sillimanita-cianita-K-feldspato gnaiss, biotita gnaiss, granada-biotita gnaiss, granada-quartzo gnaiss e quartzito feldspático. A segunda compreende duas formas de ocorrências: níveis de até 20 cm de espessura, boudinados, com intercalações nas associações pelítica e anfibolítica, e níveis de até 6 metros de biotita-diopsídio gnaiss, com espessura de no máximo 6 metros. A terceira associação é constituída de anfibolito, diopsídio-anfibólio gnaiss e granada-anfibólio gnaiss;

Embora Fonseca *et al.* (1994) tenham denominado esse domínio de "Fragmento Tectônico de Cabo Frio", obtiveram idades entre 1.600 e 1.200 Ma e entre 600 a 500 Ma como época do metamorfismo, Silva e Cunha (2001a) propõem que o Grupo Búzios agrupa rochas supracrustais das sucessões Búzios e Palmital, tendo seu período de formação durante o Neoproterozoico ocorrido em ambiente sedimentar de fundo oceânico;

Segundo Schmitt (2001), a referida seqüência supracrustal sofreu metamorfismo e deformação pela orogênese Búzios entre o Cambriano e o Ordoviciano. A autora também definiu a orogênese Búzios no Domínio Tectônico Cabo Frio, como sendo o evento

tectono-metamórfico mais novo registrado nas faixas móveis brasileiras, com idades entre 525 e 480 Ma;

- d) Complexo Trajano de Moraes - foi classificado inicialmente como Gnaisse Trajano de Moraes, e mais tarde redefinido como formação por Grossi-Sad (1978);

Segundo Geraldés *et al.* (2012), o Complexo Trajano de Moraes é um conjunto magmático metamórfico migmatizado composto por rochas de coloração escura, apresentado granulação fina à média. A foliação é muito acentuada ou pode apresentar um fino bandamento. De acordo com esses autores as rochas estariam dispostas em uma longa faixa com direção N50E, tendo uma extensão aproximada de 36 km e apresentando uma largura variável;

A migmatização é generalizada e representada pela formação de leucossoma quartzo-feldspático, pegmatoide ou aplítico, comumente disposto em finas bandas com forma irregular, criando massas de biotita e/ou anfibólio no interior do leucossoma;

- e) Suíte Imbé - Esta unidade aflora na região de Santo Antônio do Imbé e Conceição de Macabu (Serra de Macaé) e estaria intrudida no Grupo São Fidelis (kz);

Segundo Almeida *et al.* (2012a), a suíte Imbé foi descrita primeiramente por Pinto (1991), sendo caracterizada como hornblenda-biotita gnaisses porfiríticos de composição granítica. Existem feldspatos potássicos de dimensões centimétricas, euédricos e possuem alinhamento provocado por tectonismo ou fluxo magmático;

As rochas que compõem esta unidade são mesocráticas e apresentam coloração variando do cinza claro a cinza amarelado. A sua estrutura é sub-orientada e maciça;

A textura é do tipo glanoblástica a granolepidoblástica e a composição varia de granitos granodioritos a tonalitos. Esse elementos apresentam em sua composição quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como minerais essenciais;

f) Suíte Bela Joana - foi mapeada inicialmente por Silva & Ferrari (1976), esta unidade compreende um domínio de rochas com hiperstênio, exibindo localmente características plutônicas. Apresenta-se sob a forma de corpos alongados com direção SW-NE na região noroeste e norte do estado (SILVA e CUNHA, 2001a);

As rochas dessa unidade são maciças, granulação grossa à média e coloração variando de cinza-esverdeada clara (composição granítica) a cinza-esverdeada escura (composição tonalítica). Como minerais primários tem-se plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, quartzo e K-feldspato e pouca biotita (NOGUEIRA *et al.*, 2012);

A suíte Cordeiro está localizada na região NW do mapa da Figura 7, e em uma pequena área próxima à localidade de Bicuda Pequena;

Compreende migmatitos e gnaisses diversos, descritos originalmente por Rosier (1957, 1965) e podem ser interpretados como resultados de fusão dos metassedimentos do Grupo São Fidélis;

Quanto à composição são gnaisses graníticos quartzo-feldspáticos com pouca biotita, por vezes com granada, predominantemente porfiríticos. As cores podem variar de cinza claro a róseo, até cinza amarelada. A estrutura é sub-orientada a maciça. A forma mais comum da ocorrência do leucogranito apresenta biotita parda, cristais isolados de hornblenda verde, plagioclásio zonado ou com borda de albita no contato com o k-feldspato e titanita subedral;

A foliação sofre uma variação de intensidade devido ao alinhamento de cristais milimétricos de biotita e quartzo lenticular.

