



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Carlos Eduardo Miranda Mota

**Estudos Geológicos e Gravimétricos do Complexo
Marapicu-Gericinó-Mendanha (Rio de Janeiro)**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Rio de Janeiro
2008

Carlos Eduardo Miranda Mota

Estudos Geológicos e Gravimétricos do Complexo Marapicu-Gericinó-Mendanha (Rio de Janeiro)

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Mauro César Geraldês
Co-Orientador: Prof. Dr. Mauro Andrade de Souza.

Rio de Janeiro
2008

Mota, Carlos Eduardo Miranda.

Estudos geológicos e gravimétricos do complexo Marapicu –
Gericinó – Mendanha (Rio de Janeiro) / Carlos Eduardo
Miranda Mota. – Rio de Janeiro, 2008.

130 f. ; 30 cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de
Tecnologia e Ciências, Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, 2008.

Orientador: Mauro César Geraldes.

1. Tectônica. 2. Petrologia. 3. Recursos Minerais.
4. Geofísica. I. GERALDES, Mauro César. II. Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. III. Título.

CDD 551.8

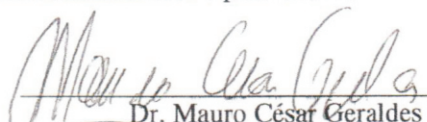
ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO INTITULADA: *ESTUDOS GEOLÓGICOS E GRAVIMÉTRICOS DO COMPLEXO MARAPICU – GERICINÓ – MENDANHA (RIO DE JANEIRO)*, DE AUTORIA DO ALUNO **CARLOS EDUARDO MIRANDA MOTA**, PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS, ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM TECTÔNICA, PETROLOGIA E RECURSOS MINERAIS.

Às 14h do dia 27 de fevereiro de 2008, no Auditório Pedro De Cesero da Faculdade de Geologia da UERJ, localizado no 2º andar, bloco A, Pavilhão João Lyra Filho, sito à Rua São Francisco Xavier, nº. 524, realizou-se a defesa pública da Dissertação de Mestrado intitulada **Estudos geológicos e gravimétricos do Complexo Marapicu – Gericinó – Mendanha (Rio de Janeiro)**, sob orientação do Prof. Dr. Mauro César Geraldês (DGRG/UERJ) e co-orientação do Dr. Mauro Andrade de Sousa (ON). A sessão foi presidida pela Coordenadora do Programa, Profª. Cláudia Sayão Valladares (DGRG/UERJ), que nos termos regimentais convocou os membros da Banca Examinadora constituída pelos Professores Doutores: Mauro César Geraldês (DO/USP/2000), Miguel Ângelo Mane (DO/USP/1988) e Alexis Rosa Nummer (DO/USP/2001). Em seguida a Presidente deu a palavra ao mestrando para apresentar a súmula do trabalho realizado. Finda a apresentação, o mestrando foi argüido pelos examinadores, que emitiram o parecer abaixo:

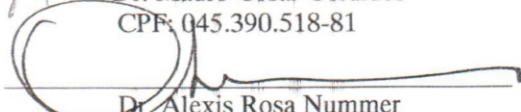
A Banca examinadora recomenda que sejam efetuadas algumas correções de forma.

Dr. Mauro César Geraldês	<input checked="" type="checkbox"/> Aprovado	<input type="checkbox"/> Reprovado
Dr. Miguel Ângelo Mane	<input checked="" type="checkbox"/> Aprovado	<input type="checkbox"/> Reprovado
Dr. Alexis Rosa Nummer	<input checked="" type="checkbox"/> Aprovado	<input type="checkbox"/> Reprovado

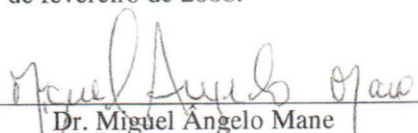
Face aos resultados acima, a Presidente deu por encerrada a sessão, declarando o mestrando **Carlos Eduardo Miranda Mota**, () aprovado / () reprovado, sendo que a presente Ata, após lida e aprovada, foi firmada pelos três Examinadores e pela Coordenadora do Programa. Rio de Janeiro, 27 de fevereiro de 2008.



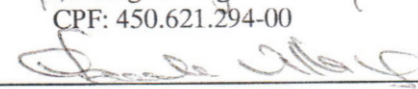
Dr. Mauro César Geraldês
CPF: 045.390.518-81



Dr. Alexis Rosa Nummer
CPF: 395.400.650-20



Dr. Miguel Ângelo Mane
CPF: 450.621.294-00



Drª. Cláudia Sayão Valladares
Coordenadora do PPGABFM
CPF: 783.950.547-34

A poeira une-se para formar uma grande montanha

(Antigo provérbio coreano)

Resumo

A serra Marapicu-Gericinó-Menanha é formada por um conjunto de rochas alcalinas saturadas e sub-saturadas em sílica, pertencentes ao Complexo Alcalino de Nova Iguaçu (CANI). O CANI está contido num alinhamento de intrusões alcalinas terciárias, ocorridas nos estados do Rio de Janeiro e São Paulo, o que é relatado como Província Alcalina do Sudeste Brasileiro. Este trabalho apresenta os resultados de campanhas geológicas e geofísicas realizadas por todo o maciço. As Técnicas aplicadas foram de gravimetria terrestre, com controle de posição por GPS diferencial, além de mapeamento 1:50.000, petrologia e análise de estruturas. O estudo em conjunto permitiu gerar modelos gravimétricos 2,5D, baseando-se em dados geológicos e petrofísicos. O CANI é composto por uma ampla gama de texturas de rochas sieníticas, os quais são relacionados à diferentes velocidades de resfriamento. Em compensação, quanto à mineralogia, as rochas possuem pouca variação, portanto basicamente k-feldspatos, anfibólios, biotitas e sulfetos disseminados. Nefelinas são raras. Essas rochas, em comparação com os gnaisses encaixantes, geram uma anomalia negativa de gravidade, o que permitiu o uso de técnicas de modelagem direta 2,5D para delimitar a geometria do corpo alcalino. A modelagem foi executada em duas áreas: o “Vulcão de Nova Iguaçu”, como é conhecido, e a Serra do Marapicu, onde se localiza a “chaminé do Lamego”. Na área do “vulcão”, foi observada uma forma geométrica de funil para o corpo alcalino de densidade média $2,54 \text{ g/cm}^3$ e, dentro dele, outra forma, colunar, de densidade menos ($2,47 \text{ g/cm}^3$), Atribuídos às rochas piroclásticas mapeadas. Na área do Marapicu, o que se observa é um morro testemunho, de aproximadamente 600m de profundidade, que deveria ser parte da Serra do Mendanha e, devido à erosão, a rocha alcalina foi arrasada, aflorando o gnaisse. Com essas observações, é possível afirmar que a geometria em sub-superfície do CANI sugere uma base de câmara magmática, arrasada pela erosão, durante mais de 60 Ma.

Palavras-chave: Rochas alcalinas, Vulcão de Nova Iguaçu, Gravimetria, Modelagem 2,5D.

Abstract

The Marapicu-Gericinó-Mendanha (MGM) is formed by a group of silica-saturated to sub-saturated alkaline rocks, comprising the Nova Iguaçu Alkaline Complex (NIAC). The NIAC is part of a tertiary alignment of alkaline intrusions, located between states of Rio de Janeiro and São Paulo. This alignment is known as Southeastern Brazil Alkaline Province. This work presents the results of geologic and geophysical surveys in the MGM. The applied techniques were the terrestrial gravimetric prospecting, with differential GPS control of position, geological mapping (1:50000 scale), petrography and structural analysis. This study allowed generating 2,5D gravimetric models, mainly based on geological and gravimetric data. The NIAC is composed by syenites with an ample type of textures, which are related to the different cooling rates. In addition, the rocks present little mineralogical variation, comprised basically by k-feldspars, amphiboles, biotites and sulphide minerals. Nepheline grains are rare. These rocks, in comparison with host gneissic rocks, generate a negative gravity anomaly, what it allowed to the use of techniques of 2,5D direct modeling to delimit the geometry of the alkaline body. The modeling was carried out in two areas: the “Nova Iguaçu Volcano”, as described in the literature and the Marapicu Peak, where locates the “Lamego’s Chimney”. In the volcano area, it was observed a geometric form of a funnel attributed for the alkaline body with 2,54 g/cm³ mean density, inside of it, one another columnar form, with lesser density (2,47 g/cm³), attributed for the alkaline to the mapped pyroclastic rocks in the center of the intrusion. In Marapicu area, where is observed a negative peak with approximately 600m depth, that could be part of the MGM in the past and, due to erosion, the alkaline rock was eroded, showing lower gneiss of the basement. Concluding, it is possible to affirm that geometry in subsurface of the NIAC suggests a base of magmatic chamber, destroyed by erosion, during the last 60 Ma.

Keywords: Alkaline rocks, Nova Iguaçu Volcano, Gravimetry, 2,5D modelling

LISTA DE FIGURAS

Capítulo I

- Figura 1.1 - Visão geral do Complexo Alcalino de Nova Iguaçu e os nomes das elevações montanhosas descritas na literatura que compõem o Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha. Em destaque, a localização de áreas situadas no maciço: Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu (Figura 1.2); Parque Natural Municipal do Mendanha (Figura 1.3); Campo de Instrução do Gericinó (Figura 1.4); Centro de Instrução Almirante Milcíades Portela Alves (Figura 1.5).
- Figura 1.2 - Vias de acesso ao Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu (PNMNI). Adaptado de Google Maps
- Figura 1.3 - Vias de acesso ao Parque Natural Municipal do Mendanha (PNMM) – Adaptado de Google Maps
- Figura 1.4 - Localização do Campo de Instrução do Gericinó, sua área aproximada e o tipo de atividade realizada dentro dos domínios. Adaptado de Google Maps
- Figura 1.5 - Localização do CIAMPA, suas atividades e a área de posse. Adaptado de Google Maps

Capítulo II

- Figura 2.1 - Relação entre as altitudes geoidal, ou ortométrica (H) com a altitude elipsoidal, ou geométrica (h). A diferença entre essas duas altitudes, expressada na figura é conhecida como ondulação geoidal (N).
- Figura 2.2 - Interface do Oasis Montaj, permitindo a geração de mapas temáticos, originados de um banco de dados inicial.
- Figura 2.3 - Interface do GMSYS.
- Figura 2.4 - Elemento geométrico envolvido na atração gravitacional de um polígono de n lados (modificado de Talwani et al., 1959).
- Figura 2.5 - Elemento geométrico representando a aproximação de um corpo bi-dimensional por um polígono de n lados (modificado de Blakely, 1995).

Capítulo III

- Figura 3.1 - Mapa esquemático de parte da região sudeste do Brasil, ilustrando as principais ocorrências de complexos alcalinos, que se dispõem preferencialmente em dois trends principais (Almeida, 1991). Legenda: 1. Diques toleíticos, 2. Corpos alcalinos (diques, stocks), 3. Nome do corpo e idade K-Ar, 4. Bacias terciárias, 5. Bacia do Paraná, 6. Lineamentos estruturais.
- Figura 3.2 - Mapa geológico simplificado do CANI. A estrutura alongada na direção SW-NE apresenta a Chaminé do Lamego na parte SW e o Vulcão de Nova Iguaçu na porção NE. (Modificado de Klein, 1993 e Dutra, 2004). A área em destaque é, de acordo com o Klein, (1993) como o vulcão de Nova Iguaçu.
- Figura 3.3 - Mapa geológico simplificado da região da porção N-NE do maciço. Legenda: 1- Sedimentos quaternários; 2- Aglomerado; 3 e 4- Brechas piroclásticas; 5- Brecha tectônica não deformada; 6- Brecha tectônica deformada; 7- Micro-sienito; 8- Sienito; 9- Gnaisse. Adaptado de Klein (1993).
- Figura 3.4 - Distribuição mundial dos hot-spots. As linhas tracejadas delimitam as áreas de anomalias do geóide (Crough, 1983).
- Figura 3.5 - Modelo projetado em computador de uma pluma mantélica (Condie, 1993)
- Figura 3.6 - As ilhas vulcânicas do Hawaii (Condie, 1997), ilustrando o caminho do hot spot do Hawaii, comprovada com o decréscimo dos valores de idades radiométricas de NW para SE. Com isso, a velocidade da placa Pacífica pode ser estimada durante os últimos 65 milhões de anos. Outra observação importante refere-se a mudança do sentido do movimento, por volta de 43 milhões de anos, devido a rotação da placa.
- Figura 3.7 - Possíveis interações do hot spot com a litosfera (modificado de Epp, 1984)
- Figura 3.8 - Traço do caminho do hot spot de Trindade, desde Poços de Caldas (MG) até Cabo Frio (RJ), caracterizando o lineamento magmático, composto por rochas alcalinas e ultramáficas. A partir de Cabo Frio, o caminho sofre uma deflexão, passando pela Bacia de Campos e

iniciando uma cadeia de edifícios vulcânicos até a Ilha de Trindade, caracterizando a Cadeia Vitória-Trindade (Thomaz Filho et al., 2005).

Figura 3.9 - Idades K-Ar dos corpos alcalinos do lineamento Poços de Caldas – Cabo-Frio, ressaltando o decréscimo das idades dos corpos. Adaptado de Thomaz Filho et al., (2005).

Figura 3.10 - Seções estratigráficas simplificadas das bacias marginais, desde a bacia de Pelotas até a bacia do Jequitinhonha. Na bacia de Campos, surgem as rochas vulcânicas alcalinas, associadas à cadeia Vitória Trindade, inclusive o limite entre Campos e Santos é delimitada pelo Alto de Cabo Frio, mapeada em linhas sísmicas. Nas outras bacias a norte de Campos, aparecem vulcânicas básicas, associadas à quebra do Gondwana (Thomaz Filho et al., 2005).

Figura 3.11 - Principais Traços das Estruturas de Ruptura no Brasil (Braun, 2005)

Figura 3.12 - Distribuição das principais rochas alcalinas do Brasil, e a representação dos grandes lineamentos estruturais: O Lineamento 125ºAZ, o Transbrasiliano e o Lancinha-Cubatão.

Figura 3.13 - Arco do Alto Paranaíba (modificado de Almeida et al., 1980). Legenda: 1- Coberturas fanerozóicas das bacias do Paraná e Sanfranciscana; 2- Faixa Brasília; 3- Faixa Uruaçu; 4- Complexos pré Uruaçuanos; 5- Rochas alcalinas; Kimberlitos neocretáceos; 4- Alinhamentos estruturais; 8- Limite do cráton do São Francisco; 9- Alinhamentos magnéticos; 10- Limite do Cráton do Paramirim; 11- Falhas maiores; 11- Falhas de empurrão.

Figura 3.14 - Atividade ígnea mesozóica associada ao Arco de Ponta Grossa (Modificado de Ferreira et al., 1984). Legenda: 1- Diques baseados em dados geológicos; 2- Diques baseados em sensores remotos; 3- Diques baseados em dados aeromagnéticos; 4- Rochas alcalinas da 1ª fase; 5- Rochas alcalinas da 2ª fase; 6- Basalto; 7- Sedimentos; 8- Embasamento.

Figura 3.15 - Vulcanismo Mecejana e a Zona de Fratura de Fernando de Noronha. Legenda: 1- Vulcanismo Mecejana; 2- Vulcanismo Macau; 3- Vulcanismo Rio Ceará-Mirim; 4- Idades K-Ar (Ma); 5- Altos do embasamento; 6- Cobertura Cenozóica; 7- Sedimentos mesozóicos; 8- Embasamento.

Capítulo IV

- Figura 4.1 - Mapa de pontos do CANI. A área em destaque no retângulo vermelho ilustra o mapa de Valente et al., 2006 e o retângulo azul, de Mota, 2005;
- Figura 4.2 - Mapa geológico 1:50.000 do complexo Alcalino de Nova Iguaçu. Este mapa foi utilizado como base para o levantamento geofísico.
- Figura 4.3 - Análises EDS/MEV de amostras de matriz de brechas intrusivas: À esquerda, elementos químicos constituintes de muscovita, e à direita, clorita. Os picos de Au dizem respeito à metalização das lâminas petrográficas, em lâminas de ouro.
- Figura 4.4 - Diagramas de rosetas dos diques mapeados. O diagrama A representa os diques de lamprófiros da porção norte do maciço, e o diagrama B representa as intrusões tabulares de traquitos porfiríticos e afíricos à nordeste do maciço.
- Figura 4.5 - Diagramas de rosetas das famílias de juntas do maciço (a) e em diques alcalinos (b).
- Figura 4.6 - Mecanismos focais dos conjuntos de falhas ENE e ESE, respectivamente, determinados através da aplicação do método de Angelier & Mechler (1977).
- Figura 4.7 - Pólos de falhas D_n com seus respectivos vetores-deslocamento, indicando movimentação lateral, com componente normal reduzido, indicando regime transtensivo, juntamente com as prováveis atitudes dos paleo-tensores responsáveis pela geração das falhas.
- Figura 4.8 - Pólos de falhas D_{n+1} com seus respectivos vetores-deslocamento, indicam movimentação lateral, com componente reverso reduzido indicam regime transtensivo, juntamente com as prováveis atitudes dos paleo-tensores responsáveis pela geração.

Capítulo V

- Figura 5.1 - Mapa de estações gravimétricas
- Figura 5.2 - Mapa de anomalias Ar-livre do CANI
- Figura 5.3 - Mapa de anomalia bouguer e os perfis AB e CD, para separação regional-residual.

Figura 5.4 - Perfil gravimétrico AB do campo regional, na região do Vulcão de Nova Iguaçu (preto) e os resultados dos ajustes polinomiais de graus 1 (azul), 2 (verde) e 3 (vermelho).

Figura 5.5 - Perfil gravimétrico AB do campo regional, na região do Vulcão de Nova Iguaçu (preto) e os resultados dos ajustes polinomiais de graus 1 (azul), 2 (verde) e 3 (vermelho).

Figura 5.6 - Mapa de anomalia bouguer residual obtido pela remoção de polinômio de grau 1.

Figura 5.7 - Histograma das densidades das amostras coletadas do CANI

Figura 5.8 - Acima, o modelo gerado a partir dos sinais gravimétricos para o perfil AB do CANI. Abaixo, as curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). O cálculo do valor do erro associado ao ajuste da anomalia é ilustrado geometricamente pelas linhas azul e rosa, onde a sobreposição da linha rosa sobre a azul indica maior precisão no ajuste.

Figura 5.9 - Acima, o modelo gerado a partir dos sinais gravimétricos para o perfil CD do CANI. Abaixo, as curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). O cálculo do valor do erro associado ao ajuste da anomalia é ilustrado geometricamente pelas linhas azul e rosa, onde a sobreposição da linha rosa sobre a azul indica maior precisão no ajuste.

Capítulo VI

Figura 6.1 - Mecanismo de formação de brechas intrusivas

Figura 6.2 - Desenho esquemático ilustrando o evento de erosão preferencial. Em 1, erosão em cruzamentos de fraturas/falhas ou diques menos resistentes que as encaixantes. Em 2, em interseção de diques mais resistentes que as encaixantes.

Figura 6.3 - Elipsóides de *strain* determinados para cada evento tectônico registrado no CANI.

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Principais características das seis fácies discriminadas para os sienitos relatados (Mtx – Matriz; Fen – Fenocristal). Adaptado de Arena et al., 2005.
- Tabela 2 - Principais características de fácies traquíticas do complexo alcalino (Mtx – matriz; Fen – fenocristal). Adaptado de Arena et al. (2005).
- Tabela 3 - Localização das amostras e classificação litológica.

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Capítulo II

- Foto 2.1 - Equipamentos utilizados no levantamento gravimétrico: Gravímetros LaCoste & Romberg e Aparelhos GPS Trimble 4000SE
- Foto 2.2 - Exemplo de marcos de Referência de Nível (RN).
- Foto 2.3 - Levantamento gravimétrico

Capítulo IV

- Foto 4.1 - Afloramentos de sienitos (A e B) e fotografias de lâminas delgadas (C e D).
- Foto 4.2 - Afloramento de lavas traquíticas (A e B) e lâminas delgadas (C e D).
- Foto 4.3 - Afloramentos (A e B) e fotomicrografias dos diques traquíticos (C e D).
- Foto 4.4 - Fotomicrografias de lamprófiros, em microscópio petrográfico (A) e MEV (B).
- Foto 4.5 - Afloramentos de brechas magmáticas.
- Foto 4.6 - Afloramentos de brechas de contato (A e B) e fotomicrografias (C e D).
- Foto 4.7 - Afloramentos de brechas piroclásticas.

SUMÁRIO

- I - INTRODUÇÃO**
 - 1.1. Considerações iniciais**
 - 1.2. Objetivos**
 - 1.3. Justificativas**
 - 1.4. Localização e vias de acesso**

- II - METODOLOGIA**
 - 2.1. Introdução**
 - 2.2. Levantamento geológico**
 - 2.2.1. Mapeamento Geológico/Estrutural
 - 2.2.2. Petrografia
 - 2.2.3. Microscopia eletrônica de varredura
 - 2.2.4. Análise estrutural
 - 2.3. Levantamento Geofísico**
 - 2.3.1. Equipamentos Utilizados
 - 2.3.2. Altitude Ortométrica, Altitude Geométrica e Ondulação geoidal
 - 2.3.3. Ajustamento do Geóide Local
 - 2.3.4. Levantamento Gravimétrico
 - 2.3.5. Correções e processamento de dados
 - 2.3.6. Informações de densidade
 - 2.3.7. Modelagem direta 2,5D

- III - REVISÃO TEMÁTICA**
 - 3.1. Introdução**
 - 3.2. Província Alcalina do Sudeste Brasileiro**
 - 3.3. Complexo Alcalino de Nova Iguaçu**
 - 3.4. O “Vulcão” de Nova Iguaçu**
 - 3.5. Modelos geradores de Rochas Alcalinas**
 - 3.5.1. Plumas Mantélicas e Hot-spots
 - 3.5.1.1. Introdução
 - 3.5.1.2. Modelos teóricos
 - 3.5.1.3. Alinhamento dos corpos alcalinos
 - 3.5.1.4. Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e Cadeia Vitória-Trindade
 - 3.5.1.5. Problemas do modelo
 - 3.5.2. Mecanismo de Reativação Tectônica
 - 3.5.2.1. Introdução
 - 3.5.2.2. Os grandes lineamentos estruturais brasileiros

- IV - GEOLOGIA**
 - 4.1. Introdução**
 - 4.2. Mapeamento geológico**

- 4.3. **Litologias constituintes**
- 4.4. **Estruturas rúpteis**
- 4.5. **Análise das estruturas**

- V - GEOFÍSICA E PETROFÍSICA**
- 5.1. **Introdução**
- 5.2. **Anomalias Ar-livre e Bouguer**
- 5.3. **Separação regional-residual**
- 5.4. **Informações de densidade**
- 5.5. **Modelagem direta 2,5D**

- VI - DISCUSSÕES**
- 6.1. **Caracterização do CANI**
- 6.2. **Integração geologia-geofísica**
- 6.3. **Nível de denudação atual**
- 6.4. **Relações com a Tectônica Regional**

- VII - CONCLUSÕES**

- VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- IX - ANEXOS**
- Anexo 1 - Tabela de localização das estações gravimétricas**
- Anexo 2 - Tabela de ajuste de coordenadas DGPS**
- Anexo 3 - Relação de publicações referentes ao volume**

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

Este trabalho representa o texto final de dissertação de mestrado pelo Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da UERJ. A dissertação tem como tema central apresentar o resultado de um levantamento geológico e gravimétrico realizado no Complexo Alcalino de Nova Iguaçu (CANI). O CANI é um conjunto de elevações, sustentadas por rochas alcalinas saturadas a sub-saturadas em sílica. Essas elevações caracterizam um desnível topográfico que chega a atingir 850 m acima do nível do mar, contrastando com as planícies da Baixada Fluminense, com cotas entre 15 e 45 m. O CANI é constituído, em termos de feições topográficas pelas Serras do Mendanha, Madureira e Gericinó, Morro Manoel José e Morro do Marapicu (IBGE, 1988 – Figura 1.1).

Este trabalho foi resultado de uma parceria entre o Departamento de Geologia Regional e Geotectônica da FGEL, representado pelo Prof. Dr. Mauro César Geraldes e o Departamento de Gravimetria do Observatório Nacional (ON), representado pelo Prof. Dr. Mauro de Andrade Sousa.

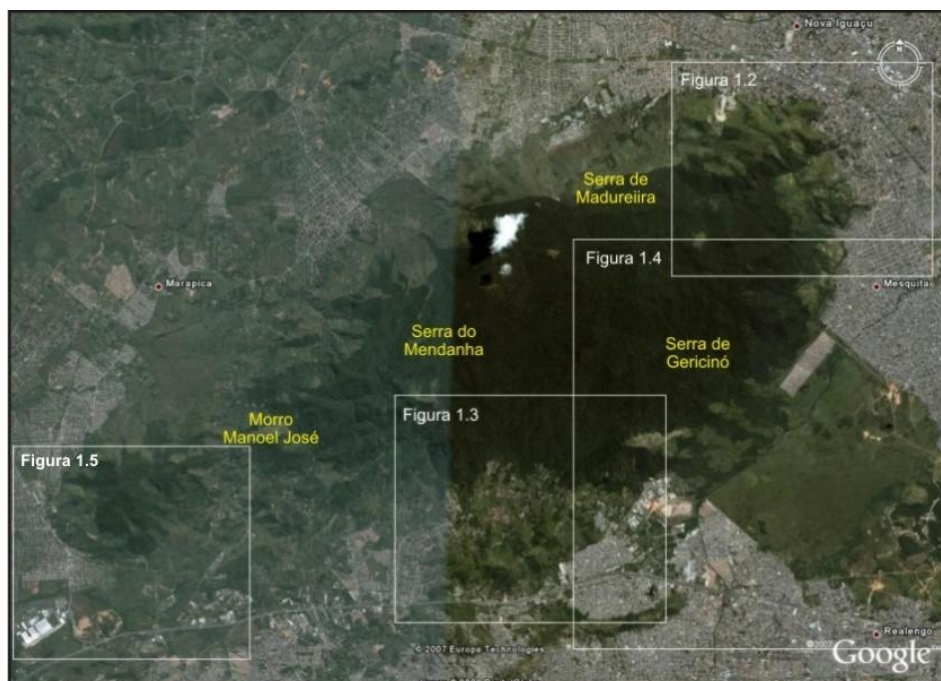


Figura 1.1: Visão geral do Complexo Alcalino de Nova Iguaçu e os nomes das elevações montanhosas descritas na literatura que compõem o Maciço Marapicu-

Gericinó-Mendanha. Em destaque, a localização de áreas situadas no maciço: Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu (Figura 1.2); Parque Natural Municipal do Mendanha (Figura 1.3); Campo de Instrução do Gericinó (Figura 1.4); Centro de Instrução Almirante Milcíades Portela Alves (Figura 1.5). (Google, 2006)

A Gravimetria é um método da geodésia física aplicada para determinar os níveis do campo gravitacional da Terra e, com isto, determinar o geóide. O geóide difere do elipsoide de rotação (forma geométrica aproximada ao geóide) globalmente em ± 50 metros (maximo 110 m), o que pode ser determinado, com precisão de poucos centímetros, através de medições gravimétricas de pontos bem distribuídos sobre a Terra.

Antes da interpretação das medidas, elas devem ser reduzidas pela influência da topografia usando para este fim um modelo digital de terreno com um raster que pode ter precisões variando entre 50 e 500 metros.

Esta redução e as anomalias da gravidade podem chegar a valores até acima de 200 mGal (0.2 Gal), o que significa 0.02% do valor da aceleração da gravidade. As anomalias indicam heterogeneidades geológicas na crosta terrestre causadas por densidades diferentes de rochas ou por minerais em distintas profundidades e com densidades diferentes do ambiente local.

Estudos gravimétricos já foram realizados em alguns corpos alcalino-ultramáficos, devido à prospecção de diamantes, mas poucos corpos alcalinos félsicos foram estudados. Alguns exemplo relevantes referem-se à publicações de Slavec et al. (2006), no Complexo Alcalino de Poços de Caldas (MG), e Rosales (1999) em Jacupiranga/Pariqueira-Açú. O presente trabalho é pioneiro dentre todos os corpos alcalinos que ocorrem sobre o território fluminense.

1.2. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo principal a realização de campanhas de mapeamento geológico 1:50.000 e geofísica terrestre, na mesma escala, por todo o maciço para a coleta de dados gravimétricos em malhas de aproximadamente 1 km, podendo variar de acordo com a facilidade de acesso aos locais de coleta de dados, acompanhados de controle de posição tridimensional por GPS.

Os produtos gerados são os mapas das anomalias gravimétricas Bouguer e Ar-livre (*Free-Air*) e a modelagem direta 2,5D, utilizando-se dados Bouguer

residuais, com a intenção de determinar a geometria da anomalia, associando à geometria do corpo. Também será abordada neste projeto a integração destes dados com dados geológicos de campo.

1.3. Justificativas

Além das incertezas, com relação à evolução geológica do complexo alcalino, algumas questões importantes observadas devem ser discutidas. As questões mais importantes relacionadas ao CANI e a outros complexos alcalinos referem-se ao nível de denudação das estruturas, com o passar do tempo geológico e o fato do CANI possuir um formato elíptico alongado paralelamente aos lineamentos regionais NW-SE, se comparado a outras ocorrências, como Morro Redondo, Itatiaia e Morro de São João.

A definição da cratera vulcânica do complexo alcalino (Klein & Vieira, 1980; Klein, 1993) foi baseada em observações geomorfológicas e também na descrição de aglomerados vulcânicos na Pedra da Contenda, localizada na borda da suposta “cratera”. Mas alguns autores contestam firmemente a essa questão. De acordo com Braun (2005) e Motoki (2007a, b), um vulcão é um cone ou elevação do terreno por onde são (ou foram) lançados gases e fumaças, cinzas, pedras e lavas ainda incandescentes.

Distinguem-se, geralmente, num vulcão (edifício vulcânico) três partes: a chaminé, o cone vulcânico ou eruptivo e a cratera. É, portanto, uma estrutura contemporânea na superfície. Como é uma elevação, supõe-se que seja a primeira a ser destruída pela erosão. Nenhuma elevação vulcânica persistiria na superfície topográfica brasileira pelos mais de quarenta milhões de anos de erosão.

Um aparelho vulcânico só ficaria preservado, como estrutura fóssil, se soterrado por camadas sedimentares. Na fazenda Cascata, nos arredores de Patos de Minas, ao lado de um *neck* de olivina-basalto, ainda podem ser encontradas camadas de tufitos inclinadas que, muito remotamente, lembram parte do cone vulcânico. Situação similar encontra-se em Rio Verde no Estado de Goiás (Braun, op cit).

É importante ressaltar também que o maciço possui uma leve orientação para a direção NE-SW, diferente de outros corpos alcalinos, como o Morro de São João, de forma perfeitamente circular. A forma do maciço também pode trazer alguma

resposta para a descrição da própria intrusão em si, referindo-se a alguma zona de fraqueza regional, por onde o magma pôde alojar-se e ascender para a superfície.

A forma ovóide ou dômica dos maciços plutônicos, com seus contatos de brusca variação composicional condiciona, algumas vezes, o relevo, dando origem a elevações mais ou menos cônicas. Isto acontece com o maciço do Morro de São João e com Tinguá, no Estado do Rio e com Serra Negra, em Minas Gerais. Estas formas topográficas são meramente fortuitas, mas há descrições sugerindo esta forma como remanescente de uma provável elevação vulcânica, o que pode ser contestado uma vez que se sabe que esses maciços consolidaram-se em grandes profundidades crustais.

1.4. Localização e vias de acesso

O CANI situa-se no limite entre os municípios de Nova Iguaçu e Rio de Janeiro, em sua maior parte, e na sua extremidade nordeste pelo município de Mesquita. Nas imediações da serra, existem várias regiões populosas, como podemos citar os centros de Nova Iguaçu e Mesquita e alguns bairros considerados grandes, em termos de extensão e população: Alvorada, Cabuçu e Km 32, em Nova Iguaçu, Fábrica de Pólvora e Coréia, em Mesquita, e Bangu, Vila Kennedy e Campo Grande, no Rio de Janeiro, entre muitos outros.

Na porção norte do MGM, a serra é tangenciada pela Estrada de Madureira, ligando o centro de Nova Iguaçu até o Km 32, no extremo oeste do município. Esta estrada termina na BR-462, conhecida como “Antiga Rio-São Paulo”, tangenciando a borda oeste do maciço. Na porção Sul, ela é tangenciada pela Avenida Brasil, desde Campo Grande até o Campo de Instrução do Gericinó.

Apesar de possuir um considerável número de vias de acesso nas encostas do maciço, no interior do mesmo, os acessos já são mais escassos. Poucas estradas permitem a chegada até porções mais internas da serra. Algumas estradas importantes de citar que permitiram o acesso ao interior são a Estrada da Cachoeira, esta dentro do Parque Municipal Natural de Nova Iguaçu, a Estrada do Vôo Livre, levando até o ponto mais alto acessível do maciço, com cotas acima de 850 m, a Estrada de Furnas, em Campo Grande, levando a outro ponto alto do maciço, onde se localizam algumas torres de transmissão, de propriedade de FURNAS S.A. e, por

último, a Estrada do Marapicu/Serrinha e Estrada do Mendanha, a única que permitiu atravessar o maciço no sentido norte-sul.

O MGM compreende em boa parte de sua vegetação, mata atlântica nativa, e esse é um dos motivos de ser, em grande parte uma APA (Área de Proteção Ambiental). A APA que se localiza dentro do complexo é a APA Gericinó-Mendanha e dentro dele localizam-se dois parques municipais: O Parque Municipal Natural de Nova Iguaçu e o Parque Natural Municipal da Serra do Mendanha.

O **Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu**, criado em 1998; localiza-se na Baixada Fluminense na Serra de Madureira na vertente iguaçuana. Junto com o Parque Natural Municipal do Mendanha-RJ faz parte da APA do Gericinó-Mendanha, uma área de 10.500 hectares, considerada Reserva da Biosfera pela UNESCO em 1996. Em 05 de junho de 2004 foi elevada a categoria de geoparque em função dos inúmeros atrativos geológicos existentes. A entrada principal localiza-se no limite municipal com Mesquita. O acesso ao parque só se dá pelo município de Mesquita, próxima à estação ferroviária de Presidente Juscelino, pertencente ao ramal Japeri, da Supervia.

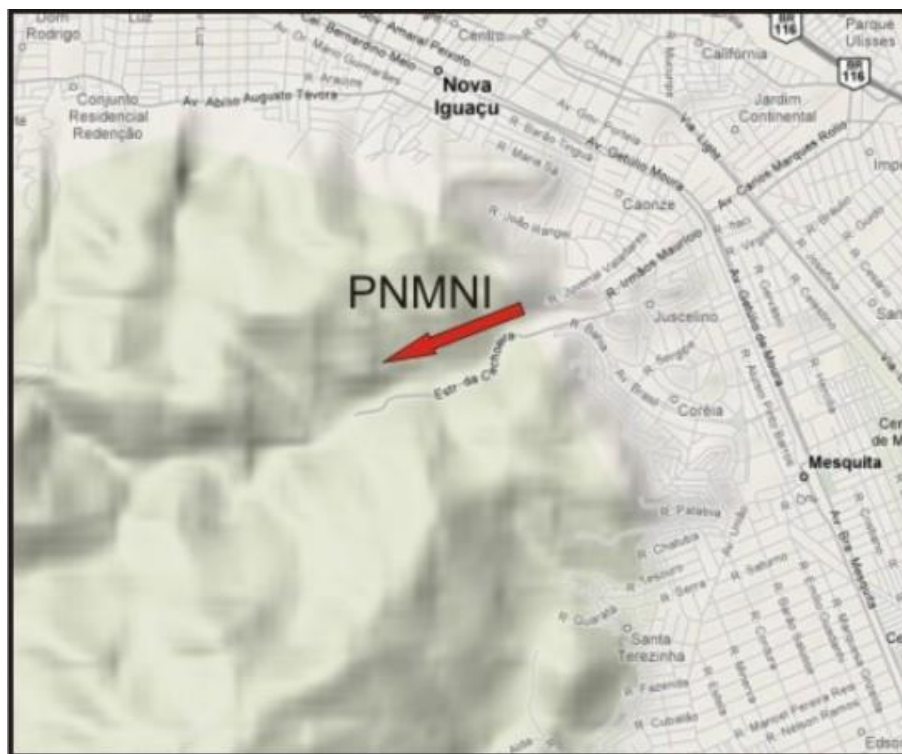


Figura 1.2: Vias de acesso ao Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu (PNMNI).

Adaptado de Google Maps

O **Parque Natural Municipal do Mendanha**, inaugurado em 2002, está situado nas Serras do Mendanha e do Quitungo, região que abriga um dos últimos grandes remanescentes de Mata Atlântica da cidade. O acesso ao Parque é possível através da Estrada do Guandu do Sena, cujos extremos encontram a Avenida Brasil, respectivamente, na altura da entrada para o bairro de Bangu e na saída da localidade de Nossa Senhora das Graças, no bairro de Campo Grande.



Figura 1.3: Vias de acesso ao Parque Natural Municipal do Mendanha (PNMM) – Adaptado de Google Maps

Dentro do MGM também se localizam duas das principais escolas de instrução das Forças Armadas: Campo de Instrução do Gericinó (CIG) e o Centro de Instrução Almirante Milcíades Portela Alves (CIAMPA).

O CIG, localizado em Magalhães Bastos, às margens da Avenida Brasil engloba boa parte da Serra do Gericinó, é uma das principais escolas de treinamento de guerra do Rio de Janeiro e de propriedade do Exército Brasileiro,

O CIAMPA ocupa uma área de 4.500.000 m², e está localizado no Complexo Naval Guandu do Sapê – CNGS, às margens da Avenida Brasil, na altura do bairro de Campo Grande, Zona Oeste da cidade do Rio de Janeiro. Seus 11 prédios representam uma área construída de 8.700 m². A área do complexo, administrado

pela Marinha do Brasil, engloba também boa parte do Morro do Marapicu. Na figura abaixo, as áreas correspondentes aos quartéis citados.



Figura 1.4: Localização do Campo de Instrução do Gericinó, sua área aproximada e o tipo de atividade realizada dentro dos domínios. Adaptado de Google Maps



Figura 1.5: Localização do CIAMPA, suas atividades e a área de posse. Adaptado de Google Maps

CAPÍTULO II

METODOLOGIA

2. METODOLOGIA

2.1. Introdução

Os procedimentos realizados para se cumprir os objetivos propostos neste trabalho envolveram o levantamento bibliográfico, trabalhos de campo, com coleta de amostras e dados estruturais, e de petrografia. O levantamento geofísico teve como procedimentos o levantamento e verificação dos marcos topográficos do IBGE, com coordenadas e altimetria conhecidas, a determinação do geóide local, com a projeção de novos marcos a partir dos existentes.

Após a superfície geoidal determinada, iniciou-se a campanha de prospecção gravimétrica no interior e no entorno do maciço. Os dados gravimétricos foram posicionados como auxílio do GPS diferencial e, por fim, o processamento de dados pós-campo, que envolve a produção dos mapas e perfis.

As amostras extraídas no levantamento geológico foram avaliadas quanto ao seu grau de intemperismo, e as menos afetadas foram selecionadas para a aferição de densidade. Com os dados de gravimetria e de densidades, foram produzidos modelos 2,5D em seções pré-determinadas. Estes procedimentos são detalhados a seguir:

2.2. Levantamento geológico

2.2.1. Mapeamento Geológico/Estrutural

Para que os dados geofísicos possam ser interpretados corretamente, fez-se necessário uma revisão na geologia do CANI. O único mapa completo publicado de todo o CANI foi proposto por Klein (1993) em sua tese de doutoramento e é contestado por vários autores.

Vários autores, inclusive o presente autor, estão trabalhando na elaboração de um novo mapa. A escala adequada para este trabalho é 1:50.000, conveniente para a diferenciação de fácies distinguíveis por diferenças de densidade, além de ser compatível com a malha de pontos determinada pelos trabalhos prospectivos de gravimetria e GPS.

O levantamento geológico, voltado para a correlação com informações gravimétricas visa principalmente delimitar o CANI das rochas gnáissicas encaixantes da Faixa Ribeira e caracterizar as suas principais variações composicionais e texturais, principalmente as variações mineralógicas, pois estas poderão determinar as variações de densidade das rochas, além de como essas variedades estão distribuídas dentro do maciço.

Além da caracterização das litologias da região, também será produzido um mapa com as principais ocorrências de diques alcalinos, proeminentes na região do CANI e adjacências, já que as rochas traquíticas são bastante resistentes a intemperismo químico, e podem condicionar o relevo local. Esses enxames de diques, dependendo da extensão e espessura, podem resultar em pequenas anomalias locais de aceleração de gravidade.

O mapeamento concentrou-se em duas áreas principais: A porção NE do Maciço, no truncamento das Serras Mendanha e Gericinó, que, em extensão compreende desde a Pedreira Santo Antônio até Edson Passos, em Mesquita, na vizinhança do Campo de Instrução de Gericinó. Outra área acompanhada foi à área do Maciço Marapicu, Morro Manoel José (localizado entre as serras Marapicu e Madureira) e a porção SW do Maciço Madureira, entre os bairros Marapicu e Guandu (Nova Iguaçu) e Campo Grande e Mendanha (Rio de Janeiro)

A porção central do CANI não foi visitada, devido à densa vegetação que cobre a serra, impossibilitando a entrada para verificação, inclusive, sendo desprovida de estradas ou acessos por trilhas a pé. Outra área não visitada é a área pertencente ao Campo de Instrução de Gericinó. Este local, de propriedade do Exército Brasileiro, é utilizado para preparação e treinamento de contingente para fins de guerra, além de ser uma área para treinamento bélico.

2.2.2. Petrografia

A caracterização dos principais litotipos do CANI teve foco principalmente na descrição mineralógica e textural, para que pudesse ser associado com os dados de gravimetria e de densidades. A caracterização mineralógica faz-se importante, visto que as principais alterações de densidade das rochas devem-se as mudanças mineralógicas e das razões entre minerais. Como exemplos, os feldspatos, em geral,

possuem em média densidades entre 2,48 a 2,54 g/cm³, e alguns minerais máficos podem ter densidades chegando próximos a 3,0 g/cm³.

A caracterização textural, principalmente em rochas ígneas, pode ter vários significados, em termos de evolução de *stocks* ígneos, mas no caso de possíveis câmaras magmáticas, isto pode representar diferentes épocas de resfriamento das rochas.

2.2.3. Microscopia Eletrônica de Varredura

As seções de microscopia eletrônica de varredura (MEV) em amostras de brechas magmáticas foram executadas no Laboratório de Microscopia, do Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-UFRJ). O MEV vem sendo largamente utilizada nos estudos petrológicos devido à sua maior capacidade de ampliação, facilidade na preparação das amostras e rapidez de análise. Para fins petrológicos e texturais, o MEV possibilita a visualização detalhada de contatos entre fases minerais, caracterização de texturas e, quando acoplado a EDS (Energy Dispersive Spectrometry), a análise química do material estudado.

A preparação das amostras consiste em um processo simples, se comparado com o processo para análise em microsonda eletrônica. As seções delgadas, tendo suas espessuras (amostra e lâmina de vidro) uniformes, devem estar polidas e não recobertas pelas lamínulas. Esse material passa por um processo de impregnação chamada metalização onde a amostra é recoberta por uma fina camada de ouro metálico ou carbono, que serve como elemento condutor do feixe de elétrons emitidos pelo aparelho. Estando a amostra preparada, ela é colocada numa câmara em ultra-alto-vácuo para a análise. A imagem formada é produto da incidência de um feixe pontual de elétrons, em vácuo. Do choque dos elétrons com o material, é produzida uma série de raios refratados, onde se destacam os elétrons secundários (SE) e os retroespalhados (BSE). Esses raios são coletados por detectores e são processados, para depois serem visualizados (Leal, 2000).

O método SE permite uma visão tridimensional da amostra irradiada, onde diferentes áreas dos materiais produzem quantidades de SE distintos, que irão depender da topografia da amostra, ou seja, o método SE mostra bem as texturas das componentes das brechas, independente da granulometria dos clastos e da

matriz. O Método BSE indica diferenças composicionais na região ionizada da amostra, em função do número atômico médio da zona de interação do mineral com o feixe de elétrons, ou seja, quanto maior o número atômico, maior a densidade de elétrons retroespalhados e mais escuro o tom de cinza refletido na imagem. A esse método pode ser acoplado o sistema EDS, que revela dados semi-quantitativos das amostras a partir de emissão de raios X, onde se pode estimar a composição química do material analisado, o que permite o desenvolvimento de minerais normativos e elucidar sobre a composição normativa do material.

A análise EDS, embora menos acurada, é um recurso semelhante ao WDS (Wavelength Dispersive Spectrometry), comumente aplicado em microanálise por microsonda eletrônica. No entanto, tal desvantagem é compensada pela maior velocidade de aquisição e tratamento dos dados, oferecidos pelo EDS, facilitando a classificação mineralógica. Deste modo, o EDS pode atuar como método alternativo ao WDS, em análises químicas, sendo uma importante ferramenta em estudos petrológicos (Alves & Geraldés., 2005).

O MEV mostra-se um importante aliado para a descrição da matriz de composição micácea de brechas magmáticas, com a visualização do intercrescimento das placas micáceas e também a composição normativa dessa matriz (Mota & Geraldés, 2006).

2.2.4. Análise estrutural

Para o estudo estrutural, primeiro executou-se uma fotointerpretação, com o objetivo de melhor compreender as estruturas que regem todo o maciço. Após esta etapa, iniciou-se o mapeamento das discontinuidades nas frentes de lavra de pedreiras e nos afloramentos. A coleta de medidas de estrias de falhas permitiu a determinação do campo de paleo-tensores, definido pelo método dos diedros retos, de Angelier & Mechler (1977). O resultado são as orientações teóricas dos eixos principais de tensões, necessários para a definição do elipsóide de deformação do corpo.

2.3. Levantamento geofísico

2.3.1. Equipamentos Utilizados

Este levantamento foi realizado em conjunto com a equipe do Departamento de Gravimetria do Observatório Nacional (ON), sob a direção do Prof. Dr. Mauro de Andrade Sousa. O material utilizado nesta etapa consiste em um gravímetro LaCoste & Romberg analógico, modelos G602, G622 e G257, calibrado junto à Estação Absoluta de Gravimetria, no Observatório Magnético, de propriedade do ON.

Também foram usadas três estações móveis GPS de alta frequência, modelo Trimble 4000SE, com antena externa, e uma estação-base o que permite obter erros de posicionamento em torno de centímetros, e um controle gravimétrico e geodésico de alta precisão. Esta disposição de trabalhos com os aparelhos GPS é conhecida como DGPS (*Differential GPS*).

Para que os valores de aceleração de gravidade sejam corretamente interpretados e modelados, eles devem estar associados a uma altitude que deve ser referenciada pela superfície do geóide. Para possibilitar o melhor ajuste possível da superfície geoidal, foram realizadas medidas com receptores GPS sobre referências de nível (RN), do IBGE. Estes RNs possuem altitude conhecida em relação ao geóide. Como o GPS fornece a altitude elipsoidal, a diferença entre essas duas altitudes dá a ondulação geoidal, e essa ondulação é interpolada para os pontos de prospecção. Este procedimento de ajuste é extremamente necessário para a realização da campanha geofísica.

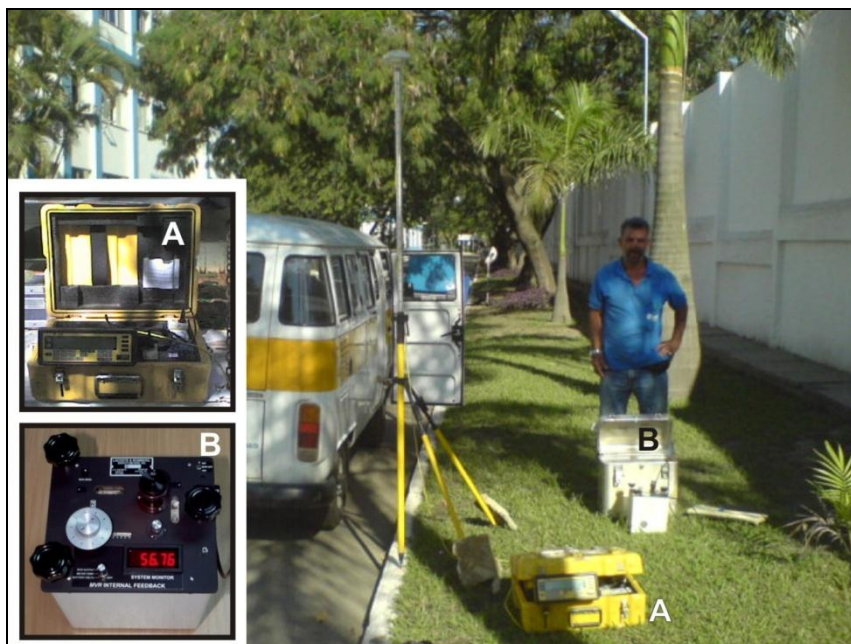


Foto 2.1: Equipamentos utilizados no levantamento gravimétrico: Aparelhos GPS L1 Trimble 4000SE com antena externa (A) e Gravímetros LaCoste & Romberg modelos G602, G622 e G257 (B).

A correção dos dados brutos de aceleração de gravidade foi realizada via *software*, através do programa Gravity, de plataforma MS-DOS. A *gridagem* dos dados e a produção dos mapas e perfis foram feitas no programa Geosoft Oasis Montaj, versão 5.1.3 e as modelagens diretas dos perfis selecionados foram produzidos pelo programa Geosoft GMSYS, um *plug-in* do Oasis Montaj. Os procedimentos de trabalho serão descritos adiante.

2.3.2. Altitude Ortométrica, Altitude Geométrica e Ondulação geoidal

O GPS tem sido amplamente usado em levantamentos geodésicos, topográficos, e nos mais diversos usos de posicionamentos e navegação. A capacidade de obter posição relativa com alta precisão na altimetria impôs a necessidade de um melhor conhecimento das ondulações do geóide (N) de modo a compatibilizar a determinação da altitude geométrica (h) com a altitude ortométrica (H). Assim, com o advento do GPS, o conhecimento do geóide deixou de ser importante apenas no posicionamento horizontal, mas tornou-se importantíssimo no posicionamento vertical (Arana, 2004).

O GPS possibilita o posicionamento tri-dimensional e a determinação de posições horizontais precisas já é um processo rotineiro. Entretanto, a altitude

proporcionada pelo GPS, chamada de altitude geométrica, ou elipsoidal (x, y, z), tem apenas um significado matemático e, geralmente, em levantamentos gravimétricos, para fins de modelagem, utilizam-se altitudes ortométricas, devido possuir um significado físico e permitir as devidas correções de terreno.

A forma do geóide está diretamente relacionada ao campo da gravidade da Terra. No entanto, o elipsóide é uma superfície matemática com a forma e dimensões próximas ao geóide e utilizado nos levantamentos geodésicos como uma superfície de referência no posicionamento horizontal. Estas superfícies, geralmente, não são coincidentes e nem paralelas e esta separação entre a superfície do geóide e a do elipsóide é denominada como ondulação geoidal. Esta ondulação pode atingir até dezenas de metros.

Na grande maioria dos levantamentos geodésicos e topográficos, faz-se necessária a determinação da altitude ortométrica (altitude referenciada ao geóide). Surge então a necessidade de transformar a altitude geométrica, obtida do GPS, em altitude ortométrica. Esta transformação, do ponto de vista matemático, constitui-se numa operação simples, envolvendo a altitude geométrica e a altura geoidal no ponto. A figura 02 ilustra as relações entre as altitudes ortométricas e as geométricas.

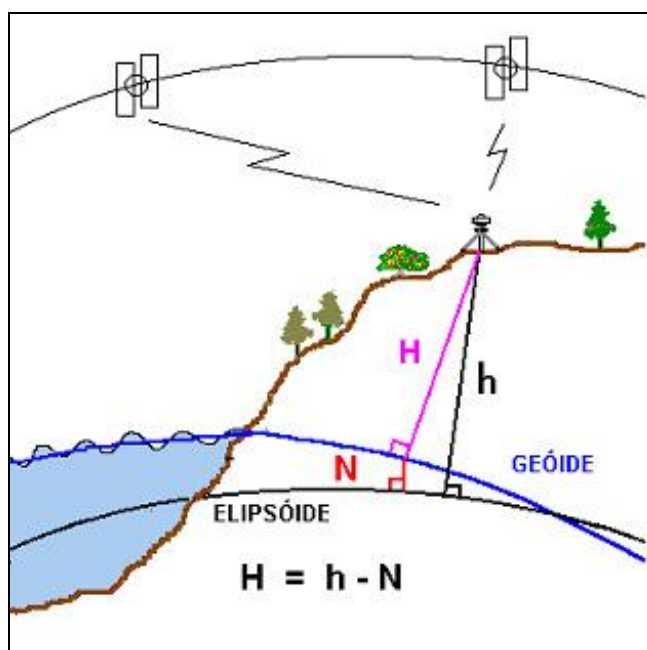


Figura 2 : Relação entre as altitudes geoidal, ou ortométrica (H) com a altitude elipsoidal, ou geométrica (h). A diferença entre essas duas altitudes, expressada na figura é conhecida como ondulação geoidal (N).

A determinação da altitude ortométrica através do GPS pressupõe o conhecimento da ondulação do geóide com precisão compatível ao desejado na componente altitude. Atualmente, as técnicas mais usadas para a determinação do geóide com alta precisão, visam o nivelamento com o GPS, e consistem basicamente na representação das altitudes geoidais através de componentes distintas, denominadas global, a regional e local. A componente global é determinada a partir dos coeficientes que representam o elipsóide de revolução (Torge, 1982); a componente regional usualmente é determinada a partir de dados do campo de gravidade (satélite, gravimetria terrestre e oceânica); e a componente local introduz correções calculadas através de dados complementares, tais como modelos digitais da topografia e da densidade da crosta.

A realização do rastreamento dos satélites do sistema GPS sobre as RNs propicia a determinação da ondulação do geóide. Assim, em uma linha formada por duas RNs com altitudes geométricas conhecidas, pode-se interpolar a ondulação do geóide em pontos desta linha, ou próximo à mesma.

No caso da interpolação de vários valores da ondulação do geóide, em uma área, pode-se determinar um plano ou uma poli-superfície. Assim, conhecendo-se pelo menos três RNs, não co-lineares, com altitudes geométricas definidas por GPS, pode-se determinar a ondulação geoidal destes pontos, e a partir destas ondulações, obter um plano que representa a forma aproximada do geóide na região, também conhecido como geóide local.

2.3.3. Ajustamento do Geóide Local

Para a confiabilidade dos dados gravimétricos, antes da campanha gravimétrica, foi feita a determinação da superfície geoidal local, a fim de obter com boa precisão a altitude ortométrica dos pontos itinerantes do levantamento. Para isso, foi feito, junto ao IBGE um levantamento de todas as possíveis RNs próximas à área de estudo.

Em volta da área de estudo, como citado no Capítulo 1, passam rodovias e estradas de grande movimentação, como a Avenida Brasil, a BR-462 (Antiga RJ-SP) e a Estrada de Madureira, além de grandes centros urbanos e residenciais. De acordo com os dados do IBGE, estão catalogados em torno de dez RNs, mas devido

ao grande crescimento urbano, várias chapas de registro foram destruídas pela própria população para fins diversos.

O resultado desse levantamento foi que apenas três RNs foram preservadas, pois estavam dentro de certas instituições, garantindo a preservação dos marcos. As RNs preservadas e utilizadas para a determinação da superfície geoidal são descritas abaixo:

RN1016H: Localizado no bairro de Agostinho Porto, em São João de Meriti, na soleira da igreja Nossa Senhora das Dores, próximo à Via Dutra (BR-116). Este marco estava sem sua placa de latão, possivelmente removido por populares. Este marco define uma posição de 15,324 m de altitude ortométrica.

RN1016N: Dentro da empresa metalúrgica USIMECA, na altura do km 180,5 da Via Dutra, ao lado da porta de entrada da empresa, pelo lado de dentro. Este foi o marco encontrado melhor preservado. Este marco possui 21,994 m de altitude ortométrica.

RN1017V: Este marco fica dentro da Adutora Guandu, de propriedade da CEDAE, e fica ao lado da entrada do prédio administrativo. A adutora fica na rodovia antiga Rio-São Paulo, 500 m depois da saída para a Estrada de Madureira, no bairro Guandu, em Nova Iguaçu. Este marco possui 12,957 m de altitude ortométrica (foto 2.2).



Foto 2.2: Exemplo de marco de Referência de Nível (RN).

Os equipamentos utilizados para o cálculo e o ajuste da superfície geoidal, e posteriormente a ondulação geoidal, foram quatro rastreadores GPS TRIMBLE™ modelo 4000 ST, com antena externa. A coleta de dados durou três dias, onde a estação estava a capturar dados GPS e salvar na memória, em intervalos de 5 segundos até preencher toda a memória do aparelho. O tempo de preenchimento variou entre dez e quatorze horas ao dia, dependendo da qualidade do sinal, e as coordenadas obtidas foram referenciadas ao *World Geodetic System* (WGS-84), transformadas em latitude, longitude e altitude geométrica, ou elipsoidal.

A justificativa para esse tempo de coleta de dados deve-se a escassa quantidade de RNs para determinação com precisão da superfície geoidal local e devido à grande distância da área de estudo, foi necessário determinar mais uma estação-base, dentro do Parque Municipal de Nova Iguaçu. A determinação de estações-base em RNs foi importante para precisão e confiabilidade dos pontos de coleta de informações gravimétricas. De acordo com Arana (2004), em regiões onde existe baixa densidade de RNs, o rastreamento GPS é utilizado para determinar a média da ondulação geoidal.

2.3.4. Levantamento Gravimétrico

Após a determinação da superfície geoidal local, partiu-se para o levantamento gravimétrico, junto com o posicionamento global. Esta etapa do levantamento foi realizada principalmente nas regiões nordeste, e sudoeste do complexo, devido à facilidade de acesso. Os pontos eram selecionados a fim de obter uma malha de aproximadamente 1 km.

A grande quantidade de equipamentos e a metodologia de rastreamento GPS e amostragem dos pontos gravimétricos limitou o acesso a algumas áreas, pois o transporte dos equipamentos era realizado em uma caminhonete. O gravímetro LaCoste & Romberg é um instrumento extremamente sensível e seu manuseio e transporte exigem certos cuidados especiais, tais como evitar vibração excessiva e quedas e/ou pancadas.

O trabalho de coleta de dados em todo o maciço procedeu da seguinte forma: a estação-base foi instalada nas RNs ou na estação montada na sede do Parque Municipal. Logo após, os pontos obrigatoriamente eram coletados dentro do intervalo de coleta de dados da estação-base, cujo tempo de operação variou entre

3,5 e 5 horas, ou seja, todo ponto coletado fora do tempo de coleta da estação-base deixaria de ser uma medida relativa, e seria uma medida absoluta, o que poderia conter um maior percentual de erro associado, principalmente com relação à qualidade de sinal GPS.

As estações móveis eram montadas nos pontos e coletavam em torno de 20 minutos de informações, em intervalos de cinco segundos e, durante esse intervalo, eram feitas as medidas gravimétricas. O gravímetro era lido por volta de cinco vezes, anotando-se a hora de leitura, para a correção de marés, a fim de ter uma leitura média e diminuir os erros associados.



Foto 2.3: Levantamento gravimétrico na estação Cassino, com cota aproximada de 450m.

Foi contabilizado um total de 68 pontos amostrados, fora as três RNs e a estação-base do Parque Municipal de Nova Iguaçu. Esses pontos, após a sua coleta, foram ajustados através do *software* próprio dos receptores GPS para o cálculo da ondulação geoidal e, posteriormente da altitude ortométrica. O produto final desse sistema de coleta de dados e ajustamentos foi obter medidas brutas dos valores da aceleração de gravidade, com alta precisão planimétrica (em torno de centímetros) e precisão altimétrica menor que 70 cm, o que é considerado excelente.

2.3.5. Correções e processamento de dados

Após a aquisição dos dados gravimétricos, seguiu-se com a etapa de processamento, que transforma as leituras do equipamento (medidas brutas) em anomalias de gravidade para que sejam interpretadas na forma de mapas e perfis.

A primeira etapa de redução consiste nas correções de variações temporais no campo gravitacional, causadas pela atração dos astros, como a Lua e o Sol, o que é chamado de correção de maré, resultando no valor da gravidade no ponto.

Em seguida, subtrai-se da aceleração de gravidade do ponto o valor da gravidade normal para estação (correção de latitude), fornecida pela fórmula do Sistema Geodésico de Referência, de 1967 e correção ar-livre, obtendo-se o valor da anomalia de ar livre (*free-air*). Dando seguimento à redução, aplica-se sobre a anomalia de ar-livre a correção de Bouguer, para determinar a anomalia de Bouguer. O programa utilizado para fazer essas correções foi o Gravity. Para a redução de Bouguer, foi usada a densidade média da crosta terrestre, em torno de $2,67\text{g/cm}^3$. As equações envolvidas nos procedimentos são encontradas em vários textos didáticos.

Com os dados semi-corrigidos, ou seja, faltando apenas a correção de terreno, os dados foram adequadamente formatados para seu processamento no software Geosoft Oasis Montaj, versão 5.1.3, com licença pertencente ao Departamento de Geologia Aplicada da UERJ, como mostrado na figura 2.2. Este software foi fundamental para a geração dos mapas e perfis que serão apresentados no capítulo de resultados.

As correções de terreno foram realizadas utilizando dados de modelos digitais de terreno advindos do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - Missão Topográfica Radar *Shuttle*), pertencentes à NASA, com precisão de 90 metros. Esses dados foram obtidos através de um plug-in do Oasis Montaj, o Dapple.

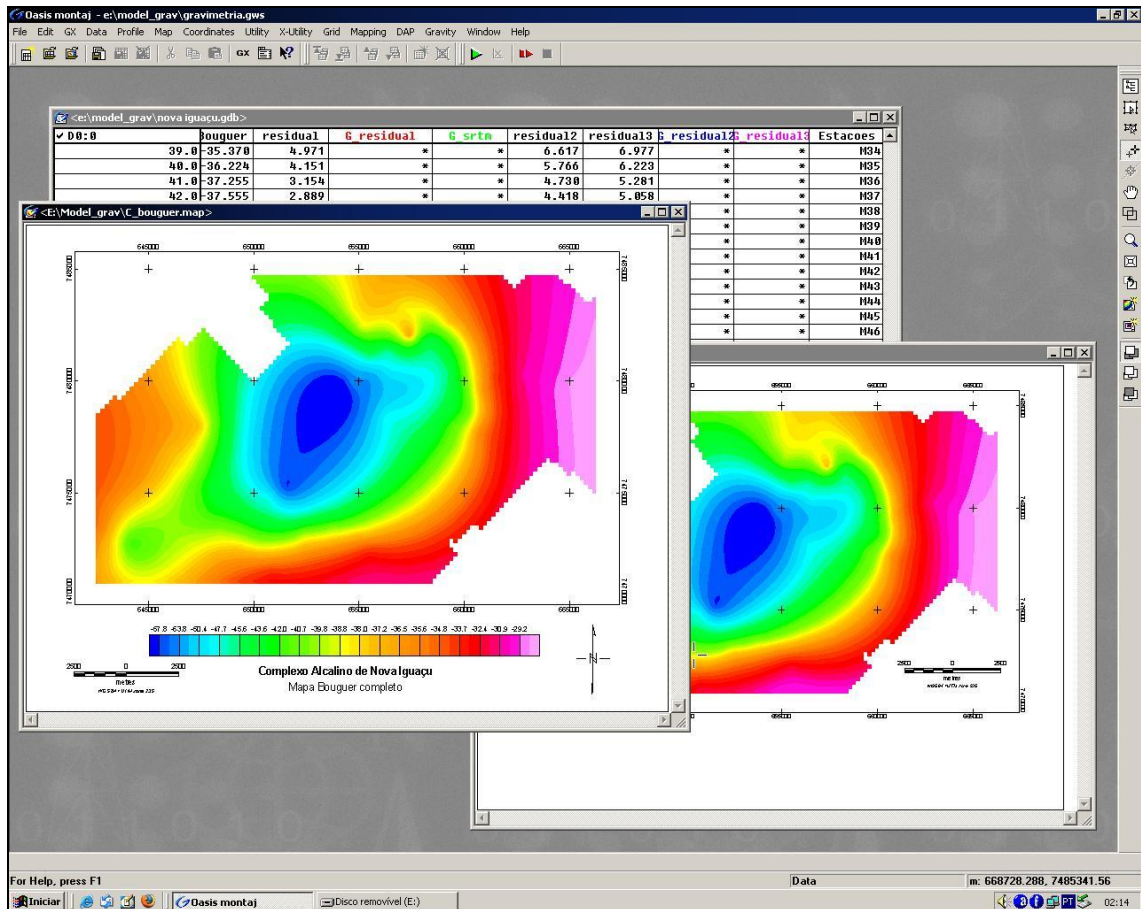


Figura 2.2: Interface gráfica do software Oasis Montaj, ilustra a obtenção de mapas temáticos, originados a partir de um banco de dados inicial

Como os dados são espacialmente distribuídos em formas não-regulares, foi feita a interpolação dos dados para gerar os mapas e perfis da anomalia. O método selecionado foi a krigagem (*kriging*).

Este método permite a análise da dependência espacial a partir do ajuste de semi-variogramas experimentais a uma função simples e a caracterização da variabilidade espacial por meio do mapeamento, a partir da estimativa sem tendenciosidade, de dados para locais não amostrados.

Este processo se diferencia de outros métodos pela forma de atribuição dos pesos. Neste método utiliza-se uma “distância estatística” que expressa tanto a distância como a estrutura da variabilidade. Não apenas a distância dos vizinhos ao ponto que será estimado é considerada, mas também a distância entre os mesmos influencia a distribuição dos pesos. Assim, os pontos vizinhos agrupados têm importância individual menor do que os isolados.

Com os dados interpolados, gerou-se mapas de anomalias Bouguer e *free-air*, a fim de fazer as devidas interpretações. Nos mapas Bouguer foram escolhidas duas seções verticais para fazer a modelagem direta 2,5D.

2.3.6. Informações de densidade

Para permitir a modelagem dos dados gravimétricos, cujo método é descrito no tópico a seguir, foi feito um acervo de amostras selecionadas de rochas de dentro do CANI e de rochas encaixantes para os ensaios de densidade.

As amostras selecionadas não possuem um grau de distribuição regional regular, mas, em compensação, são amostras que possuem um grau de intemperismo praticamente nulos. Essas amostras foram recolhidas, preferencialmente em cavas de pedreiras instaladas dentro do maciço. As amostras de rochas encaixantes foram obtidas em afloramentos tipo “lajedo”, ou em fragmentos de brechas de contato de intrusão, devido a escassez de bons afloramentos. As pedreiras amostradas são, a saber: Pedreira Vigné (ativa), Pedreira Santo Antônio (ativa), Pedreira Marapicu (desativada), Pedreira do Parque de Nova Iguaçu (desativada).

O procedimento de cálculo da densidade foi executado com as medidas dos parâmetros de massa e volume das amostras e o cálculo feito em planilhas eletrônicas. As amostras secas tinham suas massas aferidas em balanças digitais do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA – UERJ).

O volume era calculado da seguinte forma: Com base no Princípio de Arquimedes, as amostras secas são mergulhadas em água, dentro de uma proveta com graduação lateral, abertura de seis centímetros (6 cm) de diâmetro e uma quantidade de água suficiente para cobrir a amostra.

A amostra totalmente submersa no líquido provoca um deslocamento da coluna d'água, que pode ser lido na régua da proveta, representa o acréscimo de o volume da amostra seca. A diferença entre esses dois valores representa a altura de uma coluna cilíndrica, que tem como base a área da abertura da proveta. Em resumo, o cálculo da densidade das amostras foi feito através da equação 1:

$$\rho = \frac{m_{Am}}{V_f - V_i} \quad (1)$$

Onde:

ρ = Densidade da amostra;

m_{Am} = Massa da amostra;

V_f = Volume final da coluna líquida (amostra mergulhada);

V_i = Volume inicial da coluna líquida (amostra fora da proveta).

Os valores de densidade calculados para cada amostra passaram por análises estatísticas, para determinar qual é o valor mais adequado para utilizar na modelagem direta. Os valores de densidades que serão utilizados têm uma precisão de três algarismos significativos exatos, pois tanto a massa foi calculada com erros em *mg* e o volume, em *ml*. O cálculo do erro associado ao cálculo de densidades é ilustrado pela equação 2:

$$\delta A \leq \frac{1}{x} \times 10^{1-N} \quad (2)$$

Onde:

δA = Erro relativo de aproximação;

k = valor arredondado;

N = número de algarismos exatos (no caso, três).

2.3.7. Modelagem direta 2,5D

As anomalias gravimétricas da área estudada foram interpretadas baseando-se no modelagem direto 2,5D. Os fundamentos teóricos do modelagem 2,5D estão apresentados logo adiante. A modelagem dos dados gravimétricos foi realizada com o perfil residual da anomalia de Bouguer com ajuste polinomial de grau 1.

A grande diferença entre a modelagem direta, utilizado neste trabalho, e a modelagem inversa é que o primeiro é realizado interativamente, permitindo a manipulação das superfícies, a fim de determinar a melhor estrutura, e diminuindo as chances de ambigüidade no resultado final do modelo.

Os perfis gravimétricos foram retirados com base nos mapas gerados, em escala 1:50.000. O programa utilizado para o trabalho foi o Geosoft GMSYS, um

plug-in do Oasis Montaj. Este programa construiu o modelagem usando uma geometria 2,5D, baseado no método Talwani et al., (1959), com as informações de densidades coletadas de amostras da rocha, em detrimento de utilizar informações da literatura, o que pode garantir maior credibilidade ao modelo.

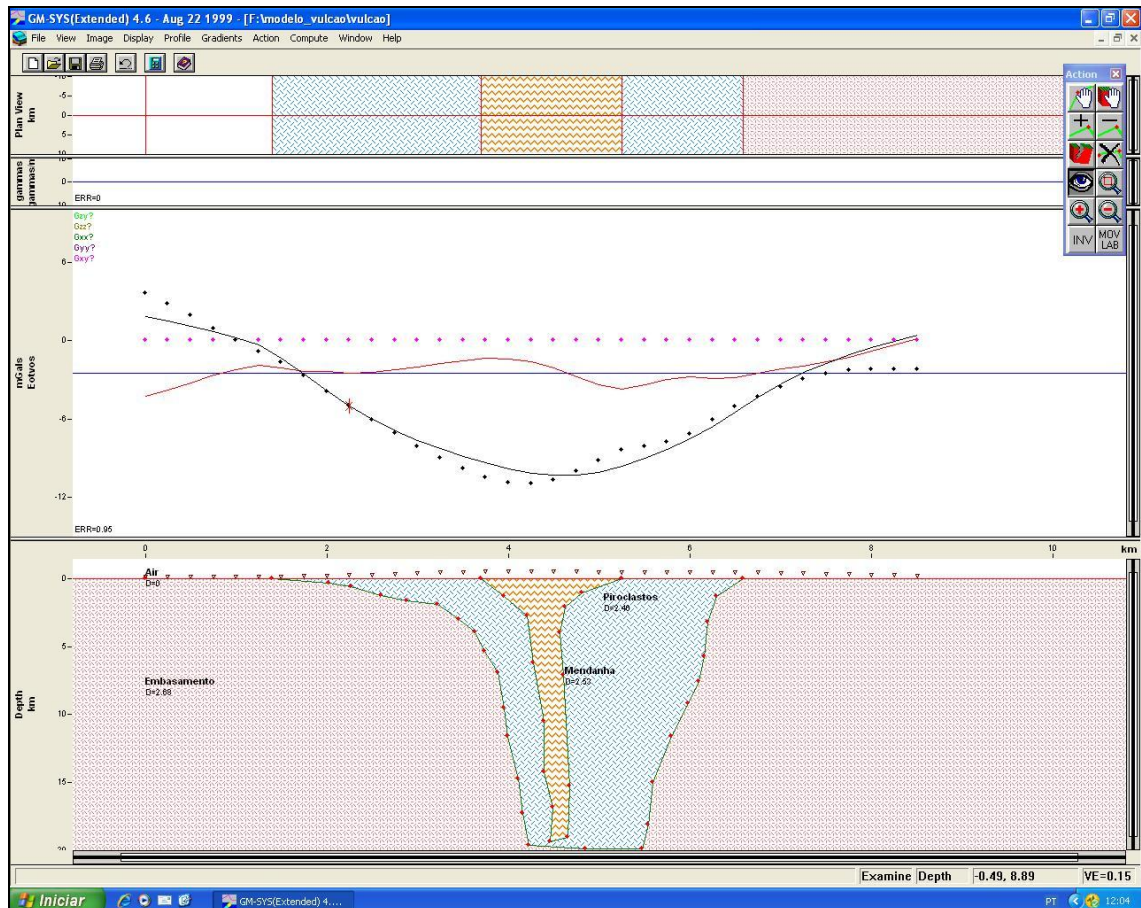


Figura 2.3: Interface do GMSYS.