A rocha tem uma susceptibilidade alta à erosão e desenvolve espesso manto eluvial quartzo-feldspático, com baixa preservação da estrutura original da rocha (TUPINAMBÁ *et al.*, 2011);

g) Suíte Desengano - foi registrada na região nordeste do Estado do Rio de Janeiro, com extensão de aproximadamente 200 km na direção NE, desde Niterói até as proximidades de Italva. Ela é

composta por cerca de uma dezena de lentes estreitas (1- 4 km), alongadas (até 100 km) inseridas nos paragneisses pelíticos e grauvaqueanos do Complexo Paraíba do Sul;

Os granitóides formam uma extensa sucessão de pães de açúcar no vale do Desengano, destacando-se dos paragneisses, restritos às porções mais baixas do vale. No extremo-norte desse domínio, os granitóides passam a apresentar frequentes manchas de granada charnockito, passando gradativamente para corpos charnockíticos isolados e mesmo para as granadas charnockitos da Suíte Bela Joana. Na suíte foram englobados os granitos Santa Tereza, Quartéis, Carapebus, Serra da Concórdia e Cassarotiba;

São plútons sintectônicos associados a um regime transpressivo dextral, de direção NE-SW apresentando discreta a forte foliação milonítica sobreposta à textura magmática. Os granitóides caracterizam um arco sincolisional de dimensões regionais, o Arco Rio de Janeiro, relacionado à Orogênese Araçuaí, durante o Episódio Brasileiro III (SILVA *et al.* no prelo);

- h) Suíte Suruí - É composta de granitos por granulação fina, isotrópico às vezes com estrutura de fluxo. São leucocráticos, com cor variando de cinza claro esbranquiçada a branca. A composição é sienogranítica e monzogranítica (VALERIANO *et al.*, 2012). A textura é megaporfirítica, apresentando cristais tabulares euédricos a subédricos de microclina de dimensão centimétrica (até 4 cm), se dispõem em matriz quartzo diorítica de grão médio, com biotita e muscovita (VALERIANO *et al.*, 2012);

Os megacristais estão orientados de forma planar e/ou linear com atitudes variadas, conferindo à rocha lineação e foliação interpretadas como originadas por fluxo magmático ou por deformação superposta (PENHA e WIEDEMANN, 1984);

- i) Suíte Intrusiva Serra do Mar - consiste de um enxame de diques de direção NE que ocorre no litoral e na Serra do Mar do Sudeste do Brasil (VALENTE *et al.* 2007). A leste da Baía de Guanabara ocorrem três grandes diques desse enxame, destacando-se o Dique Saquarema-Campos (DSC). Este adentra o continente entre as

lagoas de Jaconé e Saquarema e percorre 177 km no continente na direção geral N40E, passando por Silva Jardim, Casimiro de Abreu, Sana, Conceição de Macabu, finalizando na margem esquerda do Rio Paraíba do Sul, em Campos dos Goytacases. A partir de Conceição de Macabu (dentro da área da tese), o dique apresenta um escalonamento, com segmentos oblíquos de direção N55E e comprimento entre 9 e 15 km;

Na área de estudo Almeida *et al.* (2012a) descreveram um dique de diabásio com até 150 m de espessura e mais três diques com espessura equivalente, todos intrusivos em rochas do Grupo São Fidélis. Os autores também destacaram o elevado grau de intemperismo e a espessa cobertura de solo que impede a identificação dos diques no campo, o que também foi verificado nos trabalhos de campo para esta tese. Almeida *et al.* (2012a) descreveram amostras de diabásio de diques como rochas mesócráticas a melanocráticas com granulação de fina a média, com textura afanítica a subafanerítica, podendo apresentar textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio;