Segundo o autor citado, muitos corpos e estruturas geológicas podem ser simplificados usando-se estruturas lineares. As seções dessas feições são aproximadas por um conjunto de polígonos fechados de n vértices, onde é possível calcular, por meio de expressões algébricas, as componentes horizontais e verticais da atração gravitacional em um ponto qualquer, como mostrado na Figura 2.4.

Adota-se, no modelo, um sistema de coordenadas cartesianas com origem no ponto P do plano xz e o eixo z positivo apontando verticalmente para baixo. Nessa geometria, consideram-se os ângulos θ_i entre o plano xz e a reta ligando o ponto P e o ponto médio de cada lado do polígono e o ângulo ϑ_i entre o vértice i e o plano xz (figura 2.4).

A componente vertical da atração gravitacional (V) de um polígono de n lados e de densidade ρ é calculada pela equação (3):

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (3)$$

Onde G é a constante de gravitação universal e Z_i é dada pela relação (4):

$$Z_i = a_i \sin \vartheta_i \cdot \cos \vartheta_i \left[-\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \vartheta_i \ln \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \theta_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \theta_i)} \right] \quad (4)$$

Onde:

$$\vartheta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{x_i}$$

$$\vartheta_i = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1} - Z_i}{x_{i+1} - x_i}$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1}}{x_{i+1}}$$

$$a_i = x_{i+1} + Z_{x+1} \frac{x_{x+1} - x_i}{x_i - Z_{x+1}}$$

A formulação apresentada no trabalho citado considera que o polígono é infinito ao longo do plano xz . Existem formulações algébricas que permitem considerar esse comprimento infinito em um tamanho finito (Figura 2.5) mantendo a mesma seção transversal do corpo.

As bordas de um corpo bidimensional podem ser representadas por um polígono fechado fazendo o número de lados suficientemente grande. Vários programas usam essa rotina de cálculo na modelagem direta. Um modelo inicial para o corpo é construído, baseando-se em informações geológicas e geofísicas.

A anomalia do modelo é calculada e comparada com a anomalia observada. Os parâmetros geométricos e físicos (densidade) são modificados até obter-se o

melhor ajuste entre o valor calculado e o observado. Ao fazer as modificações nos parâmetros buscou-se tomar cuidado para manter a consistência geológica.

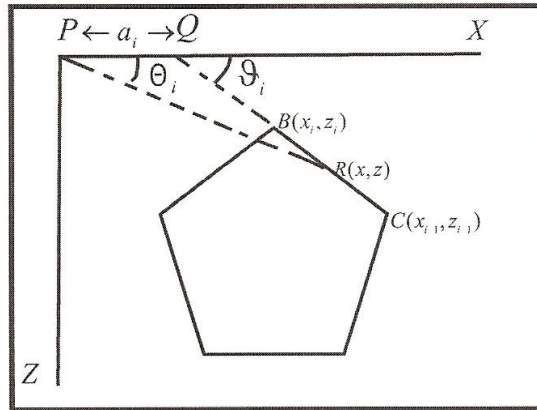


Figura 2.4: Elemento geométrico envolvido na atração gravitacional de um polígono de n lados (modificado de Talwani et al., 1959).

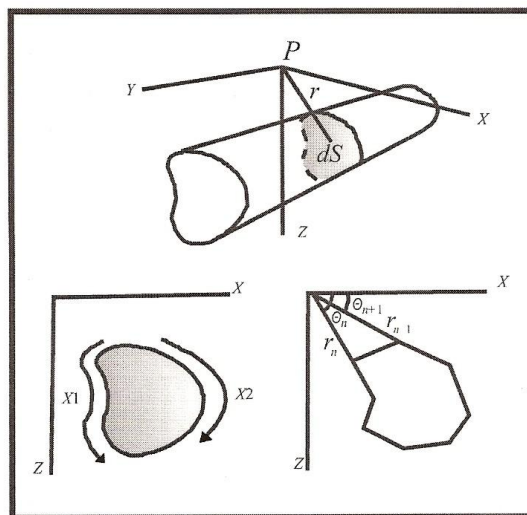


Figura 2.5: Elemento geométrico representando a aproximação de um corpo bi-dimensional por um polígono de n lados (modificado de Blakely, 1995).

CAPÍTULO III

REVISÃO TEMÁTICA

3. REVISÃO TEMÁTICA

3.1. Introdução

Alguns modelos geodinâmicos podem ser construídos com base na integração de processos petrológicos, estratigráficos, estruturais e geocronológicos - dentre outros possíveis - de intrusões alcalinas. Estes modelos podem servir não somente à elucidação de complexos processos mantélicos, mas também à compreensão dos parâmetros que controlam a formação das intrusões alcalinas na crosta mais antiga.

O magmatismo com idades entre o Mesozóico e o Cenozóico é amplamente registrado no território brasileiro por meio de derrames e intrusões de diques de rochas toleíticas e por diques e corpos (*plugs, stocks*) de rochas alcalinas (Amaral *et al.*, 1967; Almeida, 1986; Almeida *et al.*, 1996; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999 e Thomaz Filho *et al.*, 2005). Estes fenômenos magmáticos estão associados a dois grandes eventos que ocorreram na Plataforma Sul Americana estabilizado no Cambrio-Ordoviciano e podem ser subdivididos da seguinte forma:

- O **Magmatismo toleítico**, associado à separação do Gondwana e conseqüentemente à abertura do oceano Atlântico Sul - este magmatismo, ocorrido há aproximadamente 130-120 Ma, está relacionado à implantação das bacias sedimentares da margem passiva brasileira;
- O **Magmatismo alcalino**, associado, subordinadamente ao magmatismo toleítico (magmatismo bimodal), ou vinculado às bacias sedimentares do Rift Continental do Sudeste (Riccomini, 1989) e também a fenômenos de soerguimento, como o que ocorreu na Serra do Mar.

O modelo de reativação tectono-magmática está fundamentado em estudos estruturais, mas, de modo geral, carece do apoio de dados petrológicos. Um modelo alternativo, com base em estudos principalmente geoquímicos, tem atribuído um papel importante a plumas mantélicas e hot-spots na geodinâmica da plataforma durante o Cretáceo Superior. Estes modelos serão melhor explicados adiante.

Apesar de ocuparem áreas bastante reduzidas em escala mundial, as rochas alcalinas têm sido intensamente pesquisadas, face ao interesse que apresentam por seus aspectos econômicos, petrológicos e geodinâmicos. Enxames de diques, *necks*, depósitos piroclásticos, vulcânicas monocíclicas, policíclicas e *stocks* são bem distribuídos no território brasileiro, com exceção de algumas ocorrências de kimberlitos e lamproítos, em intrusões subcirculares com algumas dezenas de metros de diâmetro.

3.2. Província Alcalina do Sudeste Brasileiro

Na região Sudeste do Brasil, principalmente nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, concentram-se cerca de 25 pontos isolados de intrusões alcalinas, constituindo uma província magmática com características próprias. Destacam-se por suas dimensões, as intrusões de Itatiaia, Nova Iguaçu/Gericinó-Mendanha, Rio Bonito, Tinguá e Ilha de São Sebastião (Fig. 3.1). Eles constituem *stocks*, *plugs*, possíveis chaminés, muitos diques e, excepcionalmente, derrames e depósitos piroclásticos. Apresenta-se uma grande variedade de rochas peralcalinas, predominantemente félsicas, mas também existem essexito, teralito e um complexo máfico-ultramáfico alcalino em Ponte Nova, no alto da Serra da Mantiqueira (Cavalcante et al., 1979).

Lavas ankaramíticas eocênicas foram identificadas no interior da bacia de Volta Redonda (Riccomini et al., 1983). Vulcânicas de mesma natureza e possivelmente sincrônicas ocorreram na Depressão da Guanabara, em São José de Itaboraí (Klein & Valença, 1984). Desconhece-se a presença de carbonatitos e kimberlitos nessa província.

A disposição de muitos centros de rochas alcalinas que se orientam em alinhamentos ENE concordantes com as estruturas do embasamento, a própria forma de alguns maciços, tal como o de Nova Iguaçu, e a direção de alguns diques alcalinos, sugerem que fraturas dessa zona crustal frágil, afetada pelo evento Brasileiro, tenham surgido ou sido reativadas para darem acesso ao magma alcalino.

Este fenômeno teria sido aproximadamente coeso com a mais acentuada subsidência da Bacia de Santos e ao soerguimento da região da Serra do Mar, entre o Aptiano e o Terciário Superior, levando o estabelecimento do grande desnível

atual de pelo menos 11 km entre a serra e a base da bacia, pelo qual se infere uma relação genética entre a movimentação vertical dos blocos marinho e continental, o desenvolvimento de riftes neste último e o processo vulcânico alcalino (Almeida, 1976). De acordo com este autor, o magmatismo alcalino precedeu o desenvolvimento de riftes não preenchidos por lavas neocretáceas. No entanto já se acumularam as vulcânicas ankaramíticas em algumas bacias rifte, como Volta Redonda.

O Estado do Rio de Janeiro exhibe, entre a Serra do Mar e o litoral, uma área plana e rebaixada que constitui a Baixada Fluminense, onde podem ser observados alguns corpos de relevo residuais. Parte desse relevo é formada por plútons de natureza alcalina. Estas ocorrências de rochas alcalinas encontram-se alinhadas segundo dois *trends*: WSW-ENE e outro WNW-ESE.

Os maciços do Marapicu-Gericinó-Mendanha, Itaúna, Rio Bonito, Tanguá, Soarinho e São João, além de corpos de menores expressões compõem o primeiro *trend*. O segundo inclui os maciços alcalinos de Itatiaia, Morro Redondo, Piraí (Serra dos Tomazes), Tinguá e Cabo Frio. Diques de rochas alcalinas do Cretáceo Superior (contemporâneos ao magmatismo alcalino) compostos por lamprófiros, álcali-basaltos, fonólitos e traquitos, constituem a série alcalina. Na Figura 3.1, estão ilustrados todas as ocorrências alcalinas da região sudeste, o que é definido na literatura como a Província Alcalina do Sudeste (Almeida, 1991)

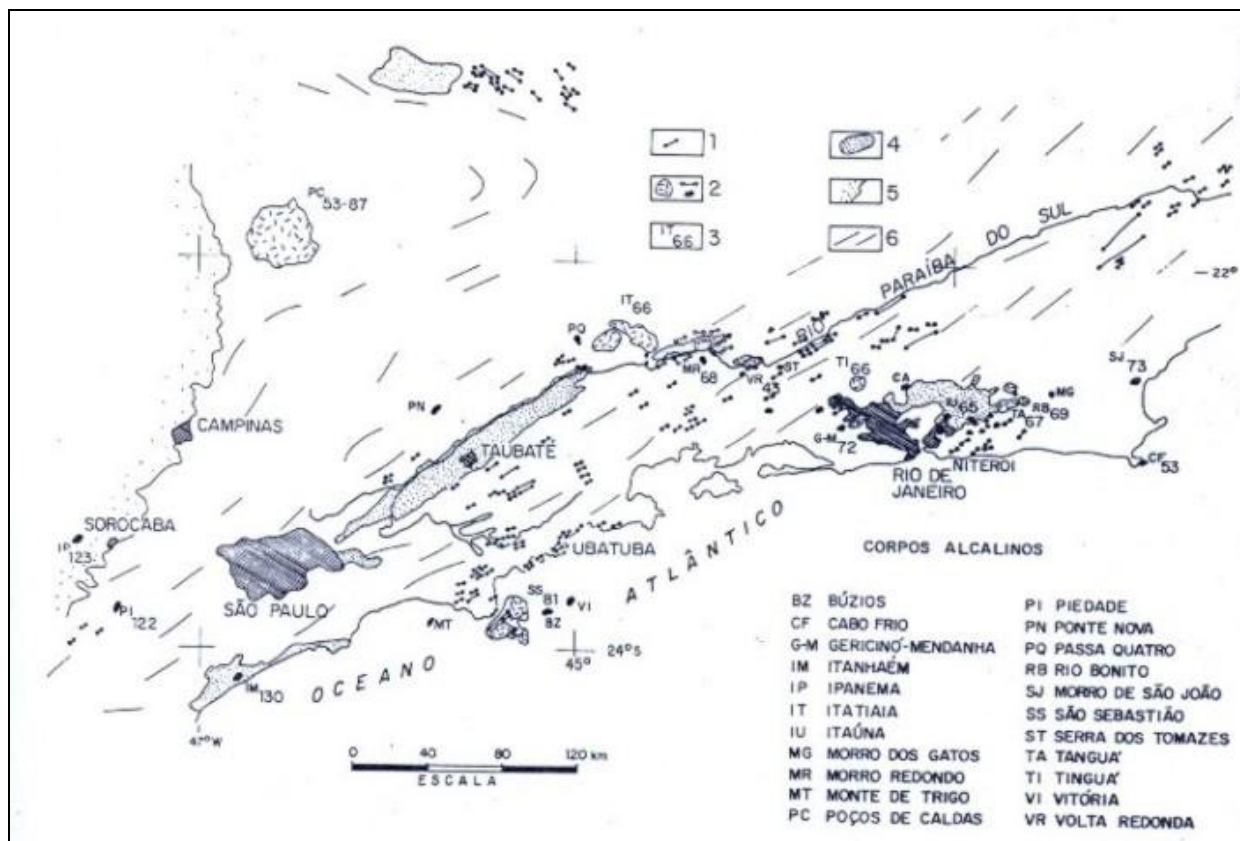


Figura 3.1: Mapa esquemático de parte da região sudeste do Brasil, com as principais ocorrências de complexos alcalinos, que se dispõem preferencialmente em dois *trends* principais (Almeida, 1991). *Legenda:* 1. Diques toleíticos, 2. Corpos alcalinos (diques, stocks), 3. Nome do corpo e idade K-Ar, 4. Bacias terciárias, 5. Bacia do Paraná, 6. Lineamentos estruturais (Almeida, 1991).

3.3. Complexo Alcalino de Nova Iguaçu

Os estudos na região do MGM iniciaram na década de 50. Segundo Lamego (1948) e Helmbold *et al.* (1968), o Maciço MGM está alojado na porção axial de um mega-anticlinal formado por gnaisses leptiníticos, gnaisses dioríticos e migmatitos, com um flanco ocidental de direção NE e flanco oriental (situado na porção central do Município do Rio de Janeiro) de direção NNW, resultando uma configuração final em Z.

O CANI faz parte de um grupo mais jovem (72-65 Ma; K/Ar em rocha total e Ar-Ar em biotita) de complexos alcalinos que ocorrem no sul-sudeste do Brasil e compreende uma suíte de associação predominantemente sienítica subsaturada composta por foiaítos, tinguaítos e nefelina sienitos (Ferreira *et al.*, 1965; Helmbold,

1965, 1968). O CANI também é descrito como um complexo mineralógico e texturalmente zonado, predominantemente grosso, tipo foiaítico, no centro e traquítico (maior quantidade de feldspato modal, minerais máficos e possivelmente também nefelina) nos bordos (Klein & Montalvano, 1985). Ou seja, é composto por litotipos caracterizados por ampla variação textural e pequenas variações composicionais (diques de lamprófiros são raros), compreendendo sienitos, traquitos e brechas piroclásticas e intrusivas.

Segundo Klein (1993), há duas estruturas vulcânicas (Figura 3.2) associadas à suíte plutônica, que são: **(1)** O vulcão de Nova Iguaçu, que pode ser descrito como um conduto de aproximadamente 2 km de diâmetro compreendendo essencialmente um aglomerado central com bombas, tufos e *lapilli* abundantes (Klein e Vieira, 1980a, b; Klein, 1993 – figura 3.3); e **(2)** A chaminé do Lamego é caracterizada por um conduto relativamente menor formado por tufos soldados de composição predominantemente traquítica, bem como brechas vulcânicas. Diques traquíticos estão associados a ambas as estruturas vulcânicas. Depósitos não econômicos de minerais tais qual a barita e bauxita foram descritos no CANI (Menezes & Klein, 1973).

Segundo Almeida (1983), na região sudeste, este magmatismo representado pelo CANI faz parte da Província Alcalina do Sudeste Brasileiro, ou Província Serra do Mar. São observadas, aproximadamente, 30 intrusões que se estendem desde a cidade de Poços de Caldas (MG) até a Ilha de Cabo Frio (RJ). A maioria destas intrusões é formada por sienitos e monzonitos e seus equivalentes subsaturados, com variações texturais desde plutônicas a vulcânicas. O estudo desta província tem resultado em diferentes modelos geodinâmicos. Estes modelos levam em conta a existência de um lineamento magmático de direção NW-SE delineado por complexos alcalinos sieníticos, além de litotipos subsaturados e máfico-ultramáficos.

O MGM está inserido no Alinhamento Magmático Poços de Caldas–Cabo Frio e possui idades do Cretáceo Superior, segundo datação K-Ar em rocha total (c.a. 72 Ma; Amaral et al., 1967; Sonoki & Garda, 1988). A idade obtida (Netto et al, 2005) pelo método Traço de Fissão para o traquito do CANI é de 65,3 a 66,5 Ma. Esta idade é interpretada como o período de soerguimento e vulcanismo do maciço alcalino e é concordante com a idade K-Ar sugerida para o CANI de cerca de 70 Ma (Amaral *et al.*, 1967). Desta forma, o maciço passou pela isoterma de 120°C em um curto período de tempo comparado com a idade Ar-Ar em mica, interpretada como o

período em que a rocha passou pela temperatura de 300°C (temperatura de fechamento do gás Ar no retículo cristalino de micas).

O CANI destaca-se dentre outros complexos alcalinos desse alinhamento por incluir litotipos plutônicos, sub-vulcânicos (majoritariamente diques) e vulcânicos, estes últimos raramente presentes nas outras províncias (Ulbrich & Gomes, 1981). Além de estruturas que podem sugerir processos magmáticos rápidos e explosivos, possivelmente controlado por gases quentes ascendentes com fragmentos em suspensão (fluidificação), resultante do acúmulo dessas fases hidrotermais em câmaras magmáticas rasas, como proposto por Klein e Valença, (1984) e Silveira et al. (2005).

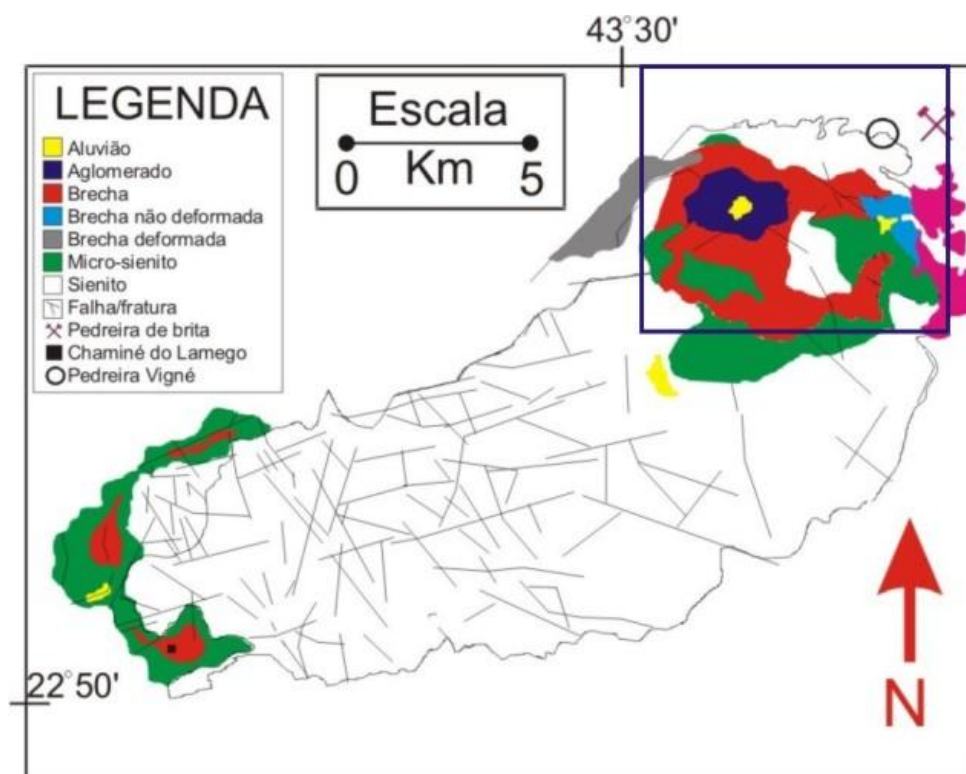


Figura 3.2: Mapa geológico simplificado do CANI. A estrutura alongada na direção SW-NE apresenta a Chaminé do Lamego na parte SW e o Vulcão de Nova Iguaçu na porção NE. (Modificado de Klein, 1993 e Dutra, 2004). A área em destaque é, de acordo com o Klein, (1993) como o vulcão de Nova Iguaçu.

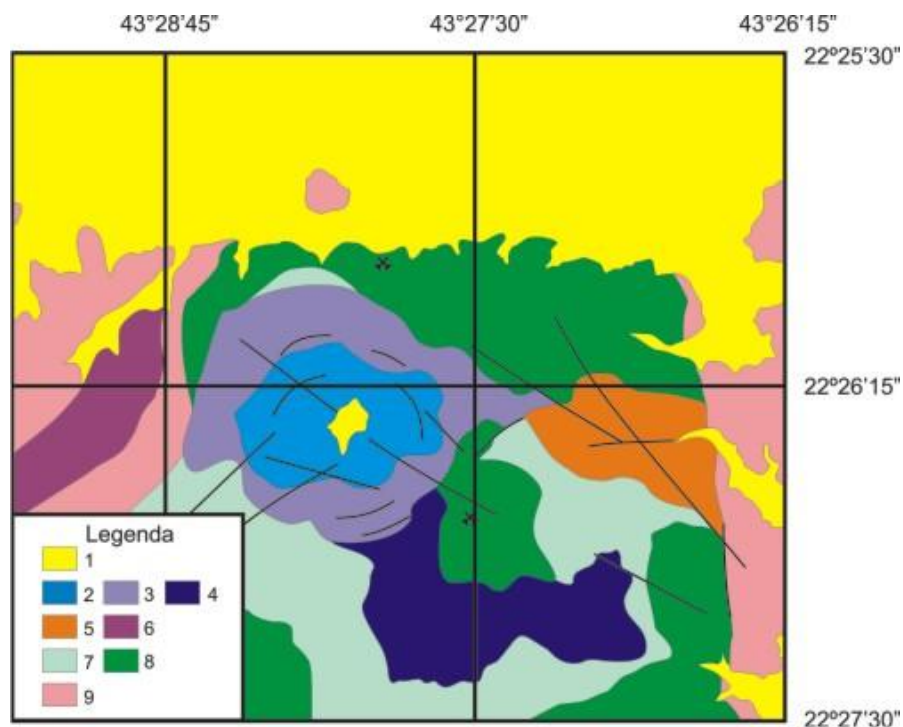


Figura 3.3: Mapa geológico simplificado da região da porção N-NE do maciço, onde 1- Sedimentos quaternários; 2- Aglomerado; 3 e 4- Brechas piroclásticas; 5- Brecha tectônica não deformada; 6- Brecha tectônica deformada; 7- Micro-sienito; 8- Sienito; 9- Gnaisse. Adaptado de Klein (1993).

3.4. O “Vulcão” de Nova Iguaçu

De acordo com Klein (1993), o “vulcão de Nova Iguaçu” apresenta a “cratera” em forma de cone, com diâmetro de aproximadamente 700 metros, constituído por depósitos de brechas piroclásticas em forma de ferradura com concavidade voltada para leste. Capeando estas brechas encontra-se um depósito de aglomerado vulcânico. Os depósitos de fluxo piroclástico compreendem cerca de 500 m³ com uma distribuição em forma de lobo em planta, onde os tipos mais vesiculados (tipo escória) localizam-se na porção mais distal, enquanto brechas grossas e finas circundam o aglomerado central (Figura 3.3). Dados geomorfológicos e estruturais indicam que a estrutura vulcânica foi construída sobre uma superfície regional aplainada, indicando, de acordo com cronologia relativa, uma idade bastante posterior a do CVNI (Klein *et al.*, 1984).

O Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu é interpretado como de natureza explosiva e com raras lavas. No entanto, existem diques e *sills* de origem possivelmente superficial. Os depósitos piroclásticos são caracteristicamente originados por fluxos piroclásticos, o que significa proximidade da câmara

magmática. A fragmentação dos piroclastos foi totalmente controlada por processos primários, mesmo quanto ao arredondamento das partículas, sendo representado no aglomerado vulcânico. Este tipo de erupção explosiva e a mistura de magmas (responsável também pelo caráter explosivo) foram processos relativamente contínuos.

Alguns autores contestam exaustivamente essa hipótese de haver uma estrutura vulcânica na região ilustrada na figura 3.3. Motoki & Sichel (2006) e Motoki et al. (2007a, b) consideram que o edifício vulcânico foi completamente eliminado pela profunda denudação regional e forte efeito de erosão tropical dessa região e os afloramentos atuais representam condutos e fissuras subvulcânicos de que ocorriam a quilômetros de profundidade.

3.5. Modelos geradores de rochas alcalinas

3.5.1. Plumas mantélicas e *Hot-spots*

3.5.1.1. Introdução

O modelo de *hot-spot*, proposto por Wilson (1963), sugere que cadeias vulcânicas oceânicas alinhadas na litosfera são formadas pela movimentação da placa, relativo a um ponto estacionário de geração de magma. Este modelo é atualmente bem aceito e difundido pela comunidade científica em todo o mundo

Os *hot-spots* são geralmente associados a plumas mantélicas, que se desenvolvem em formas semelhantes a domos de sal em bacias sedimentares, diretamente do manto inferior até a base da litosfera, seja ela oceânica ou continental (Duncan & Richards, 1991). A fusão parcial do manto provocada pela ascensão de plumas mantélicas, podem gerar grandes volumes de magma, que é parcialmente intrudido nas rochas da litosfera ou sofre extrusão, gerando derrames sob forma de vulcões intra-placas, na maioria dos casos.

Os *hot-spots* foram muito importantes para a fragmentação dos supercontinentes e a formação de cadeias vulcânicas e platôs basálticos, citando como exemplos o basalto do Paraná e o da Sibéria, os dois maiores derrames do mundo, relacionadas à tectônica distensiva. As estruturas derivadas de ocorrência

de *hot-spots* são descritas pelas seguintes características marcantes (Adaptado de Condie, 1997).

Nas bacias oceânicas, são caracterizados altos topográficos de aproximadamente 500-1200 m, com extensão aproximadamente entre 1000-1500 km, sendo associadas à ascensão de pluma mantélicas.

A posição atual dos *hot-spots* ativos geralmente são vulcões ativos ou recém extintos. Os exemplos mais representativos são os vulcões de *Yellowstone*, nos Estados Unidos e o *Kilauea*, no Hawaii.

Os *hot-spots* localizados em regiões de crosta oceânica são caracterizados por altos gravimétricos, refletindo a ascensão de magmas mantélicos de maior densidade; em alguns casos pode acontecer o contrário, tal como os corpos alcalinos.

Cadeias de montanhas submarinas de baixa ou sismicidade nula podem ser relacionadas ao fenômeno. Em áreas continentais a idade do magmatismo e uma possível deformação podem aumentar, de acordo com a distância entre os corpos e a localização atual do magmatismo.

Essas características são conhecidas como o caminho do *hot-spot*. No Brasil o melhor exemplo descrito é o denominado alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio, onde se inserem neste contexto todos os corpos alcalinos que foram gerados pela atuação do *hot-spot* de Trindade (Thomaz Filho e Rodrigues, 1999; Thomaz Filho et al., 2005). Os *hot-spots* possuem grande fluxo de calor, provavelmente refletindo uma pluma mantélica, em profundidade.

No planeta, o número de *hot-spots* descritos é de aproximadamente quarenta, sendo que os melhores caracterizados possuem distribuição irregular, ocorrendo tanto em áreas oceânicas, quanto em áreas continentais, seja em áreas próximas a regiões tectonicamente ativas, quanto em áreas relativamente estáveis.

A concentração espacial de *hot-spots* parece correlacionar-se com as anomalias geoidais do planeta, sendo a grande maioria, concentrada ao entorno do continente africano e no oceano Pacífico, onde correspondem aos dois maiores altos da anomalia do geóide (Crough, 1983; Stefanick & Jurdy, 1984), como mostra a figura 3.4. O fato é que os altos aparentam refletir os processos ocorridos na região do manto inferior ou do núcleo da Terra, suportando a idéia de que as plumas mantélicas são originadas dessa região do planeta.

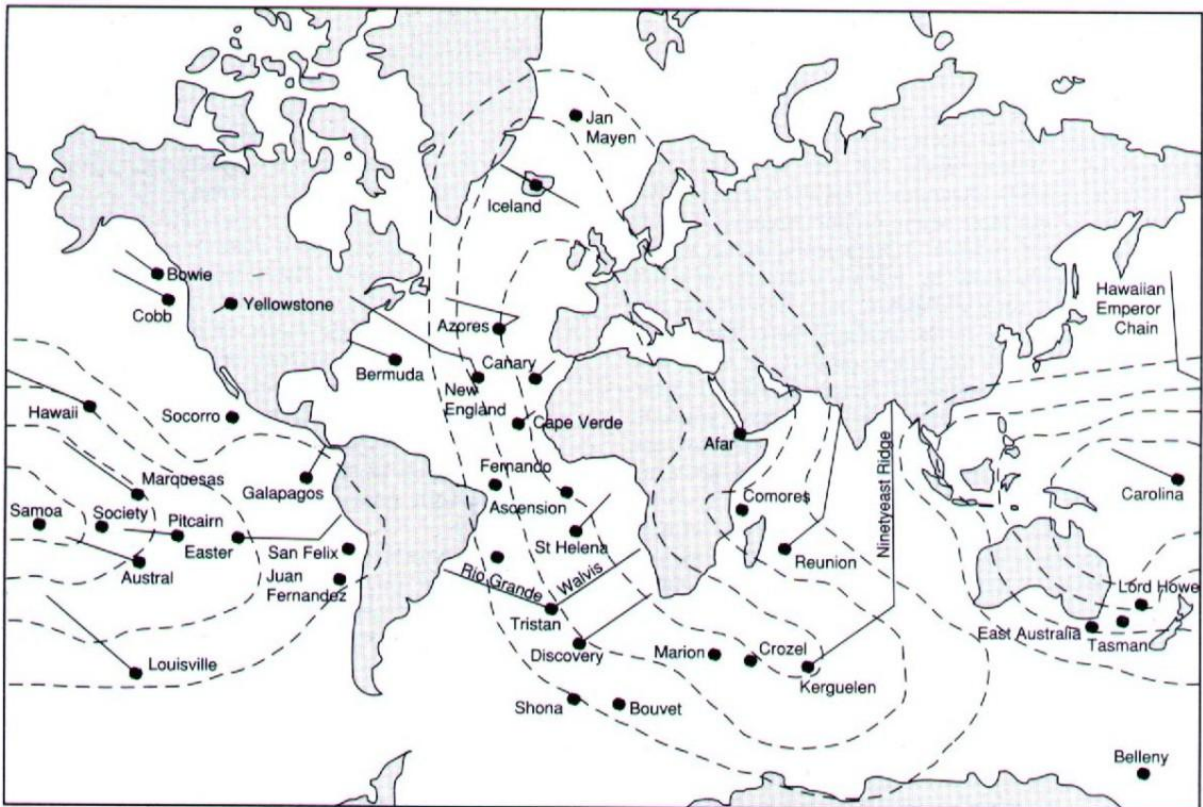


Figura 3.4: Distribuição mundial dos *hot-spots*. As linhas tracejadas delimitam as áreas de anomalias do geóide (Crough, 1983).

Uma das grandes discussões relacionadas à teoria das plumas mantélicas refere-se à questão da posição fixa dos *hot-spots* em relação às placas litosféricas (Duncan & Richards, 1991). Se realmente as plumas mantiveram-se fixas durante o tempo geológico, torna-se possível realizar cálculos para a determinação do movimento das placas em relação à pluma, em termos de velocidade absoluta da movimentação, direção e sentido do movimento, possibilitando a reconstrução da movimentação da placa. Para o cálculo destes parâmetros, faz-se necessário a obtenção das idades absolutas dos magmatismos relacionados ao caminho do *hot-spot* e a distância entre os mesmos.

3.5.1.2. Modelos teóricos

Modelos experimentais vêm demonstrando a dinâmica das plumas mantélicas e sugerem numerosos meios de interação entre os mesmos e o manto, despertando grande interesse e sendo motivo de grandes discussões dentro da comunidade científica mundial. Apesar da base do manto inferior e superior sugerirem ser em

locais de geração das plumas mantélicas, existem várias razões que indicam fortemente que as plumas eram geradas logo acima da interface manto-núcleo. São elas, segundo Condie (1997):

- Modelagens matemáticas indicam que a parte superior da pluma, caso venha a ser originado do manto inferior, possui um tamanho médio, em torno de 1000 km de diâmetro, para formar grandes volumes de magmas basálticos, formando platôs.
- A posição fixa relativa dos hot-spots, na mesma posição geográfica dificulta a explicação da origem das plumas no manto superior.
- A quantidade de calor gerado e transferido para a base da litosfera, em torno de 12% do fluxo de calor total da Terra, é comparável a quantidade estimada de calor emergido pelo núcleo.
- Fazendo uma analogia com meteoritos sideritos, o núcleo da Terra deve ser enriquecido em Ósmio, com alta taxa de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, se comparada ao manto (Walker et al., 1995), ou seja, as plumas formadas na interface manto-núcleo podem ser contaminadas por Ósmio radiogênico do núcleo. Os basaltos derivados de plumas mantélicas possuem essa relação 20% acima do manto primitivo, sugerindo essa contaminação discorrida acima.

Modelos experimentais mostram que uma pluma é formada por uma cabeça, composta de um material flutuante, cujo diâmetro é muito maior que a cauda (figura 3.5). Isso ocorre devido à velocidade de ascensão vertical de uma nova pluma é limitada pela maior viscosidade do manto e a cabeça da pluma cresce de acordo com o fluxo do material por sobre o material mantélico envoltório, podendo fragmentar e envolver material advindo do manto superior, devido à diferença de temperatura entre a pluma e o manto.

Os resultados desses estudos indicam as características estacionárias da pluma mantélica e de sua ascensão vertical, o que origina os seus traços marcados nas placas tectônicas, em constante movimento, formando os caminhos da pluma na litosfera. Estudos petrológicos e modelos de plumas mantélicas (Sleep, 1990) colocam a temperatura das plumas mantélicas no manto superior de até 250°C maior que no próprio manto.

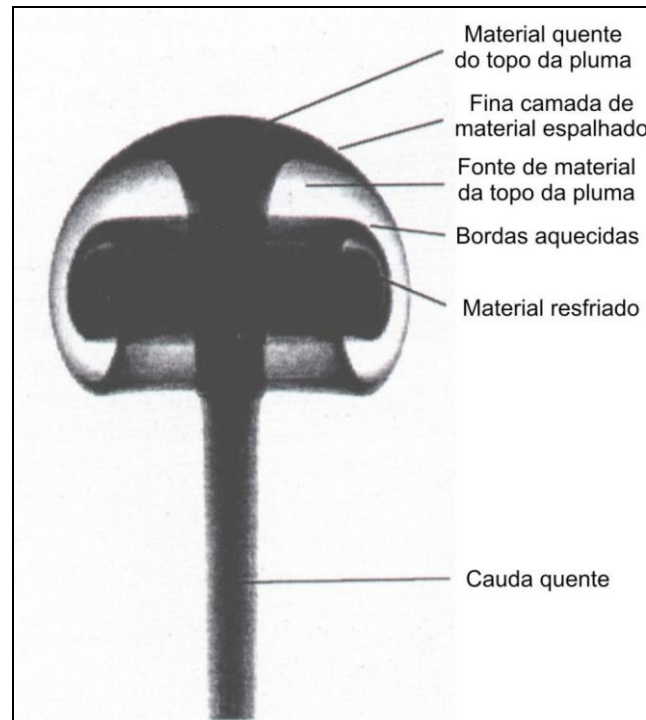


Figura 3.5: Modelo projetado em computador de uma pluma mantélica (Condie, 1993)

Quando uma pluma se aproxima da litosfera, começa a afinar e, quando a curva de temperatura intercepta a curva de *solidus* do manto, resulta na produção de grandes volumes de magmas basálticos, em um período curto de tempo, formando grandes platôs de basalto. Quando a pluma atinge uma camada mais espessa da crosta, e a curva de *solidus* não é atingida, parte da litosfera é fundida, sendo este magma contaminado pela pluma, gerando corpos alcalinos. Quando não contaminados, geram corpos ultramáficos, justificando a presença de corpos kimberlíticos em alinhamento de corpos alcalinos (Condie, 1997).

As rochas alcalinas, tendo como exemplos os traquitos, fonolitos, basanitos, kimberlitos e carbonatitos, geralmente ocorrem em regiões cratônicas, assim como em riftes continentais. A ocorrência desses corpos é bastante rara, tendo um número bem reduzido de ocorrências datadas de idades paleozóico-mesozóicas, mas sendo bastante comum ocorrer associado à *greenstone-belts* arqueanos.

Vários fatores contribuíram para a escassa ocorrência de rochas alcalinas no Fanerozóico, um deles refere-se ao fato dos corpos possuírem tamanhos reduzidos dentro do contexto geotectônico, e são muito vulneráveis a processos erosivos, principalmente em zonas tropicais, como é o caso do Brasil.

Outro fator que contribui para a raridade dos corpos alcalinos deve-se ao fracionamento das rochas mantélicas, desde o Arqueano. Para a produção desses magmas alcalinos, é requerida uma pequena porcentagem de rocha fundida do manto superior, em torno de 10% (Condie, 1997), e no Arqueano, as temperaturas das rochas do manto eram mais elevadas e, mais enriquecidas em elementos pesados, conseqüentemente gerando maior porcentagem de material, durante a fusão parcial.

3.5.1.3. Alinhamento dos corpos alcalinos

As cadeias de montanhas submarinas e ilhas vulcânicas são muito comuns no Oceano Pacífico. Os exemplos mais famosos são as cadeias do Hawaii-Imperador e Ilhas Austrais e Society, subparalelas entre si e ao movimento da placa Pacífica. Estas cadeias de ilhas, próximas entre si, possuem sismicidade muito baixa. Dados isotópicos demonstram que o foco do vulcanismo que formou as ilhas vulcânicas do Hawaii migrou numa direção linear em direção a sudeste a uma velocidade relativa de aproximadamente 10 cm/ano nos últimos 30 milhões de anos.

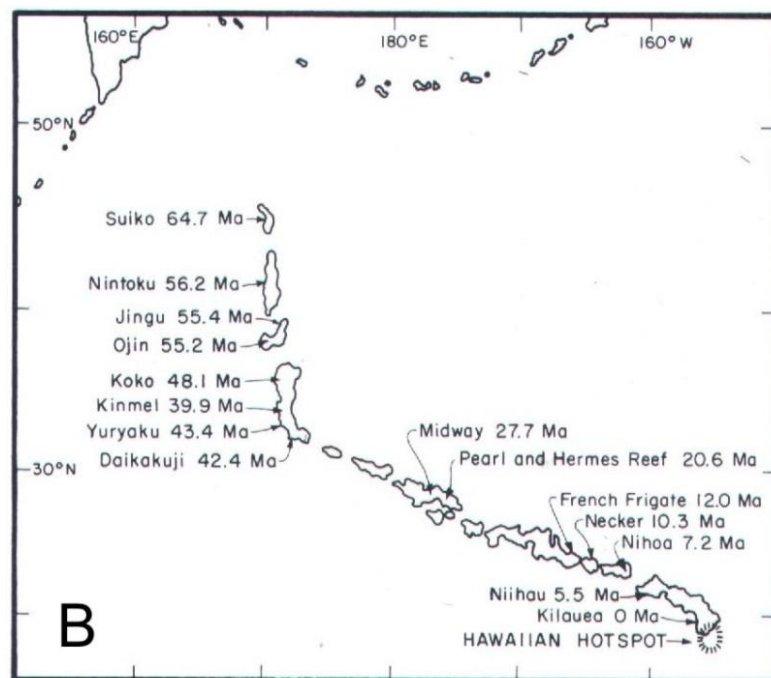


Figura 3.6: As ilhas vulcânicas do Hawaii (Condie, 1997), e o caminho do *hot-spot* do Hawaii, comprovada com o decréscimo dos valores de idades radiométricas de NW para SE. Com isso, a velocidade da placa Pacífica pode ser estimada durante os últimos 65 milhões de anos. Outra observação importante refere-se à mudança

do sentido do movimento, por volta de 43 milhões de anos, devido a uma rotação da placa.

Em torno de 43 milhões de anos, a cadeia sofreu uma mudança de direção da migração, devido à ação de outro *hot-spot*, associado ao segmento Imperador da cadeia (Norton, 1995 – Figura 3.6).

As cadeias próximas também apresentam direções de movimentos e taxas de velocidade semelhantes à cadeia. O *hot-spot* pode interagir com a litosfera de várias maneiras, como é ilustrado na figura 3.7 e descrito por Epp (1984).

Se o movimento da litosfera, em relação ao *hot-spot* for relativamente pequeno, grandes volumes de magma são produzidos formando uma extensa ilha de crosta espessa (a); Se o movimento da placa for aleatório, em termos de direção e intensidade, podem-se formar cadeias irregulares de vulcões originados do mesmo *hot-spot* (b); As cadeias vulcânicas que cruzam falhas transformantes geralmente apresentam linhas de corpos vulcânicos paralelos com esses lineamentos, assim como em zonas de fraqueza, o magma pode ser injetado nelas, quando o *hot-spot* as cruza (c); Outra interação pode ser relatada quando a pluma quebra a base da litosfera e flui ao longo de antigos condutos do *hot-spot*, causando irregularidades na idade de corpos magmáticos (d); No caso da litosfera inferior estar próximo a temperatura de *melt* (fusão parcial), quantidades de magmas, denominadas *underplating*, podem ficar estocadas neste local por algum período dentro do tempo geológico, podendo gerar erupções de menor magnitude ao longo da cadeia vulcânica, mesmo após a passagem do *hot-spot* (e); Quando o conduto do magma produzido pelo *hot-spot* é encurvado até um ângulo crítico, há a formação de um novo conduto, se o conduto anterior não for fechado, pode ainda ocorrer erupções vulcânicas, mesmo após a passagem do *hot-spot* (f).

Os caminhos do *hot-spot* também podem deixar marcas na crosta continental, apesar de ser menos evidente do que na crosta oceânica, devido à maior espessura da mesma. Geralmente a trajetória dos *hot-spots* são marcadas pela geração de corpos kimberlíticos e lamproítos, além dos complexos alcalinos e carbonatíticos. Abaixo, será relatado o caminho do *hot-spot* de Trindade, onde vários eventos são associados à passagem desse *hot-spot* desde o interior do Escudo Brasileiro até a Plataforma Continental Brasileira.

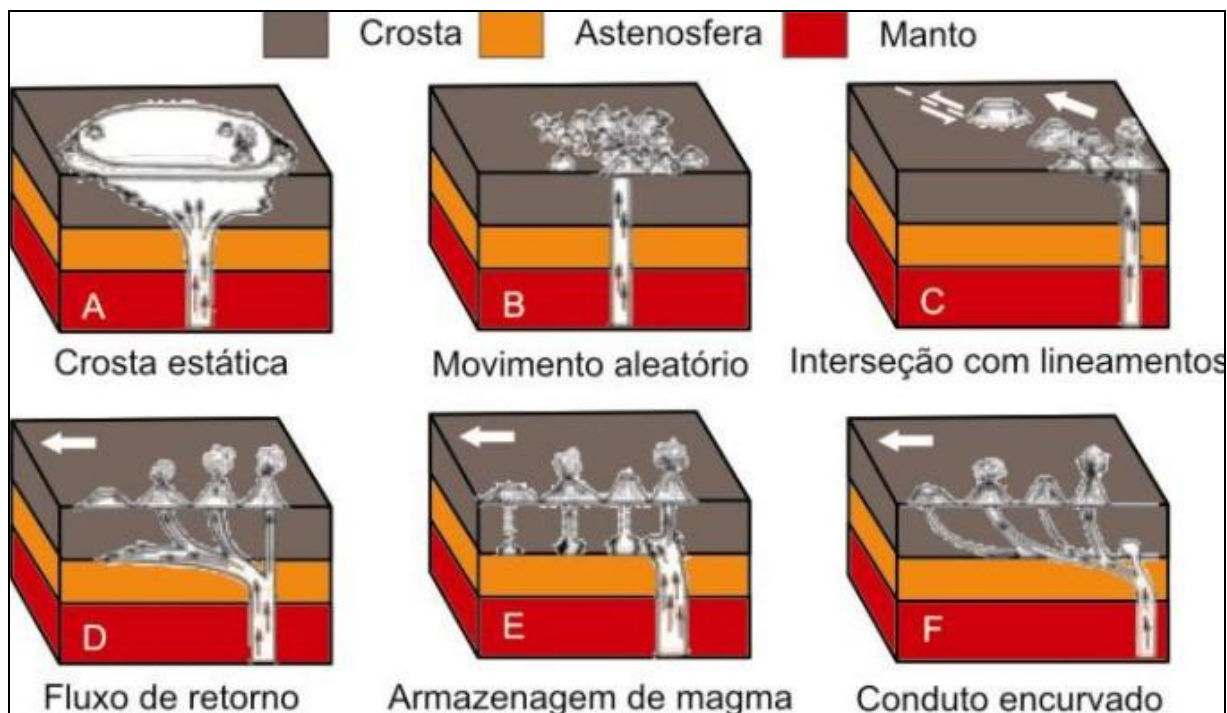


Figura 3.7: Possíveis interações do *hot-spot* com a litosfera (modificado de Epp, 1984).

3.5.1.4. Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio e Cadeia Vitória-Trindade

De acordo com Amaral et al. (1967) e Almeida (1983), foram identificados duas fases de magmatismo de idades Cretáceo-Terciárias: a primeira, contemporânea as idades dos basaltos do Paraná e a segunda, de idade Cenomaniana, onde se concentra os eventos de geração dos corpos alcalinos, que é o assunto principal deste trabalho.

Cordani & Teixeira (1979), ao analisarem as ocorrências de rochas alcalinas do estado do Rio de Janeiro, observaram a tendência de idades decrescentes do maciço do Marapicu (CANI) até Cabo Frio (Oeste para Leste), o que poderia tratar-se de episódios magmáticos sucessivos, ligados geneticamente, associado a um movimento relativo da litosfera por sobre um *hot-spot*, de acordo com a figura 3.8. As idades decrescentes entre os corpos alcalinos indicam uma relação genética entre eles, em termos de mecanismo gerador (Figura 3.9). As interpretações de Hertz (1977) e Braun (2005) consistem que os corpos alcalinos produzidos, juntamente com corpos ultramáficos, são produtos originados da manifestação deste *hot-spot* ao longo da movimentação da placa.

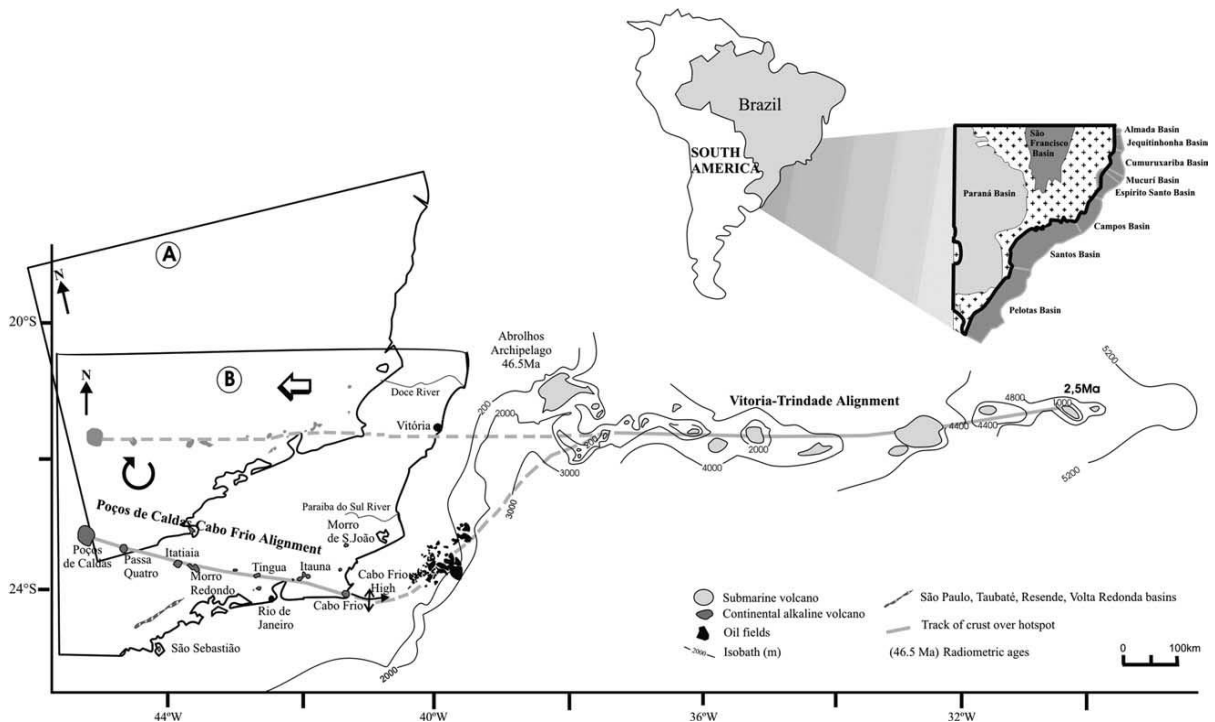


Figura 3.8: Traço do caminho do *hot-spot* de Trindade, desde Poços de Caldas (MG) até Cabo Frio (RJ), caracteriza o lineamento magmático, composto por rochas alcalinas e ultramáficas. A partir de Cabo Frio, o caminho sofre uma deflexão, passando pela Bacia de Campos e inicia uma cadeia de edifícios vulcânicos até a Ilha de Trindade, o que é conhecido como Cadeia Vitória-Trindade (Thomaz Filho et al., 2005).

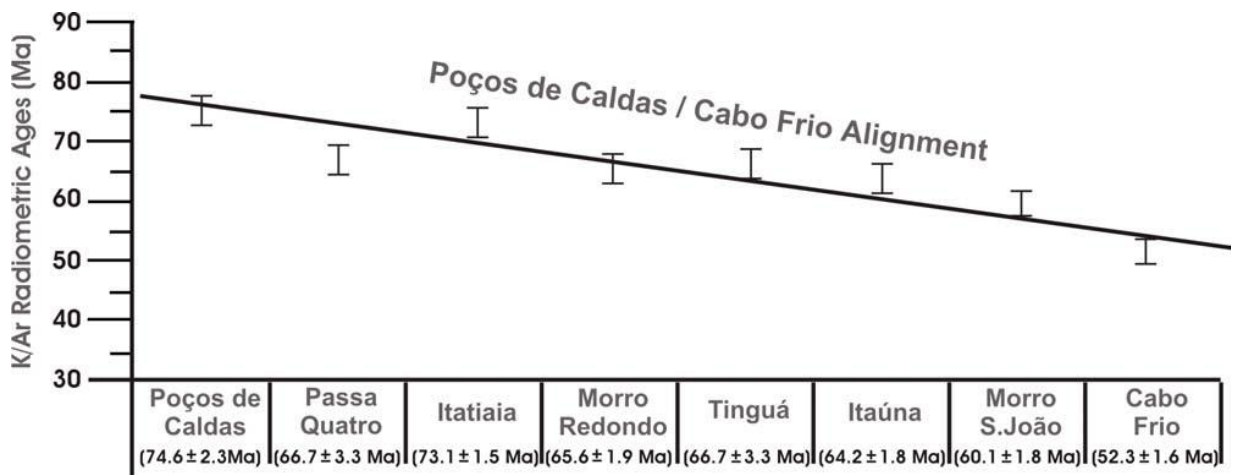


Figura 3.9: Idades K-Ar dos corpos alcalinos do lineamento Poços de Caldas – Cabo-Frio, ressaltando o decréscimo das idades dos corpos. Adaptado de Thomaz Filho et al., (2005).

Sadowski & Dias Neto (1981), ao analisarem a posição dos continentes, reconstruam seus movimentos de rotação inversa, até chegar à junção das placas litosféricas, verificaram que o alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio coincide atualmente com a trajetória referente ao pólo de rotação, entre 84 e 49 Ma (Almeida,

1991), mostradas na figura anterior. Esta interpretação torna-se válida quando se refere à atuação da pluma de Trindade. O calor gerado por esta pluma havia gerado fusão em larga escala do manto litosférico. Também foi concluído que a cadeia de ilhas oceânicas e o monte submarino que culmina a leste seria também resultado da passagem da pluma de Trindade.

Duas características deste alinhamento que são importantes de ressaltar são: a pronunciada inflexão para sudoeste, do limite oeste da cadeia Vitória-Trindade e o alinhamento dos campos de petróleo da bacia de Campos, coincidindo com a linha imaginária, ligando a tendência da inflexão. Em adição, são observados cones vulcânicos associados a rochas alcalinas, observadas em modelos gravimétricos (Almeida, 1991).

Essas evidências levam a admitir que o *hot-spot* gerador dos corpos alcalinos presentes no sudeste do Brasil pode ter sido deslocado, de forma relativa, a partir de Cabo Frio, para nordeste, e continua ao longo da cadeia Vitória-Trindade, passando por baixo dos sedimentos da Bacia de Campos, com fornecimento de calor suficiente para a maturação da matéria orgânica e a geração dos grandes campos exploratórios concedidos à Petrobrás e a outras empresas petrolíferas (Thomaz Filho et al., 2005).

Considerando a posição fixa relativa dos *hot-spots*, admite-se um movimento de rotação da placa sul-americana, para sudoeste, durante o Eoceno, associada ao intenso tectonismo e magmatismo manifestados no período (Figura 3.8). Como modelo análogo, pode ser citado o movimento de rotação da placa Pacífica, bem marcada pela inflexão da cadeia de vulcões gerada pelo *hot-spot* do Hawaii, há 43 Ma (Figura 3.6).

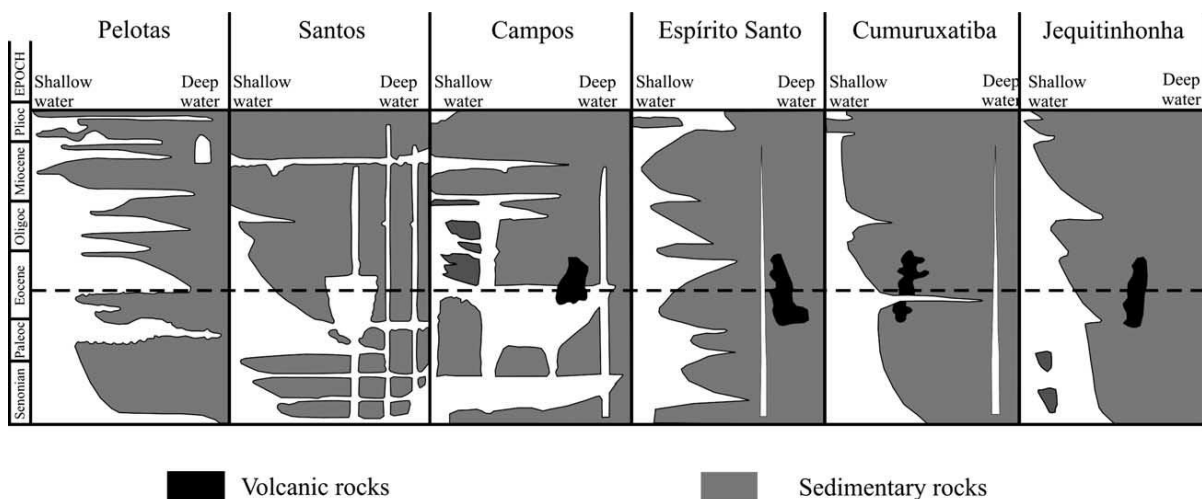


Figura 3.10: Seções estratigráficas simplificadas das bacias marginais, desde a bacia de Pelotas até a bacia do Jequitinhonha. Na bacia de Campos, ocorrem as rochas vulcânicas alcalinas, associadas à cadeia Vitória Trindade, inclusive o limite entre Campos e Santos é delimitada pelo Alto de Cabo Frio, mapeada em linhas sísmicas. Nas outras bacias a norte de Campos, aparecem vulcânicas básicas, associadas à quebra do Gondwana (Thomaz Filho et al., 2005).

Gibson et al., (1995, 1997), Thompson et al., (1997), Thomaz Filho e Rodrigues (1999) propõem que o *hot-spot* que originou essa série de corpos alcalinos refere-se ao *hot-spot* de Trindade, cujo nome é derivado da localização atual do *hot-spot*, na Ilha de Trindade. O corpo mais antigo descrito é o corpo de Poços de Caldas, de composição nefelina-sienítico, além de outros corpos, como exemplos, Itatiaia, Tinguá, Mendanha e Morro de São João, culminando no Alto de Cabo Frio, caracterizado por um alto estrutural na Bacia de Campos, formado pela intrusão desse magma alcalino.

No Alto de Cabo Frio, o alinhamento sofre uma deflexão, associada a um movimento de rotação da placa sul-americana, que é justificada pela quebra de uma espessura bem maior de crosta, relacionada à área do Cráton de São Francisco, que gerou magmatismos dentro das bacias de Campos até o Jequitinhonha (figura 3.10).

A partir daí, o lineamento passou a ter um caminho leste-oeste com geração de uma série de edifícios vulcânicos submarinos alinhados, chegando até as ilhas de Trindade e Martim Vaz, onde atualmente se localiza o *hot-spot*.

3.5.1.5. Problemas do modelo

Os dados paleomagnéticos (Ernesto, 2005) representam uma fonte distinta de informações que sugerem uma relação diferente a do modelo de hot-spots, para demonstrar o *drift* da Placa Sul-Americana: Se algumas das ilhas oceânicas representassem hot-spots, ou algum estágio final de uma pluma mantélica, o “suposto” *hot-spot* da Ilha de Santa Helena seria o que melhor se encaixaria à tectônica de formação da Província Ígnea do Paraná, do que o de Tristão da Cunha, como descrito por vários autores, assim como Trindade, em detrimento à Fernando de Noronha que seria o responsável pelo magmatismo terciário do nordeste do Brasil.

Courtillot *et al.*, (2003) reconheceu que nem todos os supostos *hot-spots* têm origem em manto profundo para caracterizarem plumas mantélicas, como previu Morgan (1972). Portanto apenas Tristão da Cunha possui condições necessárias para ser classificado como uma anomalia térmica profunda, enquanto que ilhas oceânicas como Trindade, Santa Helena e Fernando de Noronha podem estar associados à fraturamentos da crosta, chegando à astenosfera com ascensão de material mantélico a profundidades mais rasas, ou até mesmo a erupção.

3.5.2. Mecanismo de Reativação Tectônica

3.5.2.1. Introdução

De acordo com Braun (2005), os processos tectônicos que atuaram em todo o Pré-cambriano imprimiram uma complexa trama de superfícies de falha no Escudo Brasileiro. Estas superfícies são hoje balizadas por bandas, às vezes, muito espessas de cataclasitos que, por suas características mineralógicas e texturais, constituem-se em zonas de fraqueza mecânica, que facilitam as rupturas sob a ação de novos esforços tectônicos (Figura 3.11). Numa porção homogênea ideal da crosta as rupturas ocorrem segundo as direções teóricas do elipsóide de deformação, mas numa crosta com a constituição heterogênea, as rupturas aproveitam as zonas de fraqueza preexistentes gerando essa complexa distribuição dos esforços.

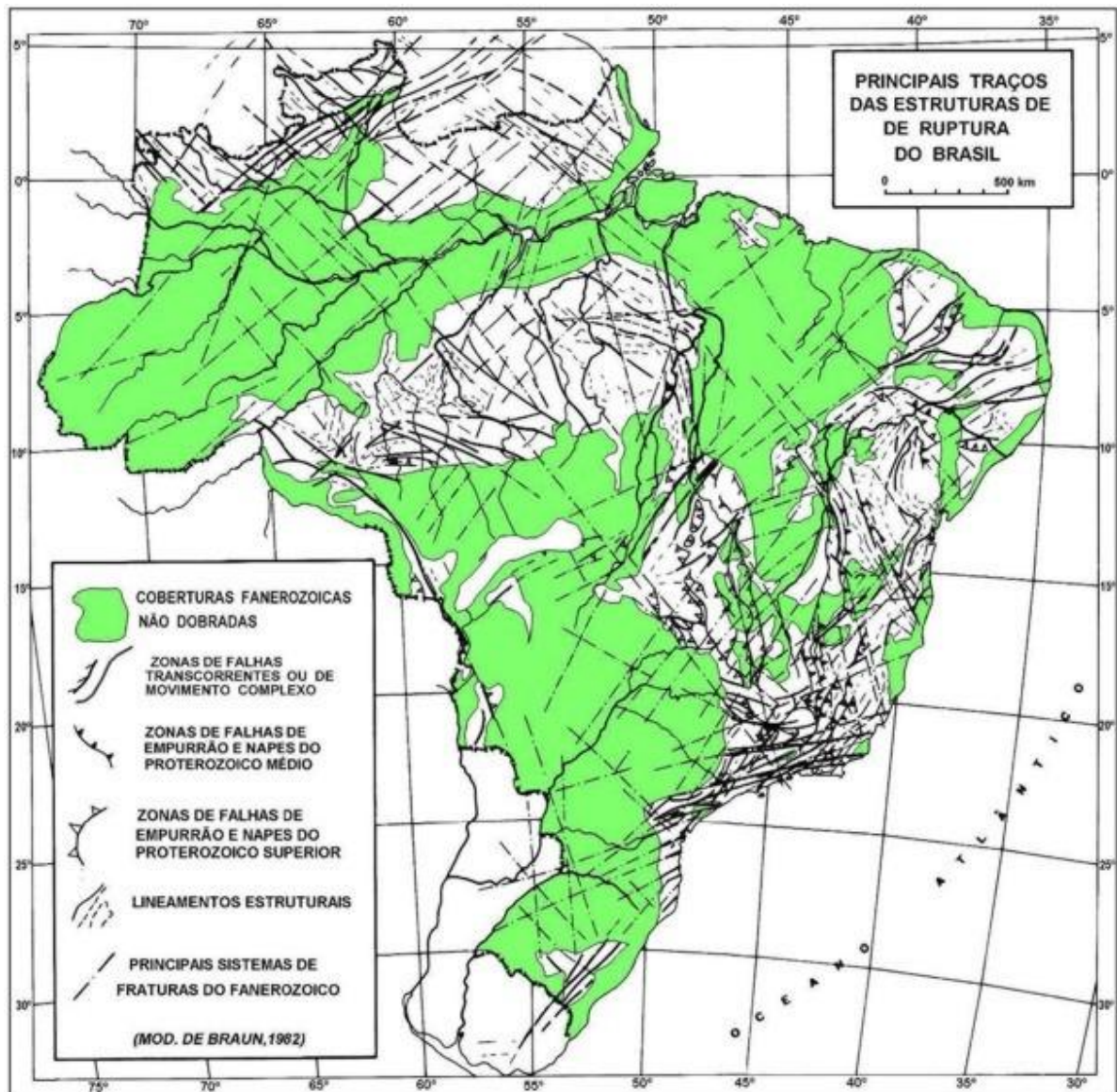


Figura 3.11: Principais Traços das Estruturas de Ruptura no Brasil (Braun, 2005)

A distribuição de esforços mais recentes é regida pela deriva continental e bem ilustrada pelas grandes falhas da plataforma continental. No caso da placa Sul-Americana, de uma forma geral, a massa continental sofre um empuxo no sentido dos Andes (Braun, 2005). A margem continental emersa vem se erguendo no bordo atlântico dando origem às serras do Mar e da Mantiqueira, onde a erosão tem retirado grande volume de rochas, expondo assim as partes mais profundas do substrato.

Um sistema de falhas de gravidade despregou blocos desta margem, a partir da Mantiqueira, e decresce no sentido do oceano até serem cobertos pelos

sedimentos da margem submersa. É bem nítida a influência das zonas de fraqueza das antigas falhas do embasamento no traço das principais zonas de falha da plataforma continental.

Da mesma forma, na área emersa, pode-se constatar o aproveitamento das antigas zonas cataclásticas pelas falhas de gravidade que limitam os grábens de Taubaté-Resende e da Baía da Guanabara, assim como pelas intrusões dos diques de diabásio, de vulcânicas alcalino-ultrabásicas e dos maciços alcalinos (Braun, 2005).

3.5.2.2. Os grandes lineamentos estruturais brasileiros

Mas o que parece ter um estreito relacionamento com os eventos vulcânicos meso-cenozóicos são os arcos ou eixos de arqueamento que geram ou mesmo separam as bacias sedimentares fanerozóicas e podem significar um adelgaçamento crustal. Alguns desses arcos vêm sendo relatados desde muito tempo. Talvez o de mais remota notícia seja o Arco de Ponta Grossa, na bacia do Paraná. Um arqueamento do fundo da bacia, balizado por enxame de extensos e espessos diques do vulcanismo Serra Geral é magnificamente expresso na topografia da serra do Mar no Paraná.

A mais importante destas feições estruturais é, sem dúvida, o arco do Alto Paranaíba (Barbosa *et al.*, 1970; Ladeira *et al.*, 1971; Bardet, 1977; Braun, 1982) que limita a sinéclise do Paraná ao norte e se estende desde a plataforma oceânica, até o arco de Iquitos no Acre. Este lineamento também é denominado como Lineamento 125AZ.

Esta zona de arqueamento formou um grande divisor de águas, entre as bacias do Cretáceo Superior, marcado pelas drásticas mudanças de fácies e direções de sedimentação que distinguem os sedimentos Bauru (Bacia do Paraná) e Mata da Corda (Bacia Sanfranciscana). Ela é balizada ainda por extensos diques de vulcânicas alcalino-ultrabásicas, brechas vulcânicas, assim como pelos inúmeros *plugs* vulcânicos, kimberlitos e maciços alcalino-ultrabásicos.

As maiores concentrações de jazidas diamantíferas são encontradas ao longo desse arco. Os kimberlitos e lamproítos provavelmente foram mineralizados nestas áreas onde permaneceram tectonicamente estáveis por longos períodos de tempo (Gonzaga & Tompkins, 1991).

Em geral, os complexos alcalinos, alcalino-carbonatíticos e as províncias kimberlíticas ocorrem associadas a zonas de fraturas e flexuras nas bordas das bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas (Almeida, 1986), onde pelo menos três grandes alinhamentos estruturais são descritos conforme segue abaixo (Figura 3.12):

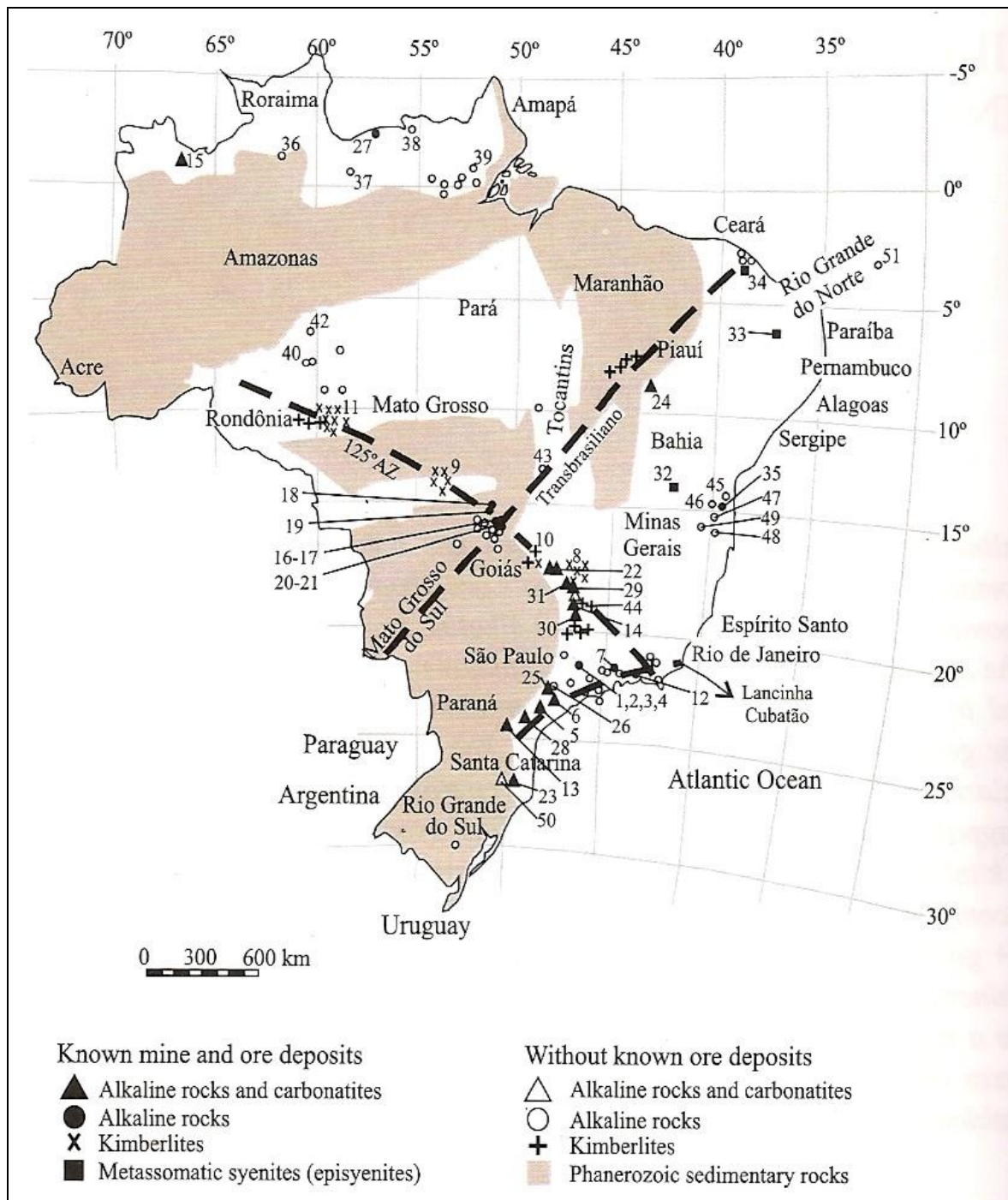


Figura 3.12: Distribuição das principais rochas alcalinas do Brasil, e a representação dos grandes lineamentos estruturais: lineamento 125AZ, lineamento Transbrasiliano e lineamento Lancinha-Cubatão.

125AZ: O Azimute 125, definido por Bardet, (1977), corresponde ao Lineamento Alto Paranaíba (figura 3.13), localizado aproximadamente na fronteira entre São Paulo e Minas Gerais, estendendo da costa do Rio de Janeiro (Lineamento Magmático de Cabo Frio – Almeida, 1991) até o Estado do Acre, chegando à Bolívia.

Os mais importantes complexos alcalinos, em termos econômicos estão localizados na região do Triângulo Mineiro, detentora da maior província kimberlítica-lamproítica do país. Podemos citar como exemplos as províncias do Alto Paranaíba (85 Ma) e Iporá (80-90 Ma). Em Goiás, ocorrem complexos alcalino-ultrabásicos. Em Mato Grosso e Rondônia, ocorrem complexos kimberlíticos de Paranatinga e Juína-Aripuanã, pertencentes à Província Poxoréu (84 Ma). Seu extremo sudeste culmina com as ocorrências de rochas alcalinas félsicas do Lineamento Magmático de Cabo Frio, como Poços de Caldas, Passa Quatro e Tinguá.