- j) Brechas tectônicas - Em Carapebus ocorrem brechas silicificadas em morros alinhados na direção N60E, com clastos de gnaisses e granitos e clastos de brechas mais antigas. O material foi descrito e interpretado por Motoki *et al.* (2012) como resultante de cataclase ao longo de zonas de falha sísmicas. O bombeamento hidráulico durante a cataclase teria concentrado soluções hidrotermais silicosas de baixa temperatura. Os autores não relacionaram o evento ao magmatismo alcalino Eocenoico: baseado em relações de corte com diques de diabásio cretácicos, o tectonismo rúptil foi atribuído às fases finais do Ciclo Brasileiro, no Eopaleozoico (MOTOKI *et al.* 2012);

- k) Grupo Barreiras - O grupo Barreiras estende-se desde o Amapá até o Rio de Janeiro, sendo considerada uma das unidades mais expressivas da faixa litorânea (BATISTA *et al.* 1984). Sua formação ocorreu no Cenozoico e, em termos fisiográficos, esta formação aflora sob a forma de extensos tabuleiros ou falésias de vários metros de altura;

Segundo o mais recente mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (SILVA E CUNHA, 2001), a maior expressão dos depósitos da Formação Barreiras no estado ocorre na região da planície costeira do rio Paraíba do Sul, constituindo o limite oeste desta planície, particularmente a norte da sua foz. Nesta região, os depósitos da Formação Barreiras atingem o litoral, onde por ação direta das ondas, são esculpidas falésias. Essa unidade também ocorre na região de Quissamã e, mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé;

Segundo Ferrari *et al.* (1981a), o pacote sedimentar desta formação é composto de três unidades: areias grossas a conglomeráticos, com matriz caulínica e estruturas de estratificação cruzada (*hummocky*) planas na base do pacote; uma da outra unidade intermediária composta de interlaminções de areias grossas quartzosas com matriz areno-argilosa e argilas arroxeadas levemente arenosas; e, no topo do pacote, um nível de argilas de cores vermelhas e brancas. Devido ao nível do mar ser mais baixo, a sedimentação do grupo Barreiras acumulou-se na plataforma continental (BIGARELLA & ANDRADE, 1964, 1965). De acordo com Vilas-Boas *et al.* (1979) quando o clima passou a ser mais úmido, a sedimentação do Grupo Barreiras foi interrompida;

Para Martin *et al.* (1997), em relação à evolução paleogeográfica e paleoclimática do litoral norte do estado do Rio de Janeiro, a sedimentação do grupo Barreiras aconteceu durante o Plioceno, período de chuvas esporádicas torrenciais, que corresponde a um clima semi-árido;

- l) Depósitos Quaternários - Os depósitos quaternários continentais, em geral, são encontrados nos vales dos rios, ao redor de lagoas e regiões de baixadas. Os registros são caracterizados pela natureza fragmentada, estando irregularmente distribuídos sobre o relevo, não sendo necessariamente restritos a bacias sedimentares. Dessa forma, as sucessões sedimentares mostram considerável variabilidade lateral e de fácies, além da similaridade entre suas sucessões verticais de fácies ser um aspecto muito comum;

Para Reis e Mansur (1995) os depósitos Quaternários são encontrados em grande parte no curso dos rios, preenchendo os fundos de vale e áreas de baixada da região, como no curso dos rios Macaé, Imboassica, Macabú, do Meio e outros menores, assim como nas áreas de baixada em torno da Lagoa de Carapebus, e arredores de Quissamã, Lagoa Feia até o Rio Paraíba do Sul. Alguns estudos realizados dividem os depósitos Quaternários em: depósito Colúvio-Aluvionar (Qca), depósitos Flúvio-lagunares, depósito Marinho e Flúvio-Marinho, depósito de Restinga;

- Depósitos Colúvio-Aluvionares – Estas estruturas sedimentares quaternárias têm uma composição a base de cascalhos, areias argilosas e argilas arenosas, que apresentam sinais de laterização (ALMEIDA *et al.*, 2012a). Os autores descrevem ainda que esses sedimentos observados ao longo dos cursos de rios, são provenientes de áreas de encosta foram transportados processos de fluxo gravitacionais e aluviais;
- Cordões Litorâneos - São estruturas geológicas litorâneas do Quaternário e são referenciadas como formadas pelas flutuações do nível do mar. Essas feições apresentam formas alongadas, localizadas nas áreas costeiras, estando relacionadas a deltas dominados por ondas e abundante aporte de sedimentos (MARTIN *et al.*, 1993; DELLA FÁVERA, 2001; dentre outros);