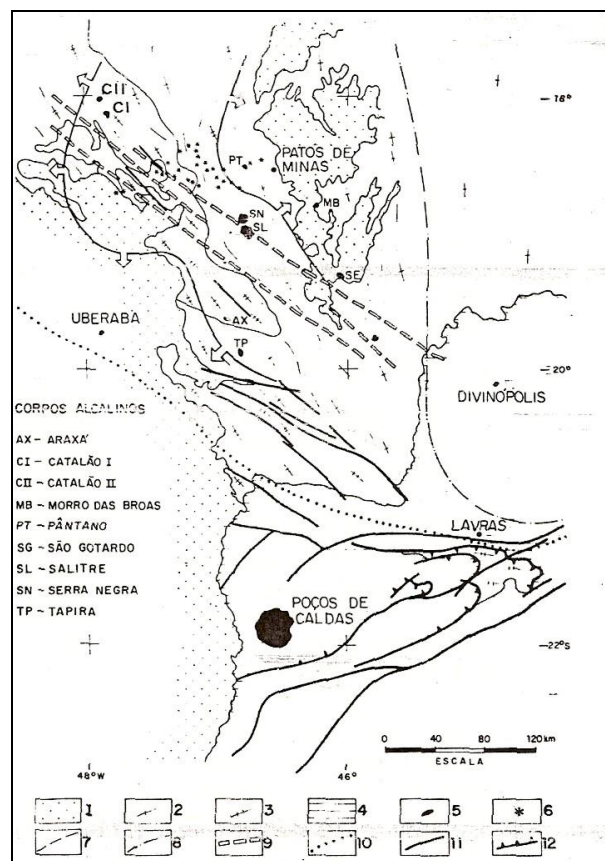


Figura 3.13: Arco do Alto Paranaíba (modificado de Almeida *et al.*, 1980). Legenda: 1- Coberturas fanerozóicas das bacias do Paraná e Sanfranciscana; 2- Faixa Brasília; 3- Faixa Uruaçu; 4- Complexos pré Uruaçuanos; 5- Rochas alcalinas; Kimberlitos neocretáceos; 8- Alinhamentos estruturais; 9- Alinhamentos magnéticos; 10- Limite do Cráton do Paramirim; 11- Falhas maiores; 12- Falhas de empurrão.

Lineamento Lancinha-Cubatão: Este lineamento NE-SW segue a costa sudeste do país, entre os Estados do Paraná e Rio de Janeiro. As principais ocorrências são os corpos de Mato Preto, Tunas e Banhadão, no Paraná; Itapirapuã, Jacupiranga, Morro do Serrote e Ipanema, em São Paulo e as intrusões próximas à cidade de Resende, no Rio de Janeiro (Morro Redondo, Tanguá, Rio Bonito e Morro de São João).

Os complexos alcalinos de Lages e Anitápolis, em Santa Catarina podem estar associados a esse lineamento. Almeida (1986) relata estes complexos alcalinos como “Alinhamento Blumenau” (Hartmann *et al.*, 1980) que está localizado na inflexão entre o Arco de Ponta Grossa (PR) e a Sinclinal de Torres (RS). De acordo com Janse (1984), este lineamento estende-se à África por Angola (complexos alcalinos e kimberlíticos de Luanda) até o Zaire (Kimberlitos de Mbuji Mayi).

Gomes *et al.*, (1990) sugere que as intrusões alcalinas do Paraná e do sul de São Paulo são controladas por lineamentos subparalelos NW-SE, descritos como os lineamentos de Guapiara, São Jerônimo, Curiúva, Rio do Alonzo e Rio Piquiri (Figura 3.14), todos eles associados ao Arco de Ponta Grossa, de idade Jurássica.

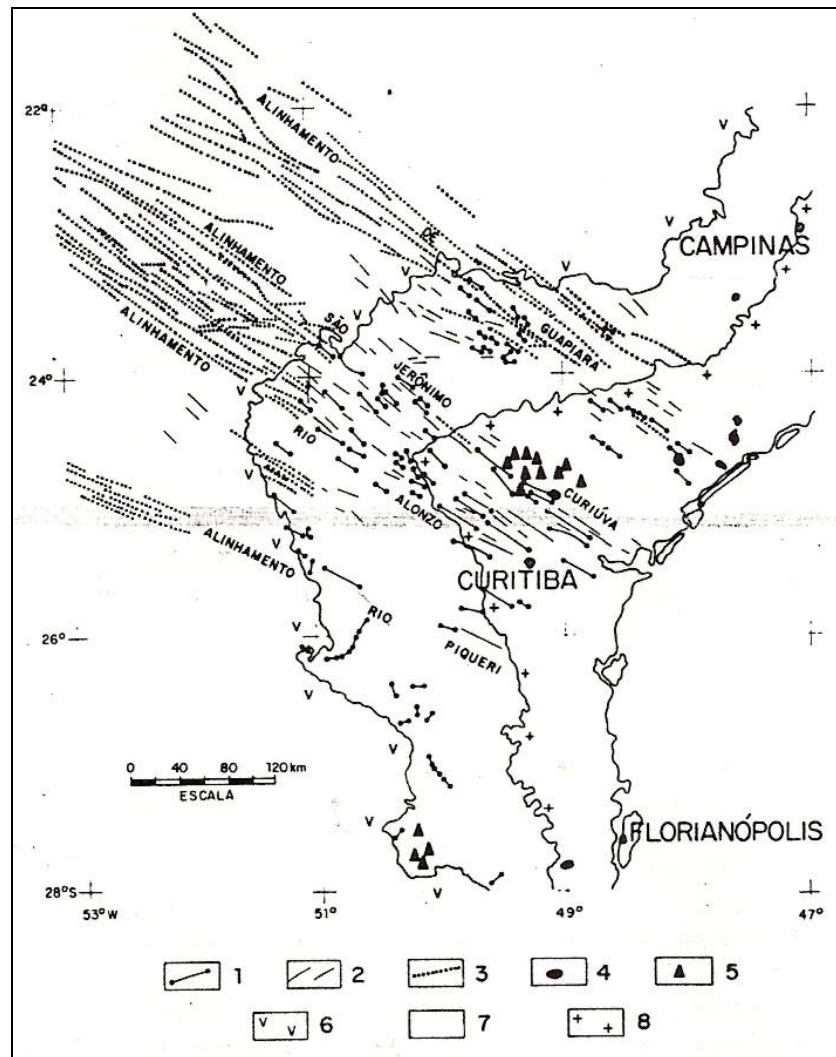


Figura 3.14: Atividade ígnea mesozóica associada ao Arco de Ponta Grossa (Modificado de Ferreira *et al.*, 1984). Legenda: 1- Diques baseados em dados geológicos; 2- Diques baseados em sensores remotos; 3- Diques baseados em dados aeromagnéticos; 4- Rochas alcalinas da 1ª fase; 5- Rochas alcalinas da 2ª fase; 6- Basalto; 7- Sedimentos; 8- Embasamento (Almeida, 1980).

Lineamento Transbrasiliano: Este lineamento possui uma direção geral NE-SW e estende-se do Paraguai (Província Alcalina do Leste do Paraguai – 127-132 Ma) até Fortaleza-CE (Província Alcalina de Fortaleza – Vulcanismo Mecejana – Figura 3.15). Essa feição estrutural cruza o lineamento 125AZ no sudoeste de Goiás, apresentando zona de interseção com vários complexos alcalino-ultrabásicos mineralizados, tais como Água Branca, Santa Fé, Morro do Engenho, Salobinha, Fazenda Furnas e Rio do Boi. Rochas kimberlíticas também ocorrem na região de Picos (PI) e rochas alcalinas são identificadas nas vizinhanças de Fortaleza (CE).

Algumas ocorrências de rochas alcalinas, alcalino-carbonatíticas e *placers* diamantíferos, que sugere proximidade da rocha-fonte, são observadas na Bacia Amazônica sem controle estrutural aparente. Outro grupo que se enquadra nessa mesma situação são alguns corpos alcalinos descritos no sudeste da Bahia, não relacionados a nenhum controle estrutural.

Os dados disponíveis sobre esses corpos alcalinos indicam que os complexos amazônicos são datados do Proterozóico inferior/médio enquanto que os corpos da Bahia são datados do Proterozóico superior/Cambriano. Por outro lado, os outros complexos possuem idades entre o Mesozóico e o Cenozóico.

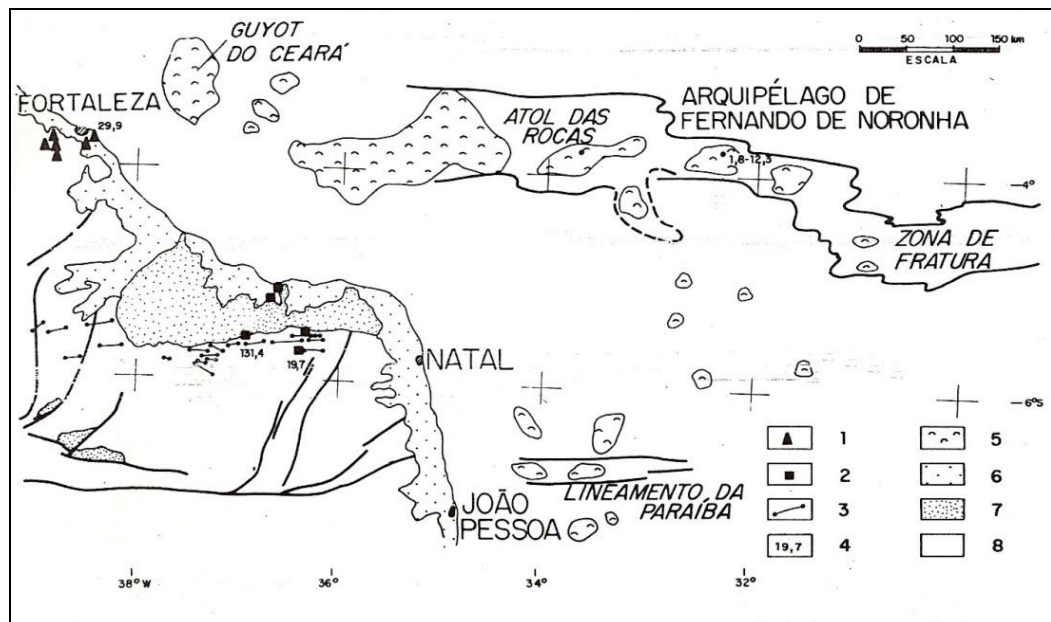


Figura 3.15: Vulcanismo Mecejana e a Zona de Fratura de Fernando de Noronha. Legenda: 1- Vulcanismo Mecejana; 2- Vulcanismo Macau; 3- Vulcanismo Rio Ceará-Mirim; 4- Idades K-Ar (Ma); 5- Altos do embasamento; 6- Cobertura Cenozóica; 7- Sedimentos mesozóicos; 8- Embasamento (Almeida, 1983).

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA

4. GEOLOGIA

4.1. Introdução

O MGM apresenta-se em forma elíptica e seu eixo menor possui tamanho em torno de 7 km de espessura, na parte central, entre os bairros de Cabuçu (Nova Iguaçu) e Bangu (Rio de Janeiro), e 18 km de comprimento do eixo maior, desde o Marapicu até o município de Mesquita. Este complexo compreende suítes com associações sieníticas insaturadas (p.ex: foiaíto, tinguáito, nefelina sienito), freqüentemente relacionados com traquitos e fonolitos (Ferreira *et al.*, 1965; Helmbold, 1965, 1968).

O complexo MGM é mineralógica e texturalmente zonado. As rochas de granulação grossa (tipo foiaítica) ocorrem no centro, e de granulação mais fina (tipo traquitóide) na borda, com grandes quantidades de feldspato modais, minerais máficos e possivelmente nefelina. Veios de barita e cavidades preenchidas por fluorita ocorrem raramente nas rochas do complexo. A ocorrência de barita foi associada ao início da fase extrusiva (Helmbold, 1968).

A geologia do chamado Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (CVNI) foi estudada na tese de doutorado de Klein (1993). De acordo com o autor citado, este complexo localiza-se na porção setentrional da Serra do Mendanha e faz parte do Complexo MGM que inclui, também, a assim denominada Chaminé do Lamego, outra suposta estrutura vulcânica de tamanho inferior ao CVNI. A Chaminé do Lamego é constituída principalmente por tufos soldados (ignimbritos) de composição predominantemente traquítica e brechas vulcânicas. Estes ignimbritos são produtos provenientes principalmente de fluxos piroclásticos, caracterizada por uma suspensão fluidizada composta por fragmentos e gases (Klein *et al*, 1984).

De acordo com Klein (1993), o CVNI representa uma feição tardia, oriunda de uma ruptura lateral de um domo que se elevou na extremidade nordeste da Serra de Madureira. As serras de Madureira e Mendanha encontram-se truncadas, em sua extremidade nordeste, por esta estrutura dômica, obliterando lateralmente os gnaisses leptiníticos (rocha encaixante), e resultando na formação de brechas intrusivas ao longo do contato.

A rocha que constitui a borda desse domo é um sienito com granulação relativamente grossa. Na sua porção interior, encontra-se um corpo alongado,

grosseiramente elíptico de rochas traquíticas, definido por Klein (1993) como micro-sienitos, onde se depositam o conjunto de brechas piroclásticas e o aglomerado, sendo ambos constituídos exclusivamente por fragmentos de rochas alcalinas (sienito, micro-sienito e traquito).

4.2. Mapeamento Geológico

Como descrito no capítulo 2, a etapa de mapeamento geológico constituiu na elaboração de uma carta geológico-estrutural na escala 1:50.000, a fim de mostrar-se compatível com o levantamento gravimétrico. Algumas áreas que não foram visitadas, tais como o CIG e CIAMPA, os contatos inferidos foram traçados de acordo com as características observadas em locais adjacentes. O mapa de pontos está ilustrado na figura 4.1

Em linhas gerais, o CANI é caracterizado como uma elevação basicamente sustentada por rochas alcalinas sieníticas em seu centro, circundada por gnaisses em geral leptiníticos e migmatitos quartzo-feldspáticos, na sua maioria e gnaisses facoidais e basaltos, em ocorrências mais raras (figura 4.2).

Esses gnaisses são relativamente preservados nas proximidades do complexo, chegando a aflorar em cotas de até 150-200 m, e de acordo com Valente *et al.*, (2006), chegando a 400 m, fato observado, principalmente na área da Pedreira Santo Antônio, onde a cava da pedreira é composta essencialmente de brechas intrusivas, devido a grande variedade de rochas de diferentes áreas-fonte. Essa grande variedade de rochas encaixantes relatadas acima foi encontrada principalmente dentro destas brechas magmáticas, mas em contexto regional, os gnaisses leptiníticos são os litotipos dominantes na região.

O CANI, em si, é classificado como texturalmente rico e mineralogicamente pobre em variedades. Essa grande gama de texturas é associada às diferentes velocidades de resfriamento do magma alcalino: Nas bordas do corpo são encontradas as brechas intrusivas, onde se pode observar certo grau de zoneamento litológico: quanto mais próximo ao complexo, mais rico em rochas alcalinas. As rochas traquíticas afíricas e porfíricas localizam-se preferencialmente em regiões mais periféricas do CANI, e os sienitos em porções mais interiores. Quanto à composição mineralógica, não existem grandes diferenças e observou-se uma maior concentração de minerais máficos na região do Morro do Marapicu.

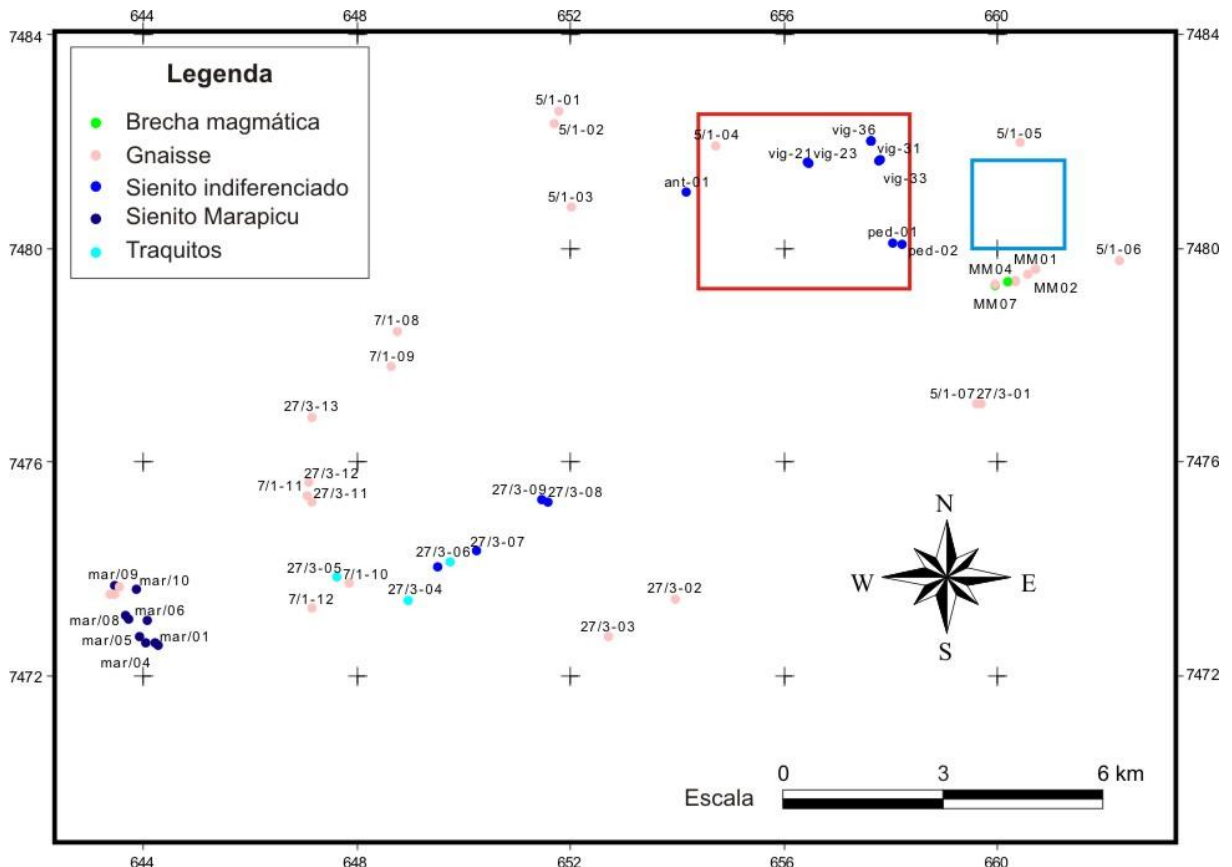


Figura 4.1: Mapa de pontos do CANI. A área em destaque no retângulo vermelho é o mapa de Valente et al., 2006 e o retângulo azul, é o mapa de Mota, 2005.

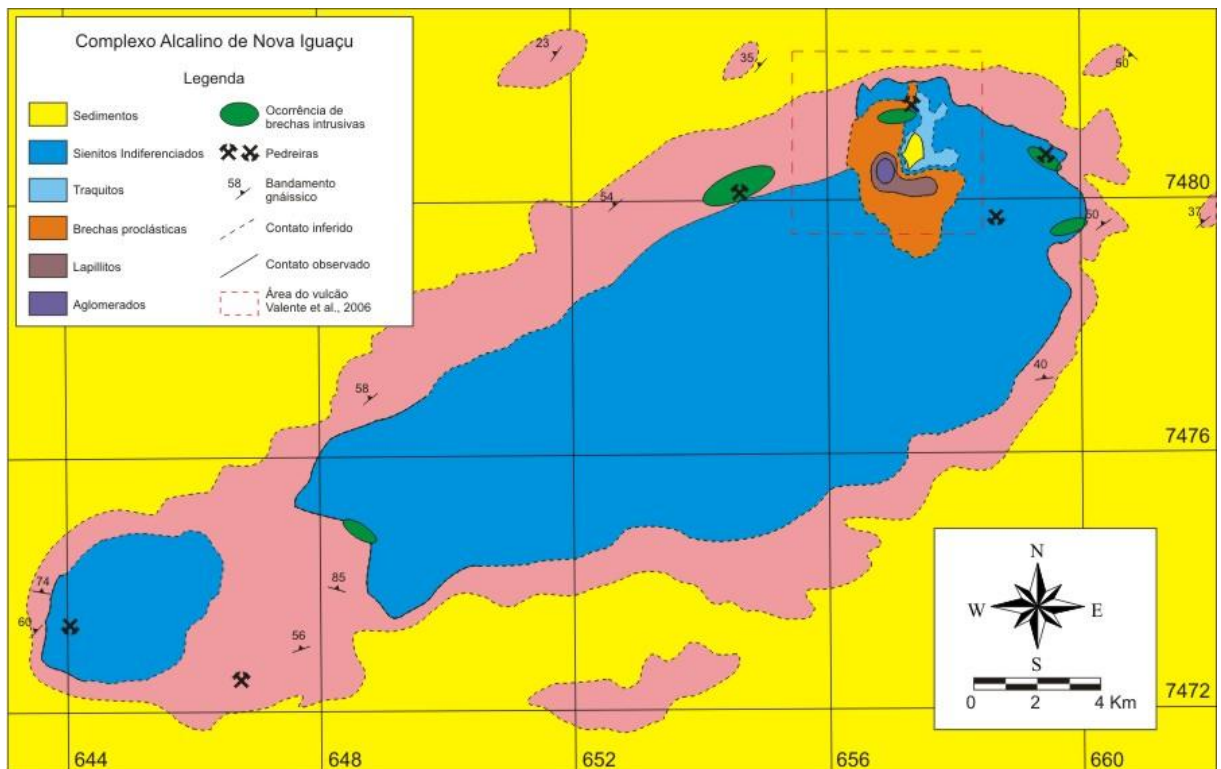


Figura 4.2: Mapa geológico 1:50.000 do complexo Alcalino de Nova Iguaçu. Este mapa foi utilizado como base para o levantamento geofísico.

Um fato importante a ser destacado é a presença de rochas gnáissicas na região entre os morros do Marapicu e Manoel José, o que implica na separação entre dois corpos distintos de rochas alcalinas, provavelmente constituintes de uma antiga estrutura. No morro Manoel José, foram encontrados alguns blocos de rochas alcalinas, mas nada que possa dizer que este morro seja constituído por rochas alcalinas, visto que a base do morro é composta de rochas gnáissicas.

Os diques mapeados, geralmente apresentam composição traquítica, com direção NE-SW e mergulhos subverticais, paralelos aos lineamentos observados em fotos aéreas, o que permite associar estas estruturas, com exceção à porção NE do maciço, que mostra um padrão mais aleatório de atitude. Esses diques chegam a aflorar a distâncias de até 5 km do maciço e provavelmente permitiu que algumas elevações próximas resistam à erosão.

De acordo com Mota & Alves (2006), os diques alcalinos são os condicionantes principais do relevo do CANI, sendo muito mais resistentes ao intemperismo que os sienitos, e o alinhamento destes diques alcalinos definem as áreas mais escarpadas e ressaltos nas áreas periféricas do CANI.

4.3. Litologias constituíntes

O CANI é composto por litotipos alcalinos caracterizados por ampla variação textural e pequenas variações composicionais (diques de lamprófiros são raros), compreendendo sienitos, traquitos e brechas, conforme descrito a seguir:

Sienito - Ao longo do maciço ocorrem diversos tipos, variando entre microsienito, microsienito pórfiro, nefelina sienito e sienito (Arena *et al.*, 2005). Nas exposições da porção NE do CANI estas rochas sofreram um processo de resfriamento lento, como indicado pelo tamanho dos grãos de anfibólio e feldspato nas rochas da pedreira abandonada do Parque de Nova Iguaçu, que atingem mais de 10 mm de comprimento (Foto 4.1A).

A presença de microsienito e de sienito pórfiro (Foto 4.1B) indica variações da velocidade de resfriamento em diferentes momentos. As rochas de granulometria mais fina mostram-se intrudidas no sienito mais grosseiro. A cristalização dos sienitos de granulometria centimétrica (Foto 4.1C e 4.1D) ocorreu em profundidades de alguns quilômetros e sua presença nos níveis topográficos atuais pode ser

resultado do soerguimento e erosão de todo o maciço alcalino posteriormente a sua formação ou da existência de falhas ativas durante o processo de intrusão destas rochas, de forma a ficarem justapostas às rochas extrusivas.

As rochas sieníticas possuem textura fanerítica e granulação grossa e, concordantemente com Arena *et al.* (2005) subdivididos em seis fácies distintas, sendo essas fácies subdivididas em fácies porfirítica e equigranular, de acordo com a Tabela 1. As fácies porfiríticas são classificadas em alcali-sienito porfirítico (A), pórfiro alcali-sienito (B) e sienito porfirítico fino (C). As fácies equigranulares são classificadas em biotita-sienito grosso (D), sienito médio (E) e álcali-sienito grosso (F).

Os sienitos geralmente apresentam xenólitos de outros sienitos de texturas variadas e de basalto. A rocha possui sulfetos na matriz, concentrados em fraturas, formando venulações, bem como em cavidades miarolíticas. Eventualmente os minerais fluorita e calcita aparecem em concentrações na rocha. Algumas fácies apresentam biotita como mineral acessório.

Fácies	Textura	Granulação	Alcali-feldspato	Plagioclásio	Biotita	Opacos	Apatita
A	Inequigranular porfirítico	Mtx: 1-2mm Fen: 4-10mm	Euédrico a anédrico	Raro (anédrico)	Muito	Anédrico	Muito
B	Inequigranular porfirítico	Mtx: <1-2mm Fen: 3-10mm	Subédrico a anédrico	Raro (subédrico a anédrico)	Raro	Euédrico anédrico	Comum
C	Inequigranular porfirítico	Mtx: <1-2mm Fen: 1-3mm	Subédrico a anédrico	Raro (anédrico)	Comum	Anédrico	Comum
D	Equigranular fanerítica	3-5mm	Anédrico	Frequente (euédrico a anédrico)	Comum	Anédrico	Comum
E	Equigranular fanerítica	1-3mm	Euédrico a subédrico	Raro (anédrico)	Raro	Anédrico	Pouco
F	Equigranular fanerítica	6-8mm	Subédrico a anédrico	Não há	Raro	Euédrico anédrico	Comum

Tabela 1: Principais características das seis fácies discriminadas para os sienitos relatados (Mtx – Matriz; Fen – Fenocristal). Adaptado de Arena *et al.*, (2005).



Foto 4.1: Afloramentos de sienitos (A e B) e fotografias de lâminas delgadas (C e D).

Lavas traquíticas – Camadas de rochas de composição traquítica são observadas intercalando-se com brechas com contatos subhorizontais, provavelmente efeito de derrames, caracterizando, juntamente com as brechas vulcânicas, as unidades ignimbríticas do Maciço (Figura 4.2A). Apresentam espessuras variáveis e contatos superiores e inferiores (Figura 4.2B) indicativos de resfriamento e movimentação. Acima da camada de lava traquítica observa-se uma lente de brechas piroclásticas em contato discordante, porém subhorizontal, indicando que a deposição da brecha ocorreu por cima de uma camada de traquito solidificada.

Os fragmentos da brecha são angulosos a arredondados, sugerindo a possibilidade de transporte antes de sua deposição. Acima das brechas piroclásticas uma camada intensamente intemperizada de traquito sugere a ciclicidade da atividade ígnea e o trapeamento da camada de brecha piroclástica.

Os traquitos podem ser subdivididos em três tipos distintos, de acordo com a Tabela 2, encontram-se alojado em uma faixa entre o sienito e as brechas piroclásticas, com distribuição quase elíptica, com eixo maior na direção NW-SE.

As fácies traquíticas apresentam sulfetos de granulometria fina (< 0,1cm) em sua matriz, que também ocorrem em fraturas, às vezes formando venulações. O *traquito porfirítico cinza (G)* possui matriz afanítica e fenocristais de feldspato

alcalino com granulometria variando de 0,3 a 2,0cm (bastante heterogêneo), com hábitos minerais geralmente subédricos e anédricos e a proporção matriz/fenocristais de 60%/40%. Localmente, são observadas orbículas de coloração violeta com dimensões variando de 0,2 a 0,5 cm, com formas desde esféricas a irregulares. A rocha apresenta raros enclaves, alguns com geometria hidrodinâmica, indicando transporte pelo magma.

O *traquito porfirítico lilás (H)*, possui matriz afanítica, de coloração lilás com fenocristais de feldspato alcalino com granulometria de, em média, 1 cm e normalmente são euédricos e com sutil orientação preferencial (lineação de fluxo) e a proporção é de 40% de fenocristais e 60% de matriz. Estes traquitos apresentam muitos xenólitos.

Uma última faciologia da unidade traquitos porfiríticos é representada pelos *pórfiro-traquitos (I)*. As rochas desta faciologia têm baixa proporção matriz/fenocristais (30%/70%). Os fenocristais têm geralmente granulometria homogênea, com feldspato alcalino em grãos em média com 2,0 cm, que variam desde euédricos a subédricos. As rochas apresentam enclaves principalmente de traquito afírico de até 5,0cm. Este pórfiro-traquito também apresenta localmente concentrações de feldspatos com percentagens chegando a 90-95%.

Fácies	Relação Mtx-Fen	Matriz	Tamanho grãos	Alcali-feldspato	Plagioclásio	biotita	opacos	apatita
G	60%-40%	Hipocristalina (vítrea a devitrificada)	Mtx: <1-2mm Fen-1-7mm	Euédrico a subédrico	Não há	Pseudo-mórfica	Euédrico anédrico	Rara euédrico subédrico
H	60%-40%	Hipocristalina devitrificada	Mtx: <1-2mm Fen: 1-10mm	Euédrico a anédrico	Raro anédrico	Muito Euédrico/anédrico	Euédrico/anédrico	Comum euédrico
I	30%-70%	Hipocristalina/holocristalina fina	Mtx: <1mm Fen: 2-15mm	euédrico	Comum euédrico/anédrico	Pseudo-mórfica	Anédrico	Comum anédrico

Tabela 2: Principais características de fácies traquíticas do complexo alcalino (Mtx – matriz; Fen – fenocristal). Adaptado de Arena *et al.* (2005).

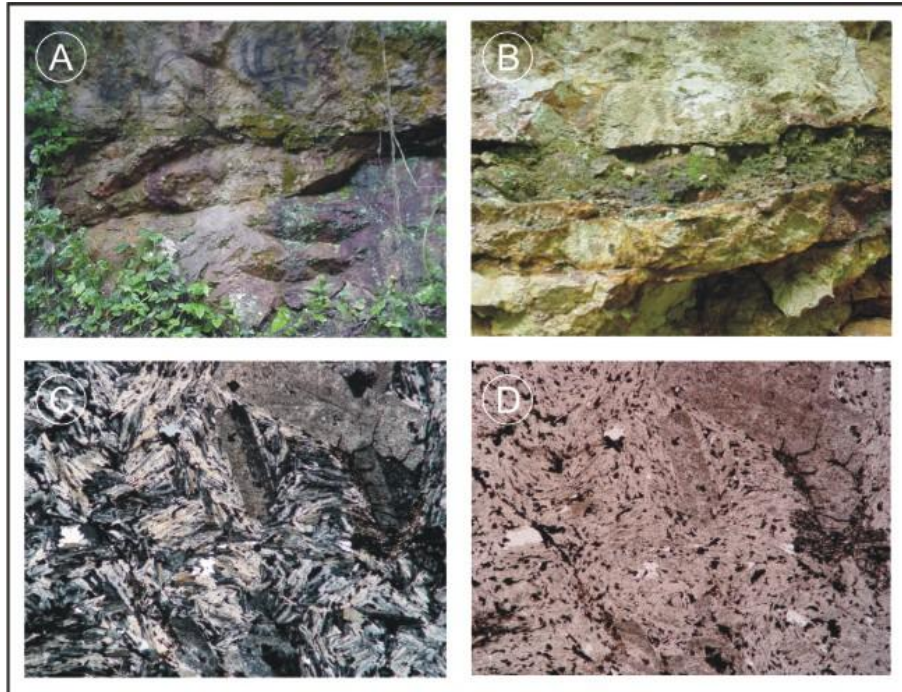


Foto 4.2: Afloramento de lavas traquíticas (A e B) e lâminas delgadas (C e D).

Diques de Traquitos – São tipicamente afaníticos, com variações às vezes porfíricas, cortando tanto os sienitos como as brechas (Figura 4.2A e 4.2B) e os gnaisses do embasamento. Controles de campo indicam que existem pelo menos três gerações de diques traquíticos: traquitos finos (Figuras 4.2C e 4.2D) e traquitos porfíricos, mais antigos, encontrados como xenólitos em sienitos, e uma geração de traquito mais jovem, geralmente com amígdalas, cortando as rochas anteriores. Os diques desses últimos variam de espessuras decimétrica a métrica e têm ampla distribuição por todo o maciço. Os diques alcalinos do CANI registram uma parte da história do regime de esforços atuantes no sudeste brasileiro, durante o Cenozóico, os quais serão descritos mais adiante.

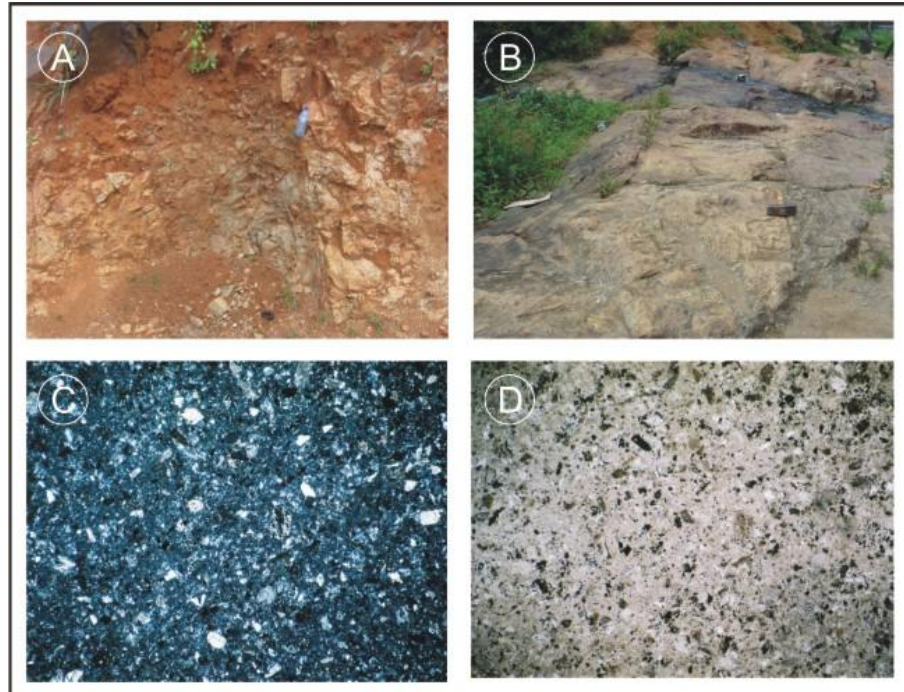


Foto 4.3: Afloramentos (A e B) e fotomicrografias dos diques traquíticos (C e D).

Lamprófiros - Este tipo de rocha se apresenta sob forma de diques de espessura variando de centimétrica a métrica. Sua mineralogia apresenta matriz fanerítica, inequigranular, composta por feldspatos alcalinos e anfibólios aciculares dispostos sem orientação preferencial (Figura 4.3A e 4.3B). Há grande quantidade de minerais opacos na rocha, bem como marcante presença de olivina, piroxênio e zeólita. Alguns grãos de anfibólio apresentam-se zonados, o que sugere fracionamento magmático durante a cristalização.

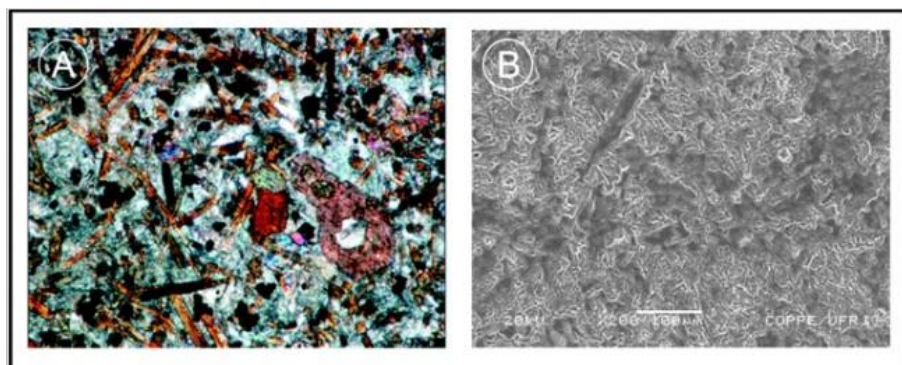


Foto 4.4: Fotomicrografias de lamprófiros, em microscópio petrográfico (A) e MEV (B).

Brechas magmáticas- São rochas constituídas por fragmentos de traquitos e sienitos envolvidos por matriz traquítica. Apresentam ocorrência restrita, *fabric* matriz-suportado (Figuras 4.4A e 4.4B), apresentando contatos por falhas com os sienitos.

As rochas sieníticas associadas a brechas magmáticas são semelhantes às descritas anteriormente, com granulometria média e poucos minerais máficos. A brecha mostra fragmentos variando de subcentimétricos a até poucos centímetros e a matriz é submilimétrica.

Neste sentido pode-se sugerir que a brechação ocorreu devido ao fluxo de magma alcalino através de um conduto, onde os clastos foram formados através da quebra e transporte de material solidificado. O processo de formação desta brecha magmática ocorreu provavelmente em profundidade a partir da pressão do interior da câmara magmática subjacente, fragmentando o material solidificado.

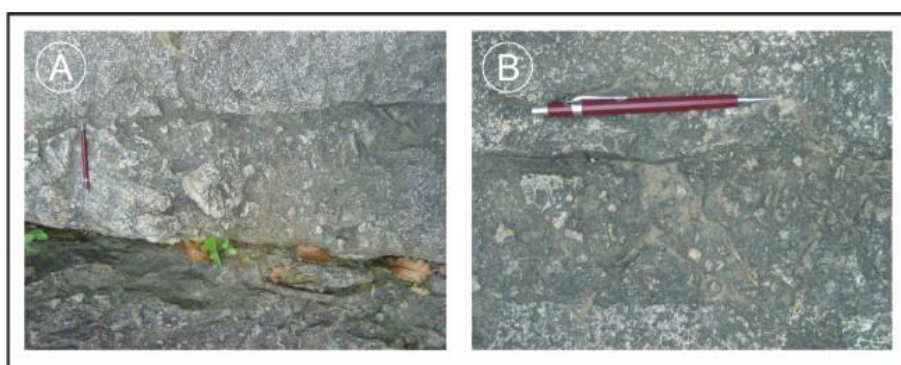


Foto 4.5: Afloramentos de brechas magmáticas.

Brecha de contato da intrusão - As brechas geralmente se localizam nas áreas de contato do CANI com as rochas encaixantes, e estão amplamente distribuídas por todo o maciço, e sua espessura varia muito, em torno de algumas dezenas de metros.

As brechas magmáticas do CANI caracterizam-se por serem suportadas pelos fragmentos, de diversas litologias, ou seja, podem ser definidas como brechas magmáticas polimíticas ou polilitológicas, circundadas por uma matriz, que representa menos de 10% de toda a rocha (foto 4.6). Esta matriz pode ser de granulometria fina, composta por micas hidrotermais e óxido de ferro secundário, como também pode ser de textura pegmatóide de composição sienítica, ou seja, a mesma do complexo alcalino (Mota & Geraldês, 2006).

Os fragmentos constituintes das brechas magmáticas são compostos por gnaisses graníticos, migmatitos, gnaisses bandados leptiníticos e metabasaltos, oriundos das unidades encaixantes, além de fragmentos de sienitos, traquitos de diferentes séries magmáticas, definidos de acordo com a classificação de Arena *et al.* (2005), além de lamprófiros, de ocorrência muito mais rara, oriundos do CANI.

Os fragmentos apresentam-se em formas poligonais sub-regulares a irregulares, com arestas bem definidas, indicando pouco retrabalhamento durante a geração e também um mecanismo típico de fragmentação por expansão volumétrica (Jebrack, 1997), este favorecido também pela transmissão do calor do corpo alcalino para as rochas encaixantes.

Em seções delgadas, as bordas dos fragmentos aparecem corroídas nos minerais mais susceptíveis a alteração hidrotermal. Os grãos de quartzo das rochas encaixantes mantiveram-se inalterados, indicando uma temperatura não muito alta dos fluidos hidrotermais. Os fragmentos possuem, além de composições variadas, dimensões diversas, desde fragmentos milimétricos a blocos de 3 m de comprimento.

A matriz das brechas magmáticas pode ser dividida em dois tipos distintos: Uma matriz composta por micas, muscovita e clorita, conforme Análise EDS ou EDX (*Energy dispersive X-Ray Detector* – Detector de Energia Dispersiva por Raios-X – Alves & Geraldês, 2005) em MEV desta porção da matriz (Figura 4.2). Sua gênese pode ser associada à ação dos fluidos hidrotermais, corroendo as bordas dos fragmentos, alterando-os para muscovita e clorita, processos comuns de mineralizações em cúpulas de corpos plutônicos (*greisens*).

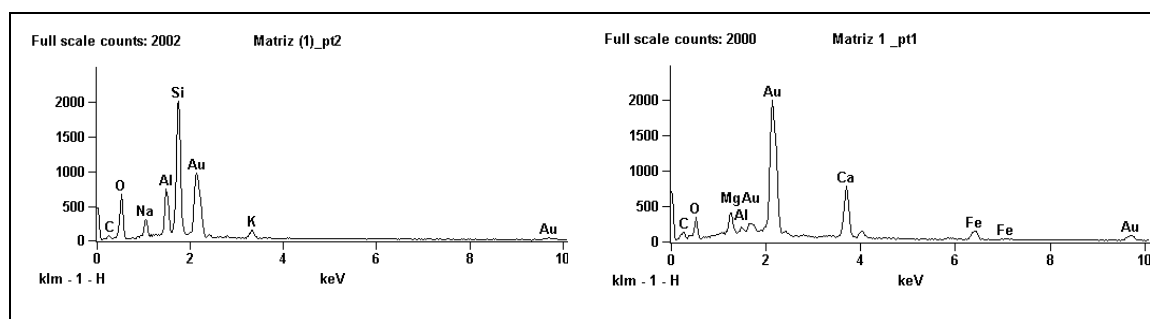


Figura 4.2: Análises EDS/MEV de amostras de matriz de brechas intrusivas: À esquerda, elementos químicos constituintes de muscovita, e à direita, clorita. Os picos de *Au* dizem respeito à metalização das lâminas petrográficas, feito com lâminas de ouro.(Mota, 2005).

Fragmentos de minerais primários residuais, na maioria de grãos de quartzo e feldspato podem estar inseridos no meio do material hidrotermalizado. A natureza deste fluido relaciona-se com a ascensão do magma alcalino e estes fluidos provavelmente não eram enriquecidos em elementos pesados, visto que os sulfetos encontrados em alguns pontos da brecha magmática são essencialmente compostos por pirita, que, quando alterada, resulta em óxidos secundários contidos na matriz. Não houve uma grande concentração de elementos pesados, nem formação de depósitos minerais de relevância.

A matriz também pode ser composta por materiais pegmatóides de composição sienítica, cristalizando feldspatos e anfibólios com até 10 cm de comprimento. Esse tipo de matriz ocorre em áreas restritas na unidade e pode estar associado à penetração do magma sienítico, mais fluido, por entre os blocos fragmentados. Este magma, no momento de ascensão por entre os fragmentos da brecha magmática em formação, pode ter englobado fragmentos menores, incorporando-os em seu interior.

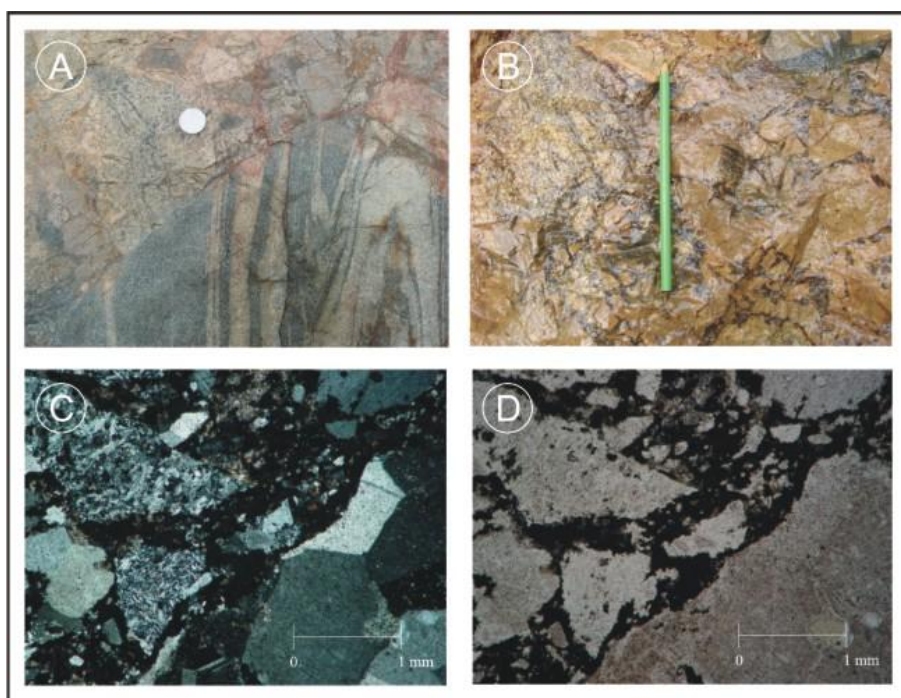


Foto 4.6: Afloramentos de brechas de contato (A e B) e fotomicrografias (C e D).

Brechas piroclásticas - Os depósitos deste litotipo apresentam uma distribuição irregular ao longo do maciço. Tanto os tipos de granulometria mais fina como os mais grossos distribuem-se desde a cota de 50m a 450m. São geralmente

constituídas de clastos de traquito, às vezes com amígdalas milimétricas preenchidas por sulfetos, carbonatos, fluorita e outros. Os clastos com até 10 cm de comprimento apresentam borda de resfriamento com até 1 cm, indicando que o fragmento foi arremessado na atmosfera e resfriado abruptamente (Figuras 4.7A e 4.7B).

A matriz é formada por *lapilli* e cinza em proporções variáveis, provavelmente resultado da deposição de nuvens de poeira emitida pela fonte vulcânica. A estrutura dessas brechas pode ser suportada por matriz (Figura 4.7C) ou por fragmentos (Figura 4.7D) dependendo da distância entre o sítio de deposição e a fonte.

As brechas piroclásticas aqui apresentadas podem ser interpretadas como produtos de atividades vulcânicas e podem ser denominadas de ignimbritos. A presença de fragmentos de dimensões variadas provavelmente está relacionada à deposição dos clastos em ambiente aéreo arremessados durante as erupções. A litificação destas camadas ocorreu por compactação e a intrusão de diques traquíticos indica a continuidade da atividade da câmara magmática em profundidade posteriormente a deposição dos piroclastos.

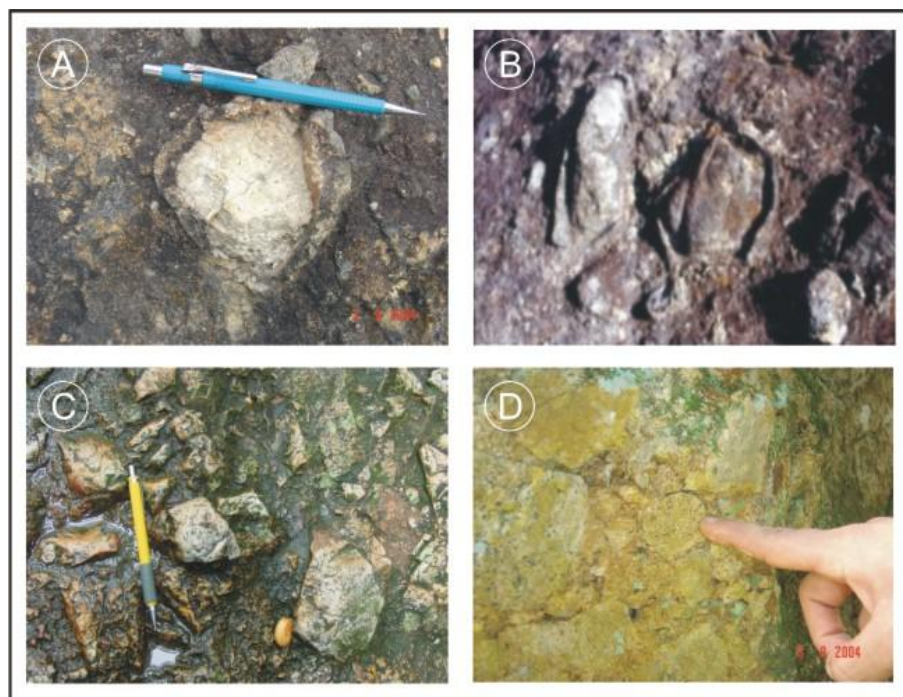


Foto 4.7: Afloramentos de brechas piroclásticas.

Os fragmentos angulosos indicam também a inexistência ou pouca intensidade de transporte (Figura 4.7C) e conseqüente pouco ou nenhum

arredondamento dos clastos enquanto que em outros afloramentos a presença de clastos arredondados (Figura 4.7D) pode indicar retrabalhamento subaquático.

4.4. Estruturas Rúpteis

Os levantamentos estruturais no CANI concentraram-se principalmente nas bordas norte, nordeste e sudoeste do corpo, com alguns avanços para o interior do maciço, já que grande parte da área, principalmente na região central, encontra-se recoberto por densas matas, não permitindo facilidade de acesso.

As melhores exposições encontradas constituem-se de antigas frentes de lavra de pedra britada e exposições em afloramentos e cortes de estradas. Nelas foram observadas algumas falhas, com bons indicadores de movimento, como melhores exemplos, as estrias de atrito, intrusões de traquitos e lamprófiros a partir de fraturas e falhas, algumas contendo estrias, e juntas contidas no maciço e nas paredes dos diques encontrados.

Falhas: Estão representadas duas famílias principais de falhas: A primeira família encontrada, em menor número relaciona-se com falhas orientadas para ENE, com mergulhos subverticais para ESE, estas preenchidas por intrusões de lamprófiros, e, raramente, sem intrusões. Estas falhas apresentam estrias de atrito subhorizontais, com leve componente normal. Foi encontrada apenas uma ocorrência de falha com estria de atrito com mergulho subvertical, indicando deslocamento normal.

A família principal, em termos de população de falhas, apresenta-se orientada na direção ESE, com mergulhos subverticais tanto para NNE, quanto a SSW, contendo estrias de atrito na sua maioria subhorizontais, com indicadores de movimentação tectônica variando entre sinistral e dextral, com pouca componente reversa. Estas falhas são encontradas nas rochas do CANI, no interior dos diques de lamprófiro, formando pares conjugados, o que permitiu a utilização do método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977) no campo, e também cortando as duas litologias anteriores.

Diques Alcalinos: Os diques encontrados no maciço possuem uma distribuição regional muito regular (Figura 4.3), com exceção das proximidades da Pedreira Vigné, onde se encontra corpos tabulares por várias direções, o que é atribuído a uma maior proximidade a um possível conduto vulcânico. Eles variam da

ordem de 10 cm a quase 2m de largura e são representados por traquitos afíricos e porfíricos e lamprófiros.

Os diques da porção nordeste do maciço são predominantemente de composição traquítica com orientação bastante regular, com direção NE e mergulhos subverticais e com espessura de 40 cm a 2 m. Estes diques geralmente possuem margens de resfriamento de ordem centimétrica a milimétrica e zoneamento térmico, com textura porfírica no centro e afanítico a vítreo nas bordas, melhor visualizado em corpos mais espessos.

Os diques da porção norte do maciço, mapeados na área de lavra da Pedreira Santo Antônio, apresentam comportamento, em termos de distribuição espacial, semelhante aos diques da porção nordeste, mas o que diferencia do anterior é a maior quantidade de corpos de composição lamprófica. Os diques traquíticos encontrados no local são mais espessos que os lamprófiros e relativamente mais recentes, cortando os lamprófiros.

Os diques traquíticos, em termos de atitude diferem-se dos lamprófiros apenas no mergulho, que é em torno de 60-70° nos traquitos e subvertical nos lamprófiros.

Os diques de lamprófiro são relativamente mais delgados e mais abundantes na porção norte do maciço, com margens de resfriamento bem definidas e observou-se que eles intrudiram em paredes de falhas.

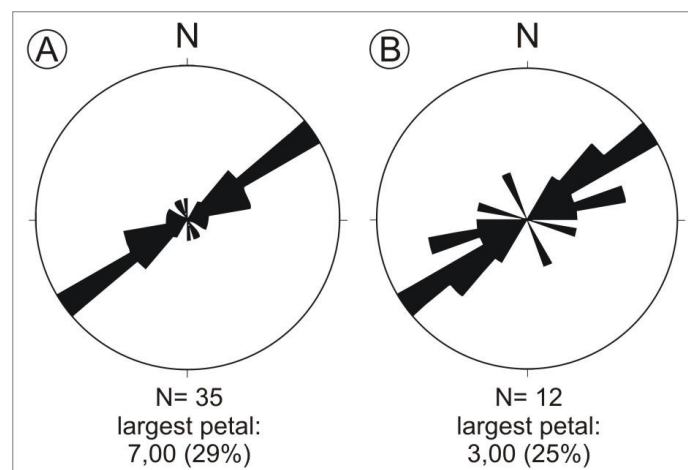


Figura 4.3: Diagramas de rosetas dos diques encontrados. O diagrama A representa os diques de lamprófiros encontrados na porção norte do maciço, e o diagrama B representa as intrusões tabulares de traquitos porfíricos e afíricos encontrados a nordeste do maciço.

Juntas: As juntas encontradas no maciço são na maioria subverticais, com orientações preferenciais para ESE, com espaçamento métrico, de acordo com análises estruturais (Figura 4.4). Caracterizam-se principalmente por serem fechadas, diferentes da orientação dos diques alcalinos e concordantes com a orientação da família principal de falhamentos.

As fraturas dos diques caracterizam-se por dois conjuntos de fraturas: uma, com espaçamento métrico, subparalela a orientação dos diques, e a família mais abundante, de espaçamento na ordem de 10 cm, com direção principal ESE, com mergulhos subverticais, às vezes cortando também o maciço, podendo-se relacionar com as fraturas do maciço, descritas anteriormente.

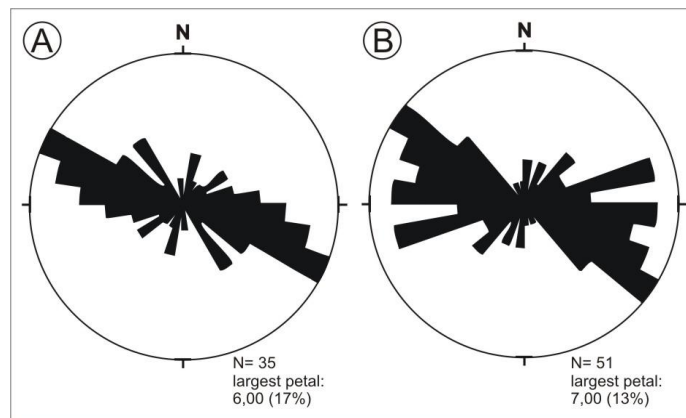


Figura 4.4: Diagramas de rosetas das famílias de juntas encontradas no maciço (a) e em diques alcalinos (b).

4.5. Análise das Estruturas

Através das observações de campo e a análise das estruturas, após o *emplacement* do CANI, ocorreram os seguintes eventos ordenados do evento mais antigo para o mais recente (Figura 4.5):

- Geração das falhas ENE, a maioria com rejeitos laterais e, mais raramente, com rejeitos normais, com intrusão dos diques de lamprófiros e, posteriormente de diques de traquitos, numa possível reativação, caracterizando uma fase pós-magmática de caráter rúptil.
- Geração de falhas e fraturas ESE, estas que cortam todo o maciço, inclusive os diques. As falhas também possuem indicadores cinemáticos com

movimentações subhorizontais, e mais raramente, falhas indicando movimentação reversa.

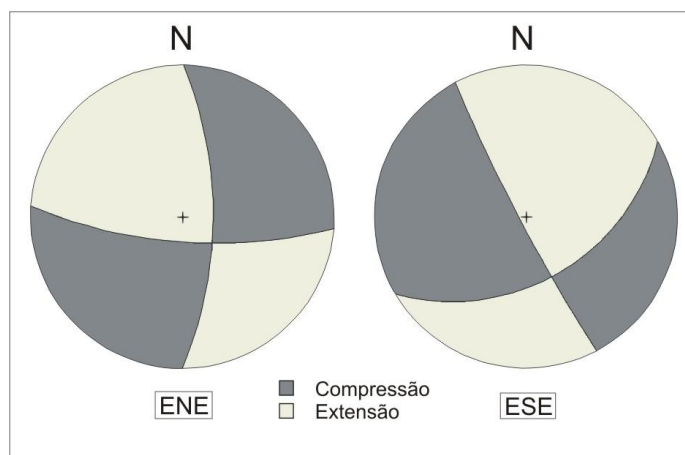


Figura 4.5: Mecanismos focais dos conjuntos de falhas ENE e ESE, respectivamente, determinados através da aplicação do método de Angelier & Mechler (1977).

Considerando-se a direção ENE dos diques de traquito e lamprófiros, como sendo ortogonal a direção do *stress* principal mínimo (σ_3), vigente durante a intrusão dos diques, verifica-se que ela corresponde exatamente ao eixo maior da geometria elíptica, descrita pelo CANI, sugerindo que a geometria do maciço pode estar relacionado a uma anterior reativação das mesmas estruturas, o que pode atribuir como principal condicionante para o *emplacement* do maciço.

Analisando as populações de falhas e estrias de atrito (figura 4.6), associadas às paredes das intrusões, pelo método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977), pode se verificar que elas mostram uma direção de encurtamento máximo de direção SW e extensão máxima NW, esta com reduzido rejeito vertical. O conjunto de falhas analisado indicaria a vigência de um regime transcorrente sinistral, orientado a NE-SW. Neste modelo, as falhas ENE e ESE correspondem a fraturas R1 e R2 de Riedel, onde, em termos de população, predominam as fraturas R1. Não foi possível definir a existência de fraturas tipo T. A análise cinemática das estrias permitiu a definição do eixo de encurtamento.

Portanto, durante a fase, que foi definido por fase D_n , foi caracterizado por um regime transcorrente, com leve componente distensivo, o que se explica pelas intrusões, e também por raras falhas normais.

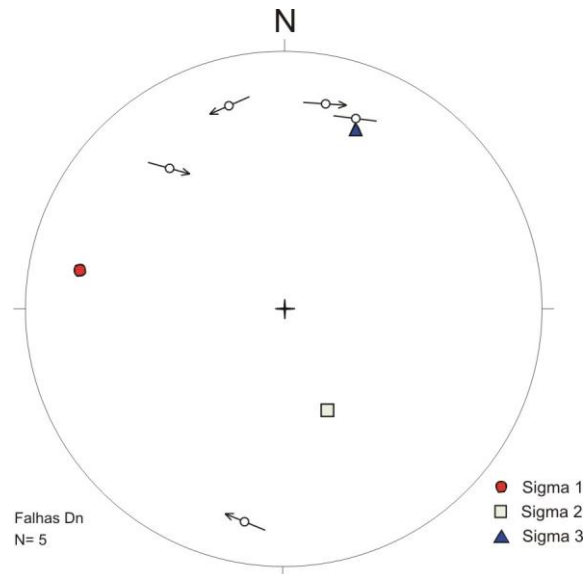


Figura 4.6: Pólos de falhas D_n com seus respectivos vetores-deslocamento, indicando movimentação lateral, com componente normal reduzido, indicando regime transtensivo, juntamente com as prováveis atitudes dos paleo-tensores responsáveis pela geração das falhas.

A partir da análise do segundo conjunto dos pares falhas/estrias (figura 4.7), relacionadas ao evento posterior a intrusão dos diques alcalinos, pelo mesmo método, permitiu observar uma mudança no campo de tensões e no sentido de movimento, que passou de sinistral a dextral, o que foi aqui denominado D_{n+1} pelos autores.

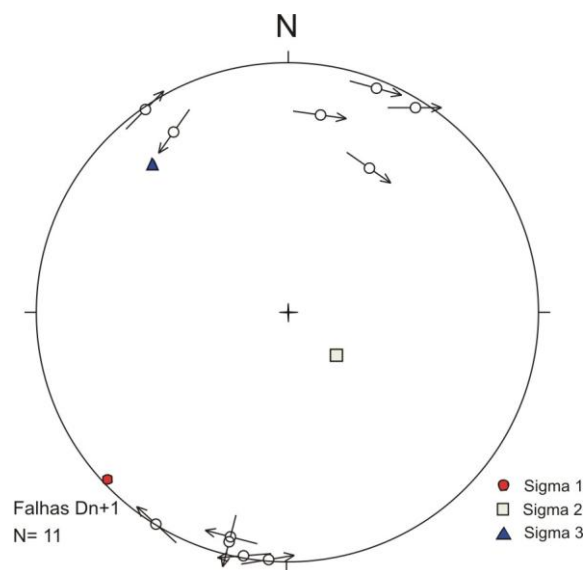


Figura 4.7: Pólos de falhas D_{n+1} com seus respectivos vetores-deslocamento, indicando movimentação lateral, com componente reverso reduzido indicando regime transtensivo, juntamente com as prováveis atitudes dos paleo-tensores responsáveis pela geração.

Diferente da anterior, o padrão geométrico das estruturas rúpteis permitiu a caracterização um regime transcorrente dextral, orientado a E-W. Neste modelo, as falhas ESE e ENE correspondem, respectivamente, a fraturas R1 e R2 de Riedel, onde, em termos de população, predominam as fraturas R1. Ao contrário da família anterior, foram observadas grandes quantidades de fraturas do tipo T, subparalelas as fraturas R1. A análise cinemática das estrias permitiu a definição do eixo de encurtamento. Neste sentido pode-se sugerir a ocorrência de reativação de estruturas D_n pelo evento tectônico D_{n+1} , devido à similaridade da disposição geométrica das estruturas.

Como mencionado, a existência de indícios de superposição de movimentos em um mesmo plano de falha, poderia indicar a resposta do maciço à nova mudança no campo de esforços, cuja caracterização dependeria de maior volume de dados. Deve-se também observar a semelhança do padrão de fraturamentos do CANI com estruturas observadas em falhamentos nas bacias tafrogênicas do *Rift* continental do Sudeste Brasileiro (Melo *et al.*, 1985).

CAPÍTULO V

GEOFÍSICA E PETROFÍSICA

5. GEOFÍSICA E PETROFÍSICA

5.1. Introdução

Este capítulo apresenta os resultados do levantamento gravimétrico realizado e do emprego da modelagem direta 2,5D. No período entre maio e setembro de 2007, foram realizadas viagens de campo na área de estudo, principalmente nos extremos NE e SW do maciço, onde foram elaborados os perfis gravimétricos. Além disso, foram coletadas amostras de rocha para a determinação de valores de densidade. O posicionamento global horizontal e vertical foi realizado através do método DGPS, com aquisição de coordenadas retilíneas geocêntricas, referenciadas do sistema WGS 84, transformadas em latitude, longitude e altitude ortométrica (Anexo II).

Após a aquisição de dados, seguiu-se com a etapa de processamento, que consiste em transformar as leituras do equipamento em acelerações e anomalias de gravidade, interpretadas em mapas e perfis.

Os modelos obtidos referem-se às áreas do Vulcão de Nova Iguaçu, cortando as áreas da Pedreira Vigné e do PNMNI, além da área do Marapicu, seccionando a elevação de mesmo nome. Estes modelos permitiram obter uma estimativa da profundidade do corpo alcalino, além de reproduzir a distribuição de propriedades petrofísicas em sub-superfície.

5.2. Anomalias Ar-Livre e Bouguer

No mapa da Figura 5.1, encontram-se localizados os pontos de coleta de dados e os resultados das campanhas no Anexo I. Este, e outros mapas foram elaborados através do programa Geosoft Oasis Montaj, através do método de interpolação tipo krigagem (*Krigging*), com intervalo de 200 m para os grids.

O CANI, em sub-superfície, apresenta geometria elíptica contínua, com estruturas que merecem destaque. O mapa de anomalias ar-livre da Figura 5.2, a anomalia nas redondezas do CANI possui valores entre -38 mGal e -30m Gal. Fica claro a separação de duas anomalias distintas: a maior anomalia, representada pelo Gericinó-Mendanha, de geometria elíptica, alongada no eixo NE-SW, com valores

mais extremos de anomalia referente às rochas alcalinas, que está entre -28 mGal a 11 mGal.

A outra anomalia ar-livre descrita é referente ao Marapicu, que possui geometria circular, com valores entre -30 mGal e -24 mGal, e está circundada por valores associados às rochas circundantes, indicam esta separação, que é coerente com o mapa geológico da Figura 4.1.

As anomalias Bouguer, exibidas na Figura 5.3, variam em intervalos diversificados. Os valores mais negativos, entre -37 e -68 mGal estão na região central do mapa, associadas às rochas alcalinas do CANI. Os maiores valores estão ligados às rochas do embasamento, com intervalos entre -30 e -17 mGal, são esboços de um padrão elíptico, como esperado para intrusões dessa natureza.

Os perfis AB e CD foram obtidos dos dados interpolados do mapa Bouguer e foram escolhidos de forma que cortassem as áreas mais significativas e de maior densidade de pontos amostrados, como a área do Vulcão de Nova Iguaçu e o maciço Marapicu. Esses perfis foram utilizados na separação regional-residual da anomalia Bouguer.

Na região de Cabuçu, correspondente a porção noroeste do maciço e na porção sudeste (Campo do Gericinó), as curvas de anomalias apresentaram tendências circulares. Pelas características geológicas e escassez de pontos de coleta na área, esta anomalia pode ter erros associados a esta interpolação.

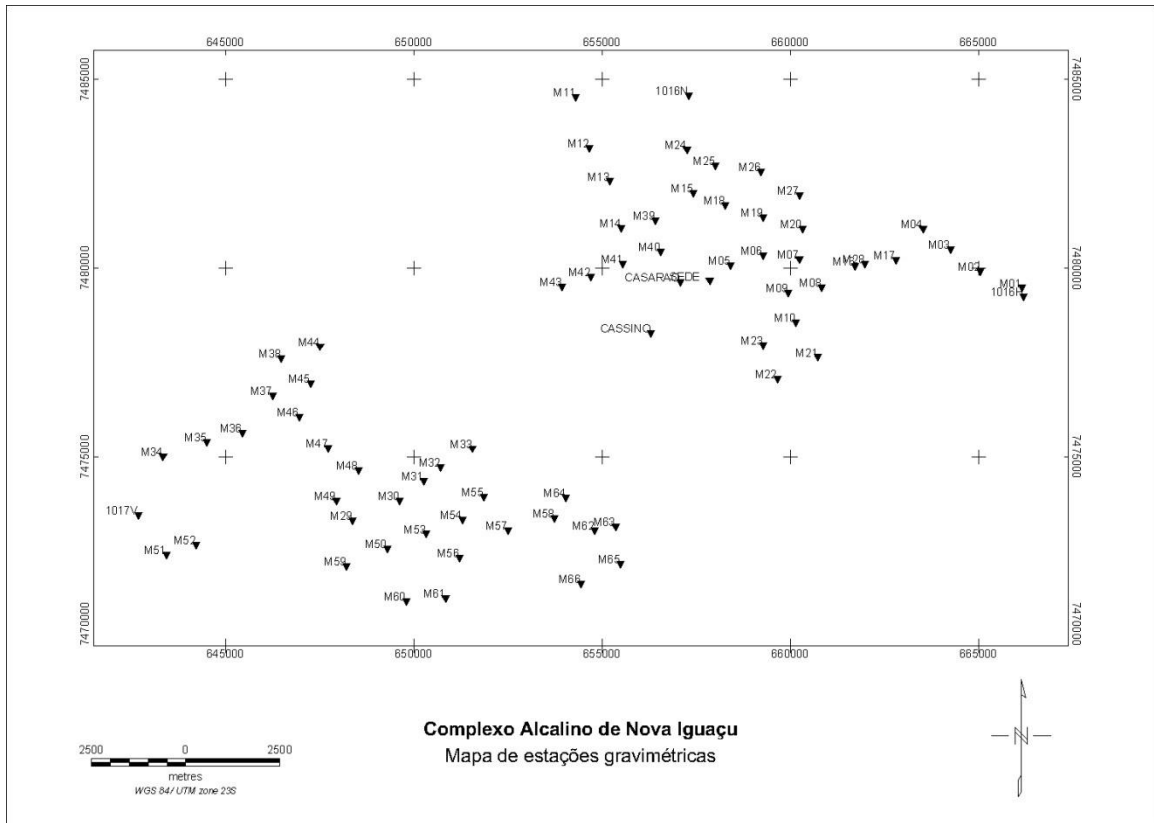


Figura 5.1: Mapa de estações gravimétricas

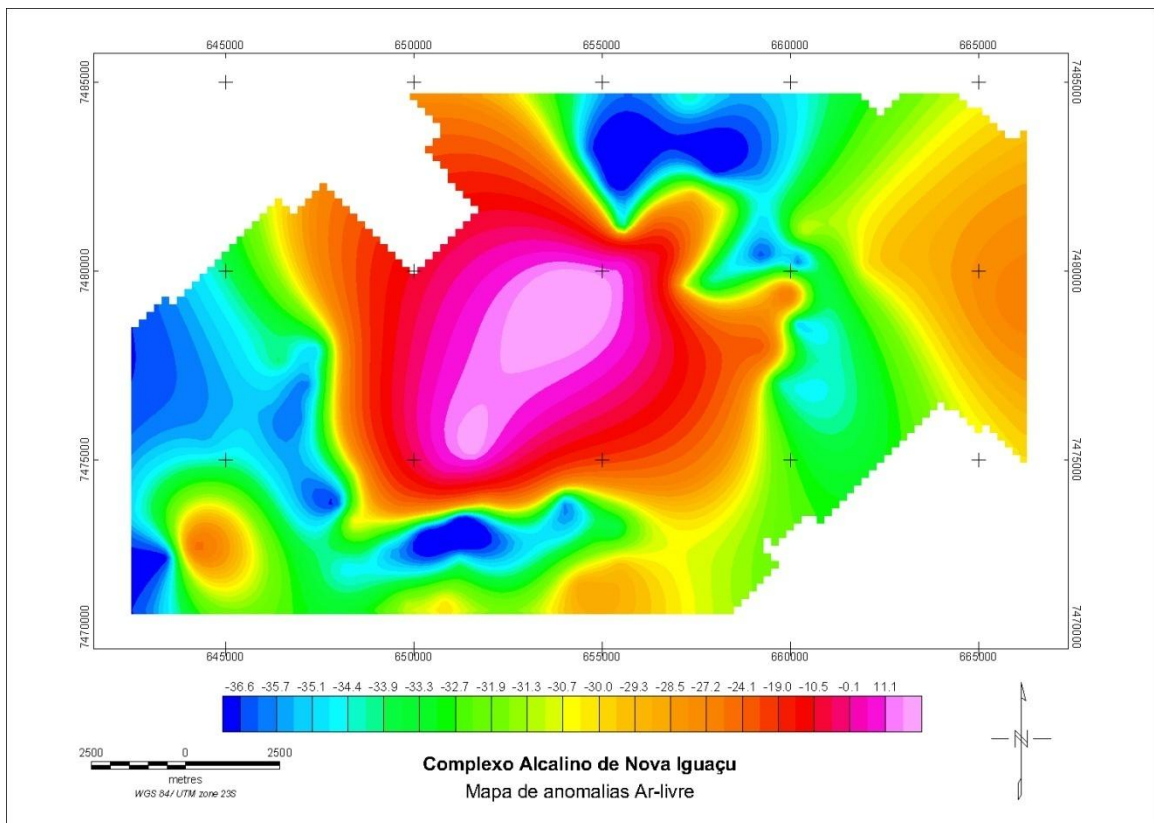


Figura 5.2: Mapa de anomalias Ar-livre do CANI

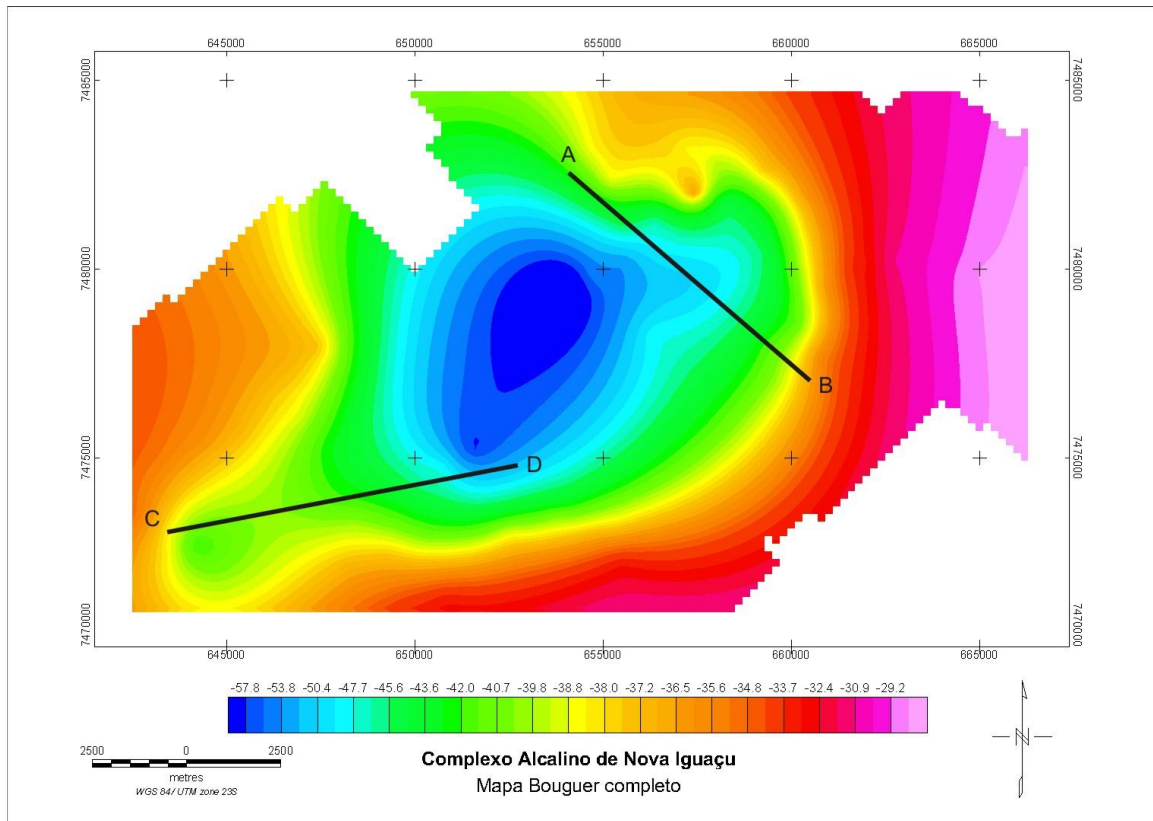


Figura 5.3: Mapa de anomalia Bouguer e os perfis AB e CD, para separação regional-residual.