Essas estruturas na área de estudo bordejam o litoral na direção SW-NE ao longo da linha de costa desde o limite leste na região da Lagoa Feia até a praia de São José do Barreto, na

cidade de Macaé (ALMEIDA *et al.*, 2012a). A composição destas feições é de sedimentos praias que foram retrabalhados por ondas. Um exemplo destas feições observa-se na Figura 9 (planícies costeiras);

- Depósito de Talus - Almeida *et al.* (2012a) descrevem que correspondem a blocos de grandes dimensões apresentando litotipos variados, sendo que a constituição dos depósitos de tálus está relacionada à unidade litológica sobre a qual eles se desenvolvem;

Segundo Almeida *et al.* (2012a) os blocos apresentam forma arredondada, variando de seixos a matacões e apresentando composição variada dependendo da área fonte. Geralmente a matriz é de material coluvial, areno-argiloso, apresentando coloração amarelada, alaranjada e avermelhada, podendo ocasionalmente ter tonalidade cinza ou esbranquiçada. Geralmente apresenta-se em forma de leques aluviais, mas podendo variar de acordo com a forma do local de formação.

2.3 Contexto Geomorfológico

O Estado do Rio de Janeiro, em termos geomorfológicos, apresenta uma vasta diversidade de feições, que é resultado dos processos tectônicos e climáticos associados. Um exemplo que se observa dessa diversidade é a ocorrência de grandes desníveis superiores a 2000m alternados com bacias de rifte, demonstrando a forte influência dos eventos tectônicos na compartimentação do relevo no nosso estado. Essa influência é devido a um regime tectônico rúptil extensional, com início durante o Cretáceo Superior, provavelmente associada à quebra do supercontinente Gondwana, prolongando-se até o Terciário. A região caracterizada essencialmente por falhamentos normais que esculpiram os maciços costeiros e interiores e escarpas serranas, tais como a serra do Mar e serra da Mantiqueira (FERRARI, 1990), segundo Almeida (1976), durante o processo de abertura do Oceano

Atlântico Sul. De acordo com Riccomini (1989), a neotectônica Quaternária é um registro marcante dessa condição.

2.3.1 Geomorfologia Regional

Lamego (1945) dividiu a geomorfologia da região norte do Estado do Rio de Janeiro em três partes distintas que são: o embasamento cristalino, os tabuleiros terciários e as planícies quaternárias. Segundo Dantas (2001), o embasamento cristalino é caracterizado por dois padrões principais, na região externa apresenta morros arrasados em forma de meia laranja, com drenagem dendrítica, apresentando altitudes de 15m aproximadamente. A região mais interior é formada por um relevo forte, serras e morros íngremes, mas com drenagem retangular.

O mapeamento geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro na escala 1:250.000 foi elaborado por Dantas (2000) a partir da interpretação e integração de imagens de satélite Landsat TM (banda 4), cartas topográficas 1:50.000 disponibilizadas pelo IBGE e fotografias aéreas (USAF na escala 1:60.000). O Estado do Rio de Janeiro foi dividido em dois domínios morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico, terrenos de degradação constituídos por um conjunto diversificado de rochas graníticas e gnáissicas submetidas a diversos eventos orogênicos durante o Pré-Cambriano e nas quais hoje predominam processos erosivos; e as Bacias Sedimentares Cenozoicas, terrenos de agradação constituídos por rochas sedimentares das bacias tafrogênicas de Itaboraí, Resende, Volta Redonda e Macacu, além dos tabuleiros da Formação Barreiras e as planícies quaternárias.