5.3. Separação regional-residual

A separação regional-residual da anomalia de Bouguer é importante para o levantamento gravimétrico, pois na realização da modelagem direta, são utilizados são os dados residuais. Um experimento gravimétrico envolve a média do componente vertical no campo gravimétrico por massas anômalas (excesso ou falta) em sub- superfície.

A distribuição das massas anômalas, caracterizada por uma densidade ρ (x , y , z), produz seu próprio campo gravitacional, superpondo ao campo gravitacional regional. Através da medida do campo gravitacional resultante e a devida remoção do campo regional, por processamento numérico, obtém-se o campo pertencente à massa anômala. Para a estimativa do efeito gravimétrico regional e posterior separação foi aplicado o método de ajuste polinomial por mínimos quadrados.

Os resultados obtidos encontram-se na Figuras 5.4 e 5.5. A escolha do melhor ajuste foi feita através de análise dos perfis indicados e dos residuais obtidos, a fim de verificar qual grau polinomial melhor representa a anomalia do CANI.

O mapa da Figura 5.6 foi obtido pela remoção da superfície polinomial de grau 1, gerada a partir do mapa de anomalia Bouguer completa. Apesar de não representar exatamente o campo regional, possui maior semelhança com a curva de dados gravimétricos.

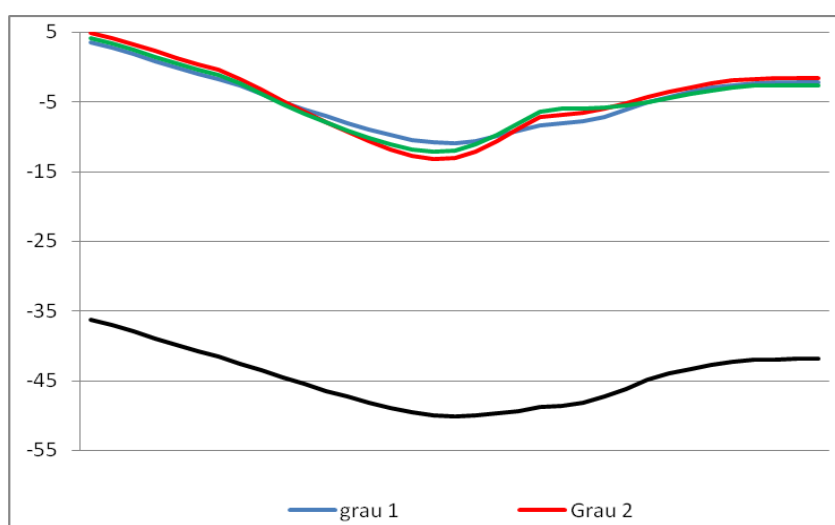


Figura 5.4: Perfil gravimétrico AB do campo regional, na região do Vulcão de Nova Iguaçu (preto) e os resultados dos ajustes polinomiais de graus 1 (azul), 2 (verde) e 3 (vermelho).

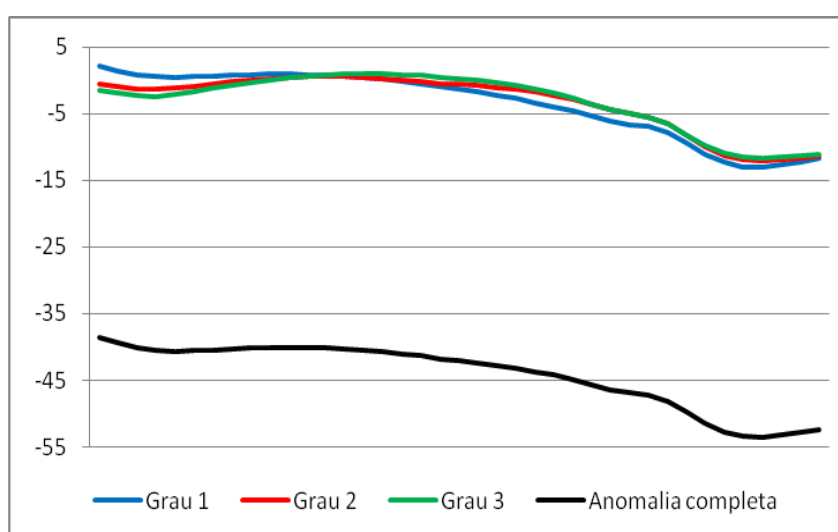


Figura 5.5: Perfil gravimétrico AB do campo regional, na região do (preto) e os resultados dos ajustes polinomiais de graus 1 (azul), 2 (verde) e 3 (vermelho).

Comparando o campo observado com a representação do polinômio em uma análise quantitativa, conclui-se que o polinômio de grau 1 representa melhor a anomalia regional, por não gerar valores discrepantes nas bordas. No ponto de vista geológico, não há justificativa para a presença desses valores.

O mapa de anomalia Bouguer residual na Figura 5.6 foi obtido subtraindo-se do mapa de anomalia Bouguer completa (Figura 5.3) a superfície polinomial de grau 1. Com a definição do mapa residual, foram determinados os valores correspondentes aos perfis AB e CD para a posterior modelagem direta 2,5D.

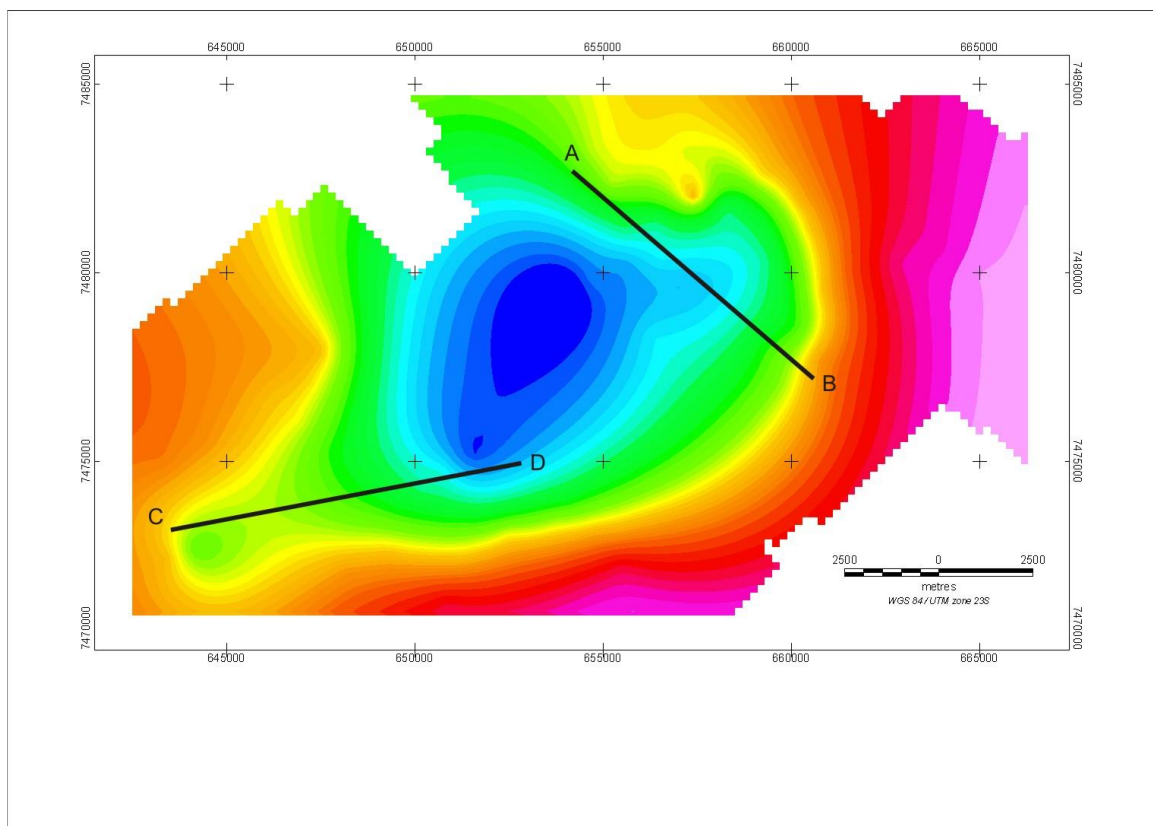


Figura 5.6: Mapa de anomalia residual obtido pela remoção de polinômio de grau 1.

5.4. Informações de densidade

As amostras foram coletadas nas áreas das pedreiras e suas localizações e descrições estão apresentadas na Tabela 3. A observação da continuidade dos tipos litológicos em campo é dificultada devido à grande área densa de florestas e bases militares, além da dificuldade de coletar amostras em condições intempéricas nulas, o que justifica a escolha das pedreiras.

As amostras foram classificadas de acordo com a proposição de Arena et al., (2006), e apresentam variação mineralógica muito pobre. Os minerais diferenciais para o contraste de densidade das amostras de rochas alcalinas são a biotita e os anfibólios, que são encontrados raramente em algumas fácies, e os sulfetos em geral, principalmente a pirita e a calcopirita, que, isoladamente possuem valores de densidade superiores a 5 g/cm³. Outro fator que pode também ser considerado é a presença de amígdalas/concreções e espaços intergranulares, que pode diminuir o valor de densidade total da rocha.

A distribuição relativa das amostras é concentrada principalmente nas pedreiras contidas no maciço e nota-se um padrão consideravelmente regular (Figura 5.7), reforçado pela semelhança de valores de parâmetros estatísticos e desvio-padrão baixo. No universo de 31 amostras, o valor da média aritmética é 2,53, da mediana e média interna é de 2,54 e seu valor modal é de 2,55 (unidades em g/cm³). Qualquer um desses valores representativos de densidades poderia ser usado para a modelagem das rochas alcalinas. Outro fato a ser observado é que do universo de amostras, 61% possuem valores entre 2,50 e 2,60, o que caracteriza o valor baixo do desvio-padrão dos valores de densidade utilizados na modelagem.

Litologia	Nome da amostra	Densidade	E	N
Gnaiss Leptinítico	ANT-02	2,60	654125	7480961
Gnaiss Leptinítico	ANT-03	2,59	654426	7480961
Gnaiss Leptinítico	ANT-04	2,82	654125	7480961
Gnaiss Leptinítico	ANT-05	2,85	654125	7480961
Gnaiss Leptinítico	ANT-06	2,70	654125	7480961
Gnaiss Leptinítico	ANT-07	2,72	654125	7480961
Gnaiss Leptinítico	011	2,64	647083	7475387
Alcali-Sienito (Mnd)	ped-01	2,53	658064	7480115
Sienito (Mnd)	27/3-09a	2,51	651482	7475308
Biot. Sienito (Mnd)	27/3-07b	2,54	650238	7474343
Sienito (Mnd)	27/3-09d	2,55	651482	7475308
Sienito (Mnd)	27/3-09b	2,55	651482	7475308
Alcali-Sienito (Mnd)	ped-02	2,49	658237	7480092
Biot. Sienito (Mnd)	27/3-07	2,57	650238	7474343
Sienito (Mnd)	27/3-09c	2,58	651482	7475308
Alcali-Sienito (Mnd)	VIG-23	2,47	656474	7481617
Alcali-Sienito (Mnd)	VIG-21	2,59	656461	7481620
Alcali-Sienito (Mnd)	VIG-31	2,64	657821	7481695
Alcali-Sienito (Mnd)	VIG-16	2,60	657646	7482036
Sienito pórfiro (Mnd)	VIG-33	2,56	657782	7481658
Alcali-Sienito (Mnd)	VIG-15	2,51	657646	7482036

Sienito pórfiro (Mnd)	ANT-01	2,44	654190	7481068
Sienito Ás Paus (mar)	MAR-1	2,53	644265	7472564
Sienito Ás Paus (Mar)	MAR-2	2,45	644217	7472628
Sienito Ás Paus (Mar)	MAR-3	2,50	643733	7473074
Sienito Ás Paus (Mar)	MAR-4	2,55	643450	7473720
Sienito (Mar)	MAR-5	2,36	643915	7472760
Sienito (Mar)	MAR-6	2,55	644080	7473056
Sienito (Mar)	MAR-7	2,55	643871	7473621
Sienito (Mar)	MAR-8	2,54	643751	7473601
Traquito lilás	27/3-03	2,52	652724	7472750
Traquito lilás	27/3-12a	2,55	647103	7475627
Traquito cinza	27/3-04	2,44	648978	7473428
Traquito cinza	VIG-13	2,50	657646	7482036
Traquito cinza	VIG-14	2,49	657646	7482036
Traquito cinza	VIG-22	2,50	656499	7481640
Fonolito (?) - Mar	tr-01	2,57	648792	7473443
Traquito lilás	27/3-12b	2,70	647103	7475627

Tabela 3: localização das amostras e classificação litológica (Mnd – Mendanha, Mar – Marapicu)

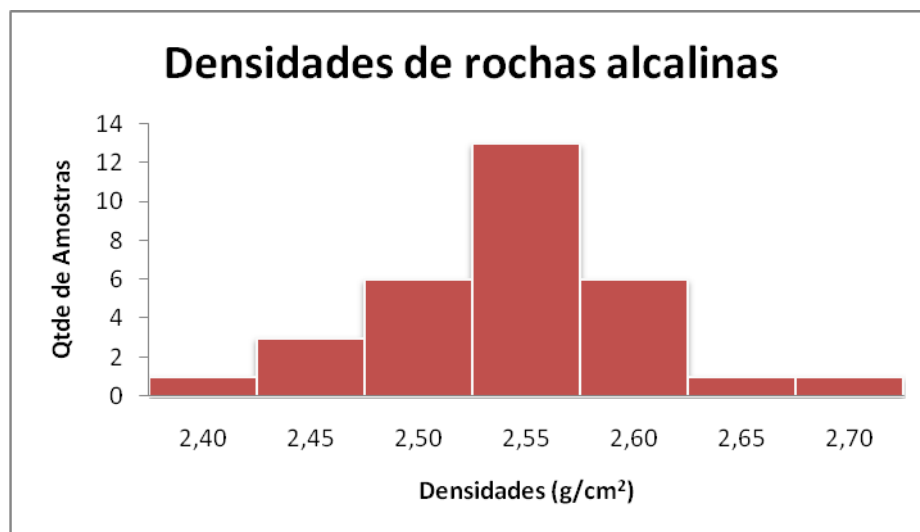


Figura 5.7: Histograma das densidades das amostras coletadas do CANI

5.5. Modelagem direta 2,5D

As construções dos modelos bi-dimensionais para os corpos alcalinos basearam-se nas informações geológicas (Cap. 4). Esse tipo de procedimento procura reduzir o caráter ambíguo dos modelos baseados apenas em dados de campo potenciais. As convenções adotadas para a realização da modelagem foi à

adoção de valores de densidade constantes para cada polígono, geometria 2D, mas impondo uma largura finita no plano xz.

O programa GMSYS usa um processo interativo para a modelagem dos perfis residuais gravimétricos. Nessa modelagem procurou-se atingir um melhor ajuste entre as anomalias observadas e calculadas a partir do modelo.

Para o processo de modelagem, considera-se que o CANI tem densidade média de $2,54\text{g/cm}^3$, correspondente à rochas traquíticas ou sieníticas, compostas predominantemente de feldspatos alcalinos ($\approx 2,52\text{ g/cm}^3$), e com biotitas, anfibólios e sulfetos associados ($\approx 5\text{g/cm}^3$). A rocha encaixante possui densidade média de $2,68\text{ g/cm}^3$, correspondente aos gnaisses leptiníticos não-bandados, predominantes na região, o que implica em contraste de densidade de $0,14\text{ g/cm}^3$. O valor de densidade atribuído ao CANI corresponde ao seu valor mediano, que coincide com a média interna do universo de amostras e possibilitam melhores ajustes. A discrepância observada nas bordas dos perfis é relacionada à não quantificação das densidades dos sedimentos da Baixada Fluminense e também pelo fato de não considerar efeitos gravitacionais de outras estruturas fora do perfil.

O perfil AB, modelado da região do vulcão de Nova Iguaçu (Figura 5.8), apresenta uma estrutura de forma triangular invertida, semelhante à um funil, com aproximadamente 20 km de profundidade. Outro polígono, inserido dentro desta estrutura, de menor largura (aproximadamente 200-400 m), possui valores menores de densidade e apresentam formato colunar, mais largo em sua região apical.

Este polígono menor foi acrescentado, devido à necessidade de ajuste da curva da anomalia calculada, o que não permitiria alcançar valores observados tão baixos de gravidade. Mesmo que se atribuísse para todo o maciço o valor de densidade média de $2,54\text{ g/cm}^3$, não seria possível explicar a grande anomalia negativa na região central do perfil (Figura 5.8). A curva de densidade sofre grande queda e somente é ajustada corretamente quando foi inserido este polígono, com densidade de aproximadamente $2,47\text{g/cm}^3$, associado a rochas traquíticas não portadoras de sulfetos e portadoras de espaços intersticiais, o qual pode ser associado às rochas piroclásticas encontradas na região central do perfil.

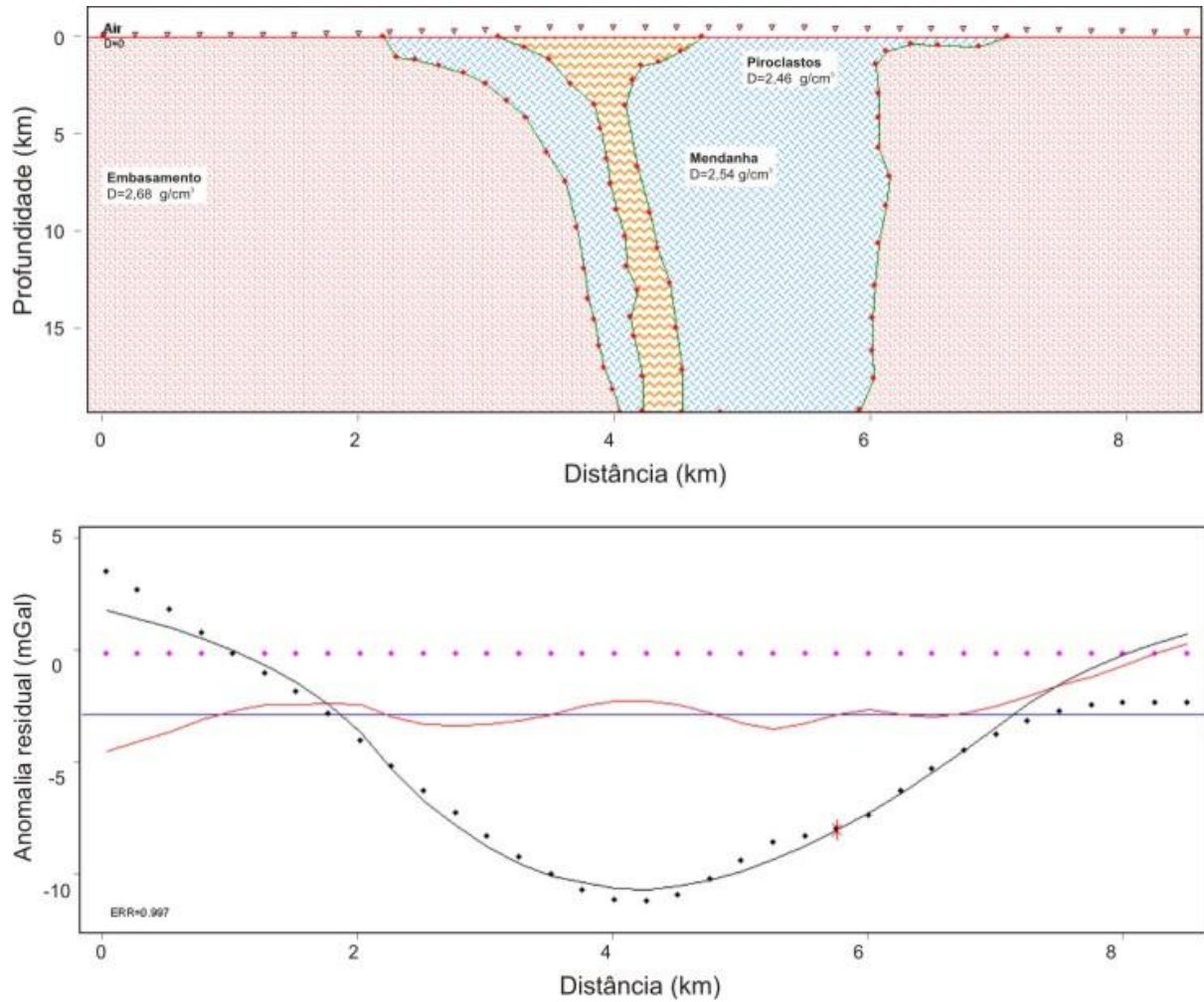


Figura 5.8: Acima, o modelo gerado a partir dos sinais gravimétricos para o perfil AB do CANI. Abaixo, as curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). O cálculo do valor do erro associado ao ajuste da anomalia é ilustrado geometricamente pelas linhas azul e rosa, onde a sobreposição da linha rosa sobre a azul indica maior precisão no ajuste.

Na Figura 5.9, o perfil CD, representa uma estrutura rasa na região do morro do Marapicu, de geometria convexa a plana, com aproximadamente 400 m de profundidade. Entre o Marapicu e o Mendanha, onde aflora rocha gnáissica, a anomalia calculada se ajustou com taxas de erros relativamente pequenas, sugerindo a distinção dos polígonos que representam as rochas alcalinas do Marapicu e o Mendanha. A forma triangular invertida, atribuída ao polígono de rocha alcalina do perfil AB, também é caracterizada no polígono que representa o Maciço Mendanha, no perfil CD.

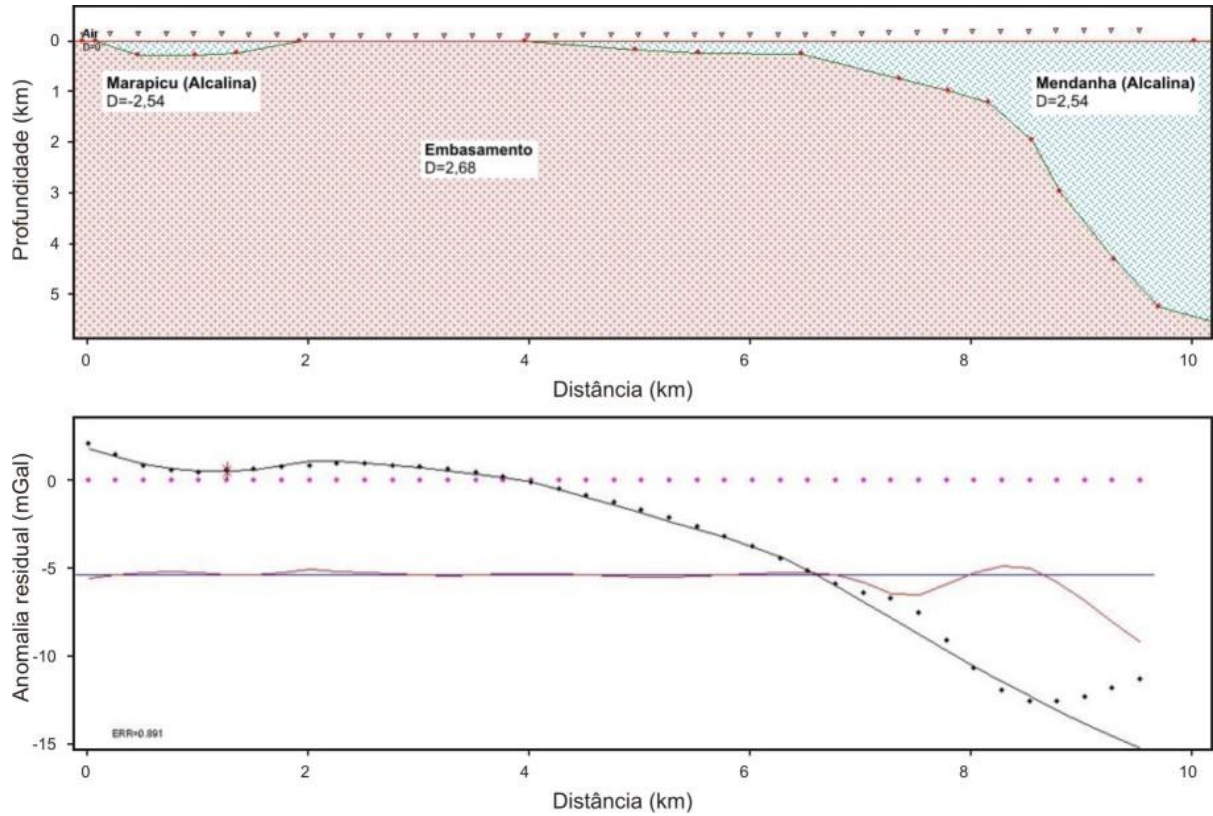


Figura 5.9: Acima, o modelo gerado a partir dos sinais gravimétricos para o perfil CD do CANI. Abaixo, as curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). O cálculo do valor do erro associado ao ajuste da anomalia é ilustrado geometricamente pelas linhas azul e rosa, onde a sobreposição da linha rosa sobre a azul indica maior precisão no ajuste.

CAPÍTULO VI

DISCUSSÕES

6. DISCUSSÕES

6.1. Caracterização do CANI

O CANI é uma intrusão alcalina de composição traquítica-fonolítica que pertence à Província Alcalina do Sudeste Brasileiro. Esta intrusão possui forma elíptica, com alongação sub-paralela ao conjunto de estruturas regionais associadas à reativação de antigas estruturas do tipo *rift*, da época de quebra do Gondwana. O CANI, em termos de composição, é mineralogicamente pobre, mas possui uma gama variada de texturas: essa variação textural é associada às diversas velocidades de resfriamento do magma, no momento de alojamento do corpo intrusivo.

O contato entre essa intrusão e os gnaisses leptiníticos do Domínio Costeiro da Faixa Ribeira é caracterizado pela formação de brechas intrusivas, que variam entre 50 e 200m de espessura. Possuem estruturas características de expansão volumétrica, devido à pressão do próprio magma, diferenciação térmica e, subordinadamente, de voláteis associados (Figura 6.1). As brechas magmáticas também possuem zoneamento composicional de fragmentos, ou seja, quanto mais próximo da intrusão, maior a quantidade de fragmentos de rochas alcalinas.

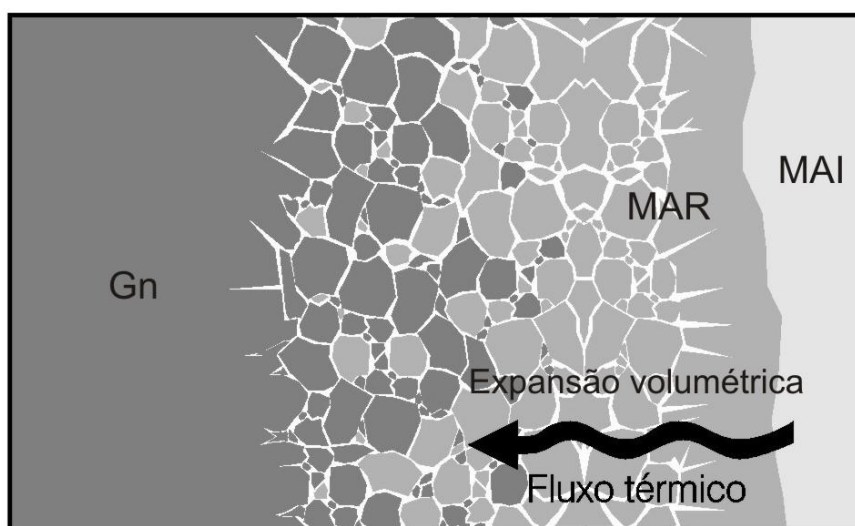


Figura 6.1: Mecanismo de formação de brechas intrusivas

As rochas constituintes do CANI são álcali-sienitos, geralmente compostos por sanidina e ortoclásio, com algumas fácies contendo anfibólios e biotita

associados. Geralmente esses sienitos possuem minerais acessórios freqüentes, como piritas e calcopiritas e, mais raro, a ocorrência de fluorita. No Marapicu, ocorre uma fácies sienito com aproximadamente 25% de anfibólios, utilizados para calçamento de ruas e como pedra decorativa: seu nome comercial é conhecido como Granito Ás de Paus.

No Gericinó-Mendanha encontram-se algumas variedades de Alkali-sienito, equigranulares e porfíricas, com traquitos associados a eles, além de alguns poucos diques de lamprófiros, o que caracteriza a porção ultramáfica do maciço.

O CANI possui zoneamento térmico, ou seja, o corpo teve velocidades de resfriamento distintas: a velocidade diminui, em direção ao centro da intrusão, e isso pode ser estimado pela textura das rochas – traquíticas afíricas nas bordas, indo à porfíricas, até sienitos porfíricos e equigranulares.

O maciço caracteriza-se por ser pouco fraturado e falhado. As fraturas são penetrativas e fechadas, com predominância de direções NW-SE, de mergulhos subverticais.

Os diques geralmente apresentam composição traquítica e, raramente lamprofírica, mais abundantes na Pedreira Santo Antônio, além de uma direção regular NE-SW com mergulhos subverticais, paralelos aos lineamentos extraídos de fotointerpretação, o que permite associar estas estruturas. Através da datação relativa observa-se que os diques lamprofíricos são mais antigos que os traquíticos e possuem pelo menos duas gerações de traquitos.

Os dados estruturais da Pedreira Vigné, na região NE do maciço, mostram um padrão que pode ser subdividido em três conjuntos (*sets*) de estruturas condizentes com os lineamentos extraídos de fotografias aéreas, o que caracteriza uma zona homóloga distinta do restante do maciço. As drenagens afluentes do Rio Dona Eugênia são condicionadas pela escavação ao longo das fraturas e falhas, ortogonais aos diques.

6.2. Integração geologia-geofísica

Observando os mapas e perfis gerados dos dados gravimétricos do CANI, é possível relacionar algumas feições observadas no campo e descritas na literatura com essas descrições obtidas com a prospecção gravimétrica.

O mapa de anomalias ar-livre é um tipo de expressão das anomalias gravimétricas, que desconsideram as “faltas” e os “excessos” de massa, ou seja, seria a representação da anomalia, caso a superfície topográfica fosse coincidente com a superfície geoidal, desconsiderando as elevações e as depressões. No mapa de ar livre da Figura 5.2, é interessante destacar dois aspectos absolutamente relevantes.

O primeiro é que as anomalias associadas às rochas alcalinas dividem-se em dois campos distintos, representados por cores quentes (tons de vermelho), circundados por cores frias (tons de azul), individualizando duas anomalias distintas: uma para o Marapicu, menos intensa, e outra para o Gericinó-Mendanha, assumindo maiores valores.

Outra característica interessante é a congruência entre as geometrias de sub-superfície e a aflorante, descrita no mapa geológico da Figura 4.1, o que indica que a geometria do corpo é sub-paralela aos grandes lineamentos da Faixa Ribeira, e sugere que estas foram as estruturas preferenciais de ascensão dos diques alimentadores, inclusive os diques também assumem esta direção preferencial.

O Mapa Bouguer completo é o produto final do processamento dos dados brutos de aceleração de gravidade, que são os valores de ar-livre, com as correções de altitude (positiva ou negativa) e topografia (ação de massas adjacentes ao ponto coletado). Este mapa também ilustra a geometria elíptica do maciço, além de poder mostrar uma prévia da localização da raiz da intrusão, que é localizada na região central do maciço Gericinó-Mendanha.

A modelagem direta 2,5D permitiu a reprodução, através de um processo interativo de manipulação de polígonos, de um modelo aproximado da estrutura em sub-superfície. Este modelo é composto por funções polinomiais que possuem gráficos que devem ser ajustados com as curvas de valores definidos em campo.

Estas curvas são chamadas de anomalias calculadas e observadas, respectivamente. Quanto maior o ajuste entre estas duas curvas, maior a fidelidade do modelo com a realidade. Estes dados devem ser integrados a outros dados, tais como a geologia para diminuir a chance de ambigüidades. No CANI foram caracterizados dois perfis em locais considerados importantes para a determinação do formato do corpo em subsuperfície: um na região do Vulcão de Nova Iguaçu, e outro no morro do Marapicu.

Na região do Vulcão de Nova Iguaçu, representado pelo perfil AB (Figura 5.8), a modelagem mostra um corpo alcalino com forma de funil, de densidade média $2,54 \text{ g/cm}^3$, equivalente à densidade de um álcali-sienito/traquito com aproximadamente 10% de máficos e sulfetos associados. Este corpo possui, entre 2 a 2,5 km de largura, e contém uma outra estrutura menor, de aspecto colunar e com densidade menor, em torno de $2,46 \text{ g/cm}^3$, que é equivalente a densidade de uma rocha traquítica que é composta quase exclusivamente de feldspatos, podendo ter porosidade ou concreções.

De acordo com a descrição acima, esta estrutura colunar é associada aos afloramentos de brechas piroclásticas, visto que elas são compostas por fragmentos de rochas traquíticas em diversas granulometrias, ou seja, elas se enquadram com as características citadas. Essa estrutura colunar ilustrada no modelo mostra claramente o comportamento da fácies piroclásticas como uma espécie de conduto extrusivo, com largura entre 300 e 500 m, e em sua porção apical, ele chega a ter 800 m, de acordo com a área aflorante.

Na região do morro do Marapicu (perfil CD – Figura 5.9), o que pode se destacar é a confirmação do que já foi descrito pelos mapas de anomalias gravimétricas e pelos mapas de campo: individualização dos corpos do Marapicu e Mendanha. A rocha predominante no Marapicu é o Granito Ás de Paus, fácies com maior concentração de máficos, mas praticamente desprovido de sulfetos, possuindo densidades entre $2,53$ e $2,55 \text{ g/cm}^3$, portanto o valor utilizado para a modelagem é considerado coerente.

O morro do Marapicu, em sub-superfície, caracteriza-se por um testemunho de uma intrusão alcalina, de aproximadamente 500 m de profundidade, em relação ao nível do mar. O corpo é associado a uma continuidade do Mendanha, ou seja, entre Marapicu e o Mendanha, aflora rocha gnáissica, com alguns diques associados. Na porção adjacente do Mendanha, a estrutura do tipo funil é observada e torna-se mais acentuada a discrepância entre diversos níveis de profundidade, já que o perfil possui um pequeno ângulo de diferença com o eixo maior do corpo alcalino.

6.3 Nível de denudação atual

Através das diversas caracterizações e observações feitas sobre o CANI, algumas considerações podem ser feitas sobre o nível de denudação atual do corpo alcalino. De acordo com Braun (2005), nenhuma estrutura vulcânica suportaria um tempo equivalente a 60 milhões de anos de erosão numa região onde o clima tropical úmido é predominante.

Com relação à região do Vulcão de Nova Iguaçu, a aleatoriedade de atitudes dos diques na pedra Vigné pode caracterizar um mais intenso regime de esforços, provavelmente possuindo caráter pontual, que é válido associar com uma antiga estrutura de conduto vulcânico, que pôde ser ilustrada no modelo gravimétrico do perfil AB (figura 5.8). Esta possibilidade é corroborada com a presença de rochas piroclásticas de diferentes granulometrias e com distribuição aproximadamente concêntrica.