2.3.1.1 Geomorfologia Local

De acordo com Dantas (2000), os componentes ou domínios morfoesculturais que constituem a área de estudo são (Figura 8, 9 e 10):

- a) Maciços Costeiros e Interiores: conjunto de maciços montanhosos alinhados relativamente na direção WSW-ENE, desde o Maciço da Juatinga ao maciço da Região dos Lagos, situados em meio às baías e baixadas litorâneas.
- b) Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas: compreendidas entre as planícies costeiras e baixadas flúvio-marinhas e a escarpa da Serra do Mar o domínio de Superfícies Aplainadas, geralmente, apresentam um relevo suave e uniforme de colinas amplas, baixas e niveladas.
- c) Escarpas Serranas: domínio representado pelo conjunto de escarpas montanhosas festonadas, alinhadas na direção WSW-ENE, no caso a Serra do Mar e da Mantiqueira.
- d) Tabuleiros de Bacias Sedimentares Eocenoicas: unidade morfoescultural que compreende um conjunto de tabuleiros e colinas tabulares presentes nas bacias tafrogênicas continentais, neste caso representado pelos afloramentos da Formação Barreiras que ocorrem no norte do estado.
- e) Planícies Flúvio-Marinhas (Baixadas): constituem ambientes de agradação em áreas subhorizontais com gradientes extremamente suaves e convergentes a linhas de costa e que preenchem extensas áreas deprimidas. As baixadas são caracterizadas por uma sedimentação de interface entre ambientes continentais e marinhos ou transicionais.
- f) Planícies Costeiras: unidade morfoescultural compreendendo uma sucessão de feixes de restingas resultantes do empilhamento de cristas de cordões litorâneos por ação marinha em linha de costa prográdante. Os feixes de cordões arenosos, bem representativos no litoral norte fluminense, possuem idade pleistocênica, sendo formados após a penúltima transgressão e preservados do último máximo transgressivo; ou idade holocênica.

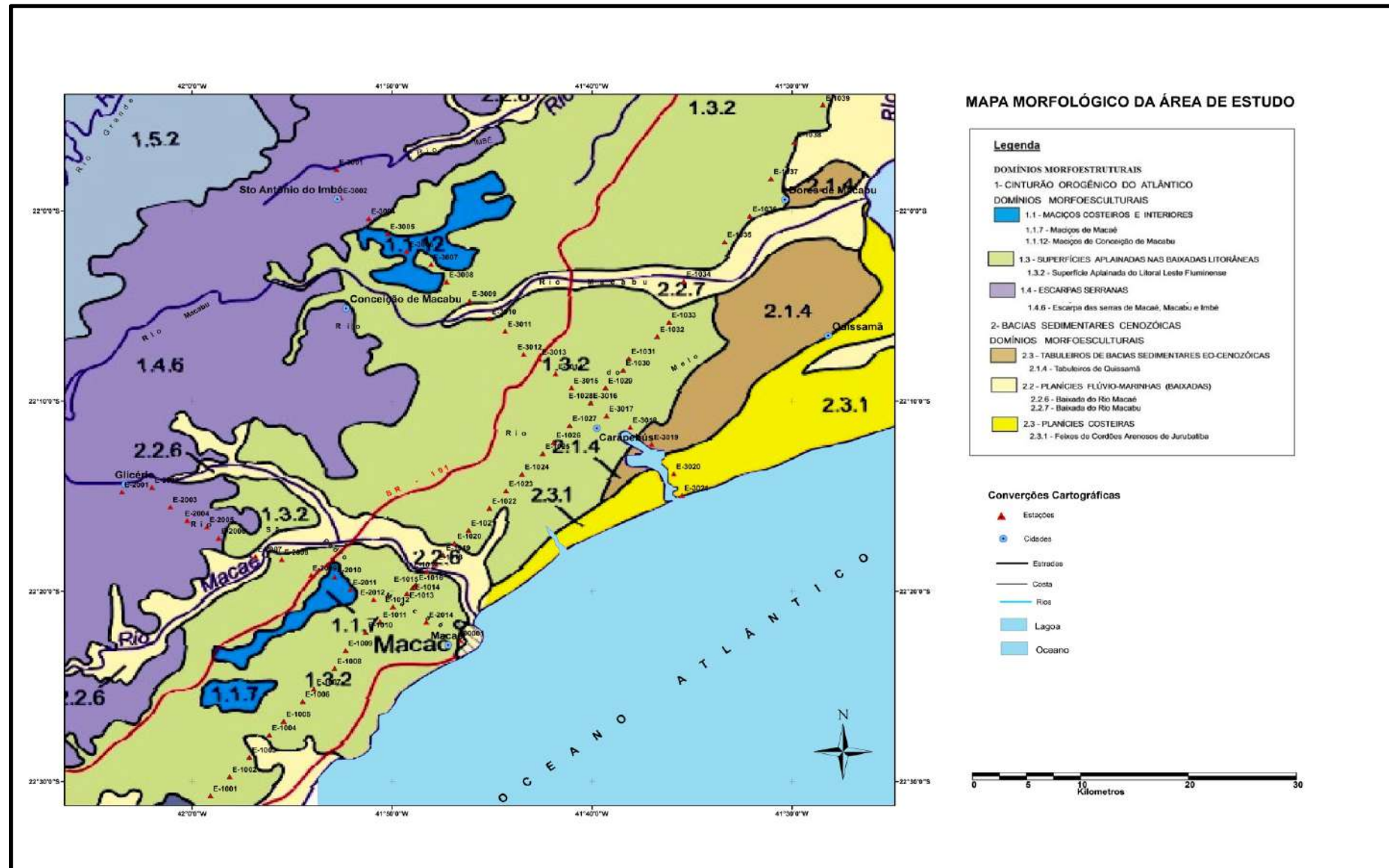
De acordo com Domingos *et al.* (1976), a baixada, onde foi instalada a maior parte das estruturas, é formada por rochas sedimentares que se acumularam em períodos geológicos relativamente recentes (do Paleógeno ao Quaternário). Essa

área é resultante da ação das águas continentais que transportaram um volume considerável de aluviões e das vagas marinhas que redistribuíram o material.

Dentre os agentes que transportaram e retrabalharam esse material do continente para as partes baixas, temos os rios e as enxurradas que, mobilizando os sedimentos à jusante, contribuíram como o fazem até o presente momento, para a gênese das baixadas.

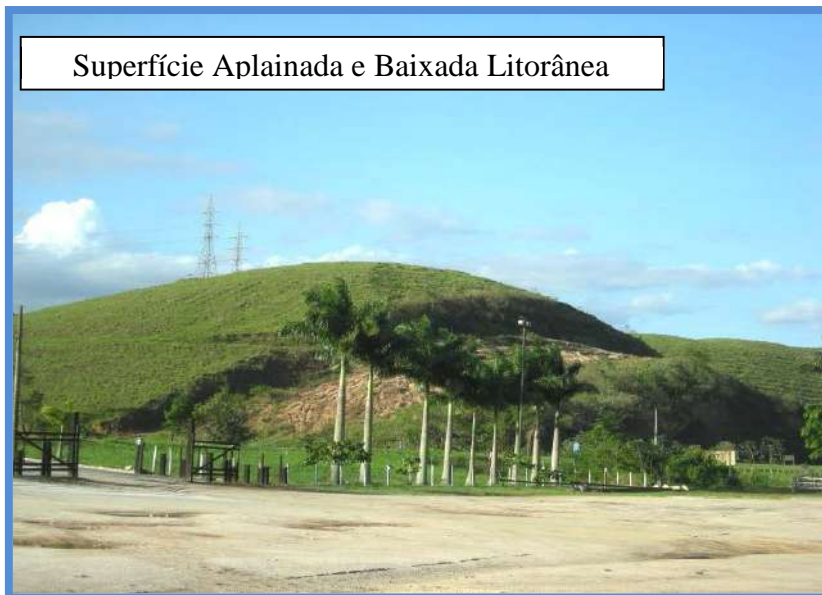
O trabalho contínuo das vagas oceânicas formou importantes cordões de restingas, resultando em um movimento de progradação significativo das baixadas. Algumas vezes, inclusive, aprisionando antigas áreas marinhas e constituindo lagoas / lagoas como as de Araruama e Feia. Com o passar do tempo as lagoas foram gradualmente entulhadas pelos sedimentos carreados pelo trabalho de drenagem dos rios e eventuais enxurradas, convertendo-as em áreas de pântanos e, posteriormente, incorporadas à baixada.

Figura 8 – Mapa Geomorfológico da área de estudo.



Fonte: DANTAS, 2000. Adaptado pelo autor, 2016.

Figura 9 – Imagens do relevo com os domínios morfoestruturais na área de estudo I.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 10 – Imagens do relevo com os domínios morfoestruturais na área de estudo II.