Com isso, pode-se afirmar que na época da atividade vulcânica, o CANI pode ser considerado como um vulcanismo altamente explosivo e composto predominantemente por cinzas e piroclastos (Silveira et al., 2005). Essas estruturas vulcânicas não podem ser verificadas na Chaminé do Lamego, visto que os diques encontrados no campo são sub-paralelos entre si, acompanhando estruturação local e a quantidade de rochas piroclásticas encontradas foi considerada como insignificante.

Na área da Pedreira Vigné, devido a possuir uma zona homóloga individualizada, a ação erosiva torna-se mais intensa em áreas proximais ao cruzamento destes diques e fraturas, caracterizando zonas de fraquezas, gerando depressões, sendo preenchidas por sedimentos mais recentes, e cercadas por pequenas elevações sustentadas por diques de traquito, mais resistentes à erosão (figura 6.2). Este tipo de estrutura geomorfológica possui semelhanças com a estrutura de uma caldeira vulcânica, porvocado o que é chamado de erosão preferencial.

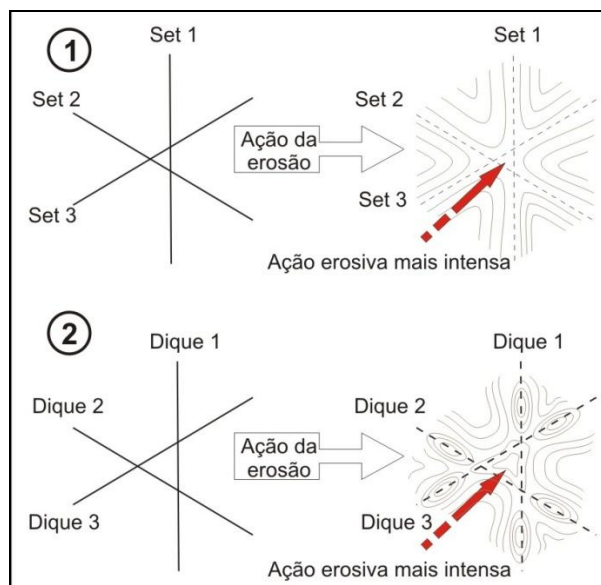


Figura 6.2: Desenho esquemático ilustrando o evento de erosão preferencial. Em 1, erosão em cruzamentos de fraturas/falhas ou diques menos resistentes que as encaixantes. Em 2, em interseção de diques mais resistentes que as encaixantes.

O morro Manoel José, que se localiza entre os morros do Marapicu e Mendanha, onde aflora rocha gnáissica, a hipótese de megaxenólito gnáissico foi afastada, devido à resposta gravimétrica e a não mudança das atitudes dos diques e bandamento gnáissico no local, além da geometria do maciço Marapicu. Estes aspectos podem sugerir que, em tempos anteriores, estes corpos foram unidos e foram separados pela intensa erosão ocorrida.

De acordo com as observações feitas anteriormente, é possível afirmar que o CANI possui um nível avançado de erosão, com exposição da câmara magmática, de altura desconhecida, mas que preserva um duto extrusivo de cinzas e piroclastos, que provavelmente chegou a formar um edifício vulcânico cenozóico, que foi arrasado pela erosão. Na região do Marapicu, essa erosão foi tão intensa, que chegou a atingir rochas gnáissicas que estavam abaixo da câmara magmática, formando uma janela estrutural pré-cambriana, separando o Marapicu do Mendanha. Os sedimentos gerados a partir da erosão do CANI, provavelmente estão preenchendo a bacia do Gráben da Guanabara.

6.5. Relações com a tectônica regional

Após o *emplacement* do CANI, são registradas juntas e falhas, relacionadas com o regime transcorrente sinistral, orientado E-W, com compressão NE-SW e

extensão NW-SE, com leve componente normal, que propiciou a colocação dos diques de lamprófiros e traquitos, respectivamente nesta ordem (figura 6.3).

Este regime de esforços promove a reativação de estruturas pré-cambrianas do embasamento, em especial as zonas de cisalhamento de direção NE a ENE (Riccomini, 1989, 1995, 2004). Seria compatível com a direção de extensão deduzida para a fase de instalação das bacias terciárias do *Rift* continental do Sudeste, ou com as direções de encurtamento e extensão relacionados à primeira fase tectônica deformadora dessas bacias (Riccomini, 1989; 1995), registrada também em outros maciços alcalinos, como exemplo: Itatiaia (Riccomini, 1989), Poços de Caldas (Etchebehere et al., 1992), Cananéia (Riccomini, 1995), também datados entre o Cretáceo e o Paleógeno (Sonoki & Garda, 1988).

De acordo com Melo et al., (1985), através de análises estruturais das falhas geradas nas Bacias de Resende, Volta Redonda, Taubaté e São Paulo, permite-se deduzir que os eixos de deformação se orientam, segundo NNW, para o estiramento máximo e encurtamento vertical. O que sugere um ambiente distensivo, o que acarretaria que as estruturas medidas possam associar-se a zonas de transferência.

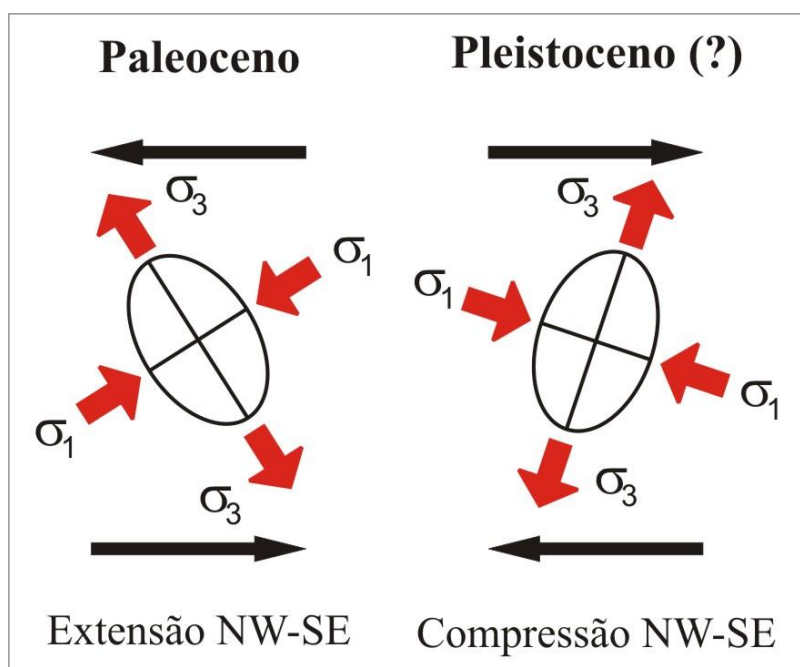


Figura 6.3: Elipsóides de *strain* determinados para cada evento tectônico registrado no CANI.

Outra interpretação contempla o mecanismo de cisalhamento simples, levando-se em conta os rejeitos direcionais mais expressivos, na qual se infere um

binário E-W (Melo, 1985), corroborando com os resultados obtidos. Com maior aprofundamento na investigação dessas estruturas, tem-se a preferência para tal modelo.

A mudança no regime de esforços, pós-paleógeno, transforma o regime para dextral e pode estar relacionado com a migração da Placa Sul-Americana (Ernesto, 1996; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999), onde se registra na literatura a rotação da Plataforma Sul-Americana.

Também pode relacionar-se a regimes neotectônicos que, de acordo com Riccomini et al., (1995) ocorreu uma transcorrência dextral de caráter E-W, com reativação das estruturas, com caráter transpressivo, afetando os diques de rochas alcalinas, datado regionalmente por critérios estratigráficos como Pleistoceno.

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

7. CONCLUSÕES

Os resultados do trabalho realizado mostraram que a integração e a análise entre os dados geológicos e gravimétricos promoveram um conhecimento consistente da estrutura do CANI, em termos regionais. A aplicação do método gravimétrico para a área contribuiu para definir a geometria da intrusão alcalina de Nova Iguaçu, o que permitiu determinar a sua posição atual de denudação.

Em linhas gerais, o CANI é caracterizado como uma elevação basicamente sustentada por rochas sieníticas em seu centro, circundada por gnaisses em geral leptiníticos e migmatitos quartzo-feldspáticos, na sua maioria e gnaisses facoidais e basaltos, em ocorrências mais raras. Esses gnaisses são relativamente preservados nas proximidades do complexo, chegando a aflorar em cotas de até 150-200 m. Essa grande variedade de rochas encaixantes relatadas acima foi encontrada principalmente dentro de brechas de contato, mas em contexto regional, os gnaisses leptiníticos são os litotipos dominantes na região.

O CANI, em si, é classificado como texturalmente rico e mineralogicamente pobre. Essa grande gama de texturas é associada às diferentes velocidades de resfriamento do magma alcalino. Quanto à composição mineralógica, não existem grandes diferenças e observou-se uma maior concentração de minerais máficos na região do Morro do Marapicu. Em termos de densidade, as rochas do CANI possuem padrão regular de distribuição relativa, que é reforçada pela quase igualdade de valores de parâmetros estatísticos (média, mediana e moda) e desvio-padrão baixo, caracterizando uma curva simétrica de distribuição.

Os diques mapeados, geralmente apresentam composição traquítica, direção NE-SW com mergulhos subverticais, com exceção à área da Padreira Vigné, na porção NE do maciço, que mostra um padrão mais aleatório de atitude. Esses diques afloram a distâncias de até 5km do maciço e provavelmente permitiu que algumas elevações próximas resistam à erosão. Estes diques, provavelmente são os alimentadores da intrusão.

Na região do Vulcão de Nova Iguaçu, a modelagem gravimétrica mostra um corpo alcalino com forma de funil, de densidade média $2,54 \text{ g/cm}^3$, com 2 a 2,5 km de largura, e contém uma outra estrutura menor, de aspecto colunar e com densidade menor, em torno de $2,46 \text{ g/cm}^3$. De acordo com a descrição acima, esta estrutura colunar é associada a brechas piroclásticas, visto que elas são compostas

por fragmentos de rochas traquíticas em diversas granulometrias. Essa estrutura colunar ilustrada no modelo mostra claramente o comportamento da fácies piroclásticas como uma espécie de conduto extrusivo, com largura entre 300 e 500m, e em sua porção apical, chega a ter 800 m, de acordo com a área aflorante.

Na região do morro do Marapicu foi permitida a individualização dos corpos do Marapicu e Mendanha. A rocha predominante no Marapicu é o Granito Ás de Paus, fácies com maior concentração de máficos, mas praticamente desprovido de sulfetos, com densidades entre 2,53 e 2,55 g/cm³. Em sub-superfície, o Marapicu caracteriza-se por um testemunho de uma intrusão alcalina, de aproximadamente 500 m de profundidade, em relação ao nível do mar.

O corpo é associado a uma antiga continuidade do Mendanha, ou seja, entre Marapicu e o Mendanha, aflora rocha gnáissica, com alguns diques associados. No Mendanha, a estrutura do tipo funil é observada e torna-se mais acentuada a discrepância entre diversos níveis de profundidade, já que o perfil possui um pequeno ângulo de diferença com o eixo maior do corpo alcalino.

De acordo com os resultados obtidos, é possível afirmar que o CANI possui um nível avançado de erosão, com exposição da câmara magmática, com preservação de um conduto extrusivo que, provavelmente, chegou a formar um edifício vulcânico cenozóico, este arrasado pela erosão. Na região do Marapicu, essa erosão foi tão intensa, que formou uma janela estrutural pré-cambriana, entre o Marapicu e o Mendanha.

As estruturas rúpteis do CANI registram uma evolução dos regimes de esforços atuantes no sudeste brasileiro, durante o Meso-Cenozóico. Segundo Riccomini (1989) e Riccomini *et al.*, (2004), provavelmente no Paleógeno, ocorre um regime transtensivo sinistral, com compressão NE-SW, e extensão NW-SE, com as intrusões de diques alcalinos, que pode estar relacionado com a primeira fase de deformação das bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Mais recentemente, a mudança do regime tectônico para transpressivo dextral, com nova reativação das estruturas, pode estar relacionado a dois eventos importantes da tectônica recente: A rotação da placa Sul-Americana, datada do neógeno, e tectônica pleistocênica, registrada em sedimentos recentes, o que ainda não foi possível determinar, com a quantidade de dados atuais.

CAPÍTULO VIII

REFÊRENCIAS

BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1976 The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48: 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (3): 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 325-349.
- ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SBG/Núcleos SP e RJ, 2°. Simpósio de Geologia do Sudeste, *Atas*, 423-428.
- ALMEIDA, F.F.M. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 26(3):125-138.
- ALVES, A. P. R., GERALDES, M. C. 2006. A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) aplicada ao estudo de texturas em rochas magmáticas: o exemplo do Complexo Alcalino do Mendanha – Rio de Janeiro. III Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, pp 351-356.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 117-142.
- ANGELIER, J.; MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. *Bulletin de la société Géologique de France* 19, 1309-1318.
- ARANA, J. 2004. *O uso do GPS na determinação de altitudes ortométricas*. In: VI COBRAC, Florianópolis - SC
- ARENA, M. C., SILVEIRA L.S., DUTRA, T. CORVALA. E VALENTE, S.C. 2005. Geologia e Petrologia dos Traquitos e Sienitos da Pedreira Vigné, Nova Iguaçu, RJ. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cabo Frio, RJ. pp. 109-114.
- BARBOSA, O., BRAUN, O.P.G., DYER, R. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. B. Div. Fom. Prod. Min., Rio de Janeiro, n. 136, 140p.

- BARDET, M. 1977. Géologie Du diamant. Part 3: gisements de diamants d'Asie, d'Amérique, d'Europe et d'Australasie. *Memories Du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. 83, 169p.
- BLAKELY R.S. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, USA, 441 p.
- BRAUN, O. P. G. 1982. A Structural Synthesis of Brazil, based on the study of Major Lineaments Derived from Remote Sensing Imagery Interpretation. *Photogrammetria*, 37, Elsevier Scient. Publ. Co., Amsterdam, Neth.:77-108.
- BRAUN, O. P. G. 2005 Algumas considerações geotectônicas sobre eventos vulcânicos mesozóicos-cenozóicos no Brasil. *III Simpósio de vulcanismo e ambientes associados*, pp 393-398.
- CAVALCANTE J.C., CUNHA H.C.S., CHIEREGATI L.A., KAEFER L.Q., ROCHA J.M., DAITX E.C., COUTINHO M.G.N., YAMAMOTO K., DRUMOND J.B.V., ROSA D.B., RAMALHO R. 1979. Projeto Sapucaí - Estados de Minas Gerais e São Paulo. Relatório Final de Geologia. Brasília, DNPM/CPRM, 299 p. (Série Geologia 5, Seção Geologia Básica 2).
- CONDIE, K. C. 1997 *Plate tectonics and crustal evolution*. UK, Oxford, Butterworth-Heinemann, 4^a.ed., 282 p.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. 1979. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguapé (SF.23), MME, DNPM, Apêndice 1,175-207.
- COURTILLOT, V., DAVAILLE, A., BESSE, J., STOCK, J. 2003. Three distinct types of hot-spot in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Sciences* 205, 295-308
- CROUGH, S. T. (1983). Hotspot swells. *Annuary Reviews of Earth Planet Sciences*, 11, 165-193
- DUNCAN R. A. & RICHARDS, M. A. (1991). Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander. *Reviews of geophysical and space physics.*, 29, 31-50
- DUTRA T. 2004. Mapeamento geológico e petrografia das rochas aflorantes na área de lavra da Pedreira Vigné e adjacências, Nova Iguaçu, RJ. UFRRJ, Monografia de graduação.
- EPP, D. 1984 Possible perturbations to hotspot traces and implications for the origin and structure of the Line Islands. *Journal of Geophysics Ressearch*, 89(11):273-286.

- ERNESTO, M. 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: Questioning the Mantle Plume model. *In: CHIARAMONTI, P., GOMES, C.(eds) "Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform"*, EdUSP p. 689-705
- ETCHEBEHERE, M.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; FRANGIPANI, A. 1992. *Análise estrutural aplicada à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas (SP/MG)*, *In: HASUI, Y. & MIOTO, J.A., coords., Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, p. 439-459*
- FERREIRA, E.O., ANGEIRAS, A.G. & ARAÚJO, G.G. 1965. Roteiro geológico ao maciço do Gericinó. *Avulso do DNPM/DFPM, 38, 3-41.*
- GIBSON S. A.; THOMPSON R. N.; LEONARDOS J. A.; DICKIN A. P.; MITCHELL J. G. 1995. The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology Vol. 36(1) 189-229.*
- GIBSON S. A.; THOMPSON R. N.; WESKA R. K.; DICKIN A. P. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology 126, 303-314.*
- GOMES, G., RUBERTI, E., MORBIDELLI, L. 1990. Carbonatite complexes from Brazil: A Review. *Journal of South American Earth Sciences 3, 51-63.*
- GONZAGA, G., TOMPKINS, L. 1991. Geologia do diamante. *In: Schobbernaus, C., Queiroz, E., Coelho, C. (Eds). Principais depósitos minerais do Brasil- Gemas e Rochas ornamentais. DNPM, vol. 4, PP. 155-160.*
- HARTMANN, L., SILVA, L., DAITX, E., GIRARDI, V. 1980. O complexo Granulítico de Santa Catarina: A Bacia de Campo Alegre e o complexo básico-ultrabásico de Pien. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim nº 3, Excursões, pp. 60-68.*
- HELMBOLD, R., VALENÇA, J.G. & LEONARDOS JR., O.H.L. 1965. Mapa geológico do Estado da Guanabara, escala 1:50,000. MME/DNPM, Rio de Janeiro, 3 fls
- Helmbold, R. 1967. Resumo da geologia do Estado da Guanabara. *Relatório da Comissão Especial do CNPq, 5, 31-34.*
- HELMBOLD, R. 1968. Basic and alkaline intrusions in the State of Guanabara, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40 (supl.), 183-185.*
- HERTZ, N. 1977. Time of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull. Nº 88, p: 101-112.*

- JANSE, A. 1984. Kimberlites – Where and when. In: Glover, J., Harris, P. (Eds) *Kimberlites occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration*. The Geology Department and University Extension Courses. The University of Western Australia 8, 19-61.
- JÉBRAK, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore geology reviews*, v. 12, p. 111-134.
- KLEIN, V.C., & Vieira, A.C. 1980a. Vulcões do Rio de Janeiro: breve geologia e perspectivas. *Mineração e Metalurgia*, 419, pp. 44-46.
- KLEIN, V.C., & Vieira, A.C. 1980b. Uma chaminé vulcânica na Serra de Madureira, Nova Iguaçu, Rio de Janeiro. *Academia Brasileira de Ciências*, v. 1, n. 52, p.200.
- KLEIN, V.C., VALENÇA, J.G. & VIEIRA, A.C. 1984. Ignimbritos do vulcão de Nova Iguaçu e da “Chaminé do Lamego”, Rio de Janeiro. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, SBG/RJ, 4346-4354.
- KLEIN, V.C., & MONTALVANO, J.L. 1985. Hackmanita das rochas alcalinas das Serras do Mendanha e de Madureira, Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57, pp. 169-173.
- KLEIN, V.C. 1993. O vulcão de Nova Iguaçu (estado do Rio de Janeiro): controle estrutural e processo de erupção. Tese de doutorado, IG-UFRJ. Inédito. 108p.
- LADEIRA, E. A., SAAD, J. H. G., BRAUN, O. P. G. 1971. O Cretáceo em Minas Gerais. Mesa Redonda. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, São Paulo, v. 1, p. 15-31,
- LAMEGO, A.R., 1948, “Folha Rio de Janeiro”. Rio de Janeiro, DNPM, Serviço Geológico e Mineralógico, Boletim 126 , p. 1-16
- LEAL, L. H. M. 2000. – *Fundamentos de microscopia* – Rio de Janeiro: EdUERJ.
- MELO M. S.; RICCOMINI C.; HASUI, Y; ALMEIDA F. F. M.; COIMBRA. M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. In: *Revista Brasileira de Geociências* 15(3) 193-201
- MENEZES S. O., KLEIN, V.C. 1973. Ocorrências de barita em áreas adjacentes a maciços de rochas alcalinas no Estado do Rio de Janeiro. *Mineração e Metalurgia*, 345:12-16.
- MORGAN, W. 1972. Plate motion and deep convections. *Geological Society of America Memoirs* 132, 7-22.

- MOTA, C. 2005. Descrição de estruturas vulcânicas no Setor NE do Complexo Alcalino de Nova Iguaçu – RJ. *UERJ, Rio de Janeiro – Monografia de Graduação*. 132p.
- MOTA, C.E.M., ALVES, A.P.R., 2006. Condicionantes do relevo do Maciço Mendanha, Nova Iguaçu - RJ - Resultados preliminares Anais do 43º Congresso Brasileiro de Geologia, 268.
- MOTA, C.E.M., GERALDES, M.C., 2006. A classificação de brechas magmáticas e sua implicação na evolução do complexo alcalino de Nova Iguaçu - RJ. *Geociências, Rio Claro*, 25-1, 37-48.
- MOTOKI, A., SICHEL, S.E., 2006. Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. *Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, 59-1, 13-23.
- MOTOKI, A., SOARES, R., LOBATO, M., SICHEL, E.S., AIRES, J.R. 2007. Feições intempéricas em rochas alcalinas félsicas de Nova Iguaçu, RJ. *Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, 60-3, 451-458.
- MOTOKI, A., SOARES, R., NETTO, A.M., SICHEL, E.S., AIRES, J.R., LOBATO, M. 2007. Forma de ocorrência geológica dos diques de rocha piroclástica no Vale do Rio Dona Eugênia, Parque Municipal de Nova Iguaçu, RJ. *Revista Geociências, Rio Claro*, 26-1, 67-82.
- NETTO, A.M., GERALDES, M.C. E VIGNOL-LELARGE, M.L.. 2005. Idade traço de fissão em apatita do Maciço Alcalino do Mendanha: implicações sobre o magmatismo cretáceo no Estado do Rio de Janeiro. *Anais 9º Simpósio de Geologia do Sudeste, Niterói, RJ*, p. 40.
- NORTON, I. 1995. Plate Motions in the North Pacific: the 43 Ma movement. *Tectonics*, 14, 1080-1094
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.DE; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.DE; MIOTO, J.A.; HASUI, Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 4, São Paulo, 1983. Resumos... São Paulo, SBG/NSP. p. 23-24.
- RICCOMINI, PELLOGIA, A.U.G., SALÓN, J.C.L., KOHENKE, M.W., FIGUEIRA, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *ournal of South American Earth Science*, 2:191-197.

- RICCOMINI C. 1991. O Rift continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, IGc-USP, *Tese Doutorado*, 256 p.
- RICCOMINI, C. (1995). Padrão de fraturamentos do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: Relações com a tectônica Mesozóico/Cenozóica do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (2) 79-84.
- RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L. G., FERRARI, A. L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. E BRITO-NEVES, B.B. (eds) "Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida".*, pp 383-406.
- ROSALES M.J.T. 1999. Caracterização geofísica do complexo intrusivo ultrabásico-alcalino de Jacupiranga, (SP). *São Paulo, Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 120p.*
- SADOWSKI, G. R. & DIAS NETO, C. M. (1981). O lineamento tectônico de cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 209-212. Sigolo, J. B. & Klein, V. C. 1987. Classificação e Gênese das Concentrações Bauxíticas No Maciço Alcalino do Mendanha-RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 59, n. 1/2, p. 25-32.
- SILVEIRA, L. S., DUTRA T., VALENTE S. C., RAGATKY, C. D. (2005). Modelos Eruptivos Preliminares para o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, RJ. III Simpósio de vulcanismo e ambientes associados, pp 333-337.
- SLAVEC G., MANTOVANI, M., SHUKOWSKY, W. 2006 Estudo Gravimétrico do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34 (2) 275-280.
- SLEEP, N. H. (1990). Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *J. geophysics research*, 95, 6715-6736
- Sonoki, I.K. & Garda, G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 19, 63-85.
- SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 19:63-85.
- STEFANICK, M. & JURDY, D. M. (1984). The distribution of hotspots. *Journal of Geophysical research*, 89, 9919-9925

- TALWANI, M., WORZEL, J., LANDISMAN, M. 1959. Rapid Gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 64, 49-59.
- THOMAZ FILHO, A. & RODRIGUES, A. L. 1999 O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 2, v. 29.
- THOMAZ FILHO, A. CESERO, P., MIZUSAKI, A.M. AND LEÃO, J.G. 2005 Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4):383-389
- THOMPSON, R.N., GIBSON, S.A., MITCHELL, J.G., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., BROD, J.A. & GREENWOOD, J.C. 1997. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: The dog-legged track of devious Trindade mantle plume. VSG-Minsoc'97, Cambridge, *Journal of Conference Abstracts*, 2, 76.
- TORGE, W. (1982). The present state of relative gravimetry. General Meeting of the IAG, Tokyo, Japan.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*. 17, 135-154.
- VALENTE, S.C., MELLO, E.F., PALERMO, N. 2005. Geologia de uma porção do complexo vulcânico de Nova Iguaçu limítrofe à área de lavra da pedreira Vigné, Nova Iguaçu, RJ *Relatório técnico final do Projeto TAC (Termo de compromisso de Ajustamento de Conduta)*. Ministério Público do Estado do Rio de Janeiro, 72p. (inédito)
- WALKER, J. C. G., MORGAN, J.W. & HORAN, M. F. (1995). Osmium-187 enrichment in some plumes: Evidence for core-mantle interaction? *Science*, 269, 819,821.
- WILSON, J. T. (1963). Evidence from islands on the spreading of the ocean floor. *Nature*, 197, 536-538

CAPÍTULO IX

ANEXOS

ANEXO I

Tabela de localização das estações gravimétricas e seus respectivos valores de Gravidade Absoluta e as anomalias Ar-livre e Bouguer Simples.

Estação	Coordenadas			Grav. Absol. (mGal)	Anomalias	
	Altura Ortom. (m)	Latitude	Longitude		Free-Air (mGal)	Bouguer (mGal)
P0 (ON)	30.000	-22°53'43.0"	-43°13'23.0"	978790.722	-13.8	-17.2
RN1016 H	15.320	-22°47' 9.7"	-43°22'51.4"	978776.016	-26.0	-27.7
RN1016 N	21.990	-22°44'19.9"	-43°28' 5.3"	978762.882	-34.0	-36.5
RN1017 V	12.960	-22°50'25.8"	-43°36'34.2"	978771.712	-34.6	-36.0
CASARAO	207.100	-22°47' 0.6"	-43°28'11.4"	978712.030	-30.6	-53.8
SEDE	160.600	-22°46'59.3"	-43°27'44.1"	978722.690	-34.3	-52.3
CASSINO	465.500	-22°47'44.9"	-43°28'38.1"	978663.600	-0.1	-52.2
M01	15.300	-22°47' 2.3"	-43°22'53.4"	978775.345	-26.6	-28.3
M02	6.900	-22°46'48.6"	-43°23'32.1"	978776.618	-27.6	-28.4
M03	9.100	-22°46'29.9"	-43°24' 0.2"	978774.648	-28.6	-29.6
M04	10.300	-22°46'12.6"	-43°24'26.0"	978773.448	-29.1	-30.3
M05	136.900	-22°46'45.8"	-43°27'24.7"	978729.367	-34.7	-50.0
M06	88.500	-22°46'36.7"	-43°26'54.8"	978742.425	-36.4	-46.3
M07	29.800	-22°46'40.0"	-43°26'20.9"	978760.757	-36.3	-39.6
M08	22.700	-22°47' 3.6"	-43°25'59.6"	978765.646	-34.0	-36.5
M09	155.000	-22°47' 8.9"	-43°26'30.6"	978733.870	-25.0	-42.4
M10	53.000	-22°47'34.0"	-43°26'23.2"	978755.491	-35.3	-41.3
M11	39.300	-22°44'22.4"	-43°29'50.5"	978757.583	-34.0	-38.4
M12	24.100	-22°45' 5.9"	-43°29'37.1"	978760.731	-36.4	-39.1
M13	29.500	-22°45'34.3"	-43°29'18.0"	978758.833	-37.1	-40.4
M14	119.400	-22°46'14.5"	-43°29' 6.7"	978734.061	-34.9	-48.2
M15	75.000	-22°45'43.9"	-43°27'59.9"	978753.167	-28.9	-37.3
M16	17.000	-22°46'45.2"	-43°25'29.0"	978769.617	-31.4	-33.4
M17	13.400	-22°46'39.3"	-43°24'51.1"	978772.778	-29.3	-30.8
M18	137.200	-22°45'53.7"	-43°27'30.0"	978732.454	-30.6	-45.9
M19	75.900	-22°46' 4.2"	-43°26'54.8"	978747.118	-35.0	-43.5
M20	67.800	-22°46'13.7"	-43°26'18.3"	978754.236	-30.6	-38.2
M21	15.000	-22°48' 3.9"	-43°26' 2.5"	978768.955	-34.1	-35.8
M22	50.000	-22°48'23.1"	-43°26'40.1"	978758.390	-34.2	-39.8
M23	175.000	-22°47'54.2"	-43°26'53.6"	978730.638	-22.9	-42.5
M24	18.700	-22°45' 6.3"	-43°28' 6.5"	978761.944	-36.8	-38.9
M25	18.900	-22°45'19.9"	-43°27'39.8"	978761.059	-37.9	-40.0
M26	20.300	-22°45'24.8"	-43°26'57.4"	978762.863	-35.7	-38.0
M27	33.000	-22°45'44.6"	-43°26'21.4"	978761.956	-33.1	-36.8
M28	26.800	-22°46'43.0"	-43°25'19.6"	978767.906	-30.1	-33.1
M29	89.560	-22°50'28.8"	-43°33'14.3"	978752.595	-30.1	-40.1

M30	173.210	-22°50'11.1"	-43°32'30.5"	978732.180	-24.4	-43.8
M31	309.220	-22°49'54.2"	-43°32' 8.6"	978700.932	-13.3	-47.9
M32	465.740	-22°49'42.1"	-43°31'52.7"	978667.870	2.1	-50.0
M33	728.540	-22°49'25.7"	-43°31'23.4"	978604.308	19.9	-61.6
M34	14.840	-22°49'35.4"	-43°36'11.5"	978769.834	-34.9	-36.6
M35	21.390	-22°49'22.1"	-43°35'30.9"	978767.160	-35.4	-37.8
M36	28.280	-22°49'14.4"	-43°34'58.1"	978765.364	-34.9	-38.1
M37	25.520	-22°48'41.9"	-43°34'30.1"	978765.367	-35.2	-38.0
M38	32.250	-22°48' 9.8"	-43°34'22.3"	978764.193	-33.7	-37.3
M39	214.260	-22°46' 7.7"	-43°28'35.3"	978715.386	-24.1	-48.1
M40	366.020	-22°46'34.8"	-43°28'30.0"	978683.289	-9.9	-50.8
M41	591.810	-22°46'45.2"	-43°29' 4.9"	978633.253	9.6	-56.7
M42	706.800	-22°46'56.9"	-43°29'34.9"	978608.003	19.6	-59.5
M43	847.550	-22°47' 5.4"	-43°30' 1.4"	978570.386	25.2	-69.6
M44	35.540	-22°47'59.1"	-43°33'46.1"	978761.766	-34.9	-38.9
M45	33.650	-22°48'30.8"	-43°33'54.9"	978761.984	-35.8	-39.6
M46	32.830	-22°48'59.9"	-43°34' 5.2"	978762.546	-36.0	-39.7
M47	95.150	-22°49'26.4"	-43°33'37.9"	978746.983	-32.9	-43.5
M48	134.050	-22°49'45.2"	-43°33' 9.5"	978738.293	-29.9	-44.9
M49	43.450	-22°50'11.8"	-43°33'29.8"	978759.575	-37.0	-41.9
M50	23.580	-22°50'52.6"	-43°32'41.9"	978768.114	-35.4	-38.0
M51	13.180	-22°50'59.7"	-43°36' 7.7"	978769.674	-37.1	-38.6
M52	156.050	-22°50'51.0"	-43°35'40.0"	978737.723	-24.8	-42.3
M53	21.130	-22°50'39.5"	-43°32' 5.5"	978765.428	-38.6	-40.9
M54	28.520	-22°50'27.2"	-43°31'32.2"	978761.596	-39.9	-43.1
M55	177.060	-22°50' 7.5"	-43°31'12.5"	978727.832	-27.5	-47.3
M56	31.260	-22°50'59.8"	-43°31'34.5"	978767.104	-34.1	-37.6
M57	36.140	-22°50'35.6"	-43°30'49.6"	978764.027	-35.3	-39.3
M58	43.230	-22°50'24.8"	-43°30' 6.1"	978761.574	-35.3	-40.2
M59	20.450	-22°51' 7.9"	-43°33'19.5"	978769.963	-34.7	-37.0
M60	25.840	-22°51'37.7"	-43°32'23.8"	978772.373	-31.2	-34.1
M61	27.350	-22°51'34.8"	-43°31'47.1"	978772.831	-30.2	-33.3
M62	38.070	-22°50'34.9"	-43°29'28.8"	978765.387	-33.3	-37.6
M63	32.850	-22°50'31.4"	-43°29' 9.4"	978766.154	-34.1	-37.7
M64	72.900	-22°50' 7.1"	-43°29'55.9"	978751.587	-35.8	-44.0
M65	34.170	-22°51' 3.9"	-43°29' 4.5"	978771.174	-29.2	-33.1
M66	39.860	-22°51'21.2"	-43°29'41.1"	978770.542	-28.4	-32.9

ANEXO II

Tabela de ajuste de coordenadas DGPS, com os cálculos de altitude ortométrica.

SUMÁRIO DE AJUSTE DE COORDENADAS

REDE = UERJ2007

DATA = Seg 15-Out-2007 15:31:00

Datum = WGS-84

Sistema de Coordenadas = Geográfica

Zona = Global

Restrições de Ajuste de Rede:

3 Coordenadas fixas em y

3 Coordenadas fixas em x

3 Coordenadas fixas em h

Legenda:

LAT = Latitude

LON = Longitude

ALT ELIP = Altitude elipsoidal

ALT ORTO = Altitude ortométrica

ALT GEOD = Altitude geoidal

POINT NAME	OLD COORDS	ADJUST	NEW COORDS	1.0 σ
RN-1016H				
LAT=	22° 47' 09.700000"	+0.000000"	22° 47' 09.700000"	FIXO
LON=	43° 22' 51.400000"	+0.000000"	43° 22' 51.400000"	FIXO
ALT ELIP=	10.0551m	+0.0000m	10.0551m	0.083729m
ALT ORTO=	15.3240m	+0.0000m	15.3240m	FIXO
ALT GEOD=	-5.2689m	+0.0000m	-5.2689m	0.083729m
RN-1016N				
LAT=	22° 44' 19.980000"	+0.000000"	22° 44' 19.980000"	FIXO
LON=	43° 28' 05.300000"	+0.000000"	43° 28' 05.300000"	FIXO
ALT ELIP=	16.8249m	+0.0000m	16.8249m	0.083728m
ALT ORTO=	21.9940m	+0.0000m	21.9940m	FIXO
ALT GEOD=	-5.1691m	+0.0000m	-5.1691m	0.083728m
RN-1017V				
LAT=	22° 50' 25.800000"	+0.000000"	22° 50' 25.800000"	FIXO
LON=	43° 36' 34.200000"	+0.000000"	43° 36' 34.200000"	FIXO
ALT ELIP=	7.9803m	+0.0000m	7.9803m	0.083729m
ALT ORTO=	12.9570m	+0.0000m	12.9570m	FIXO
ALT GEOD=	-4.9767m	+0.0000m	-4.9767m	0.083729m
CASARAO				
LAT=	22° 47' 00.694062"	+0.000000"	22° 47' 00.694062"	0.591465m
LON=	43° 28' 11.416287"	+0.000000"	43° 28' 11.416287"	0.591465m
ALT ELIP=	201.9104m	+0.0000m	201.9104m	0.072517m
ALT ORTO=	207.0889m	+0.0000m	207.0889m	0.110766m
ALT GEOD=	-5.1785m	+0.0000m	-5.1785m	0.083729m

M001

LAT=	22° 47' 02.365314"	+0.000000"	22° 47' 02.365314"	0.653510m
LON=	43° 22' 53.491628"	+0.000001"	43° 22' 53.491627"	0.653501m
ALT ELIP=	10.0456m	+0.0000m	10.0456m	0.100151m
ALT ORTO=	15.3129m	+0.0000m	15.3130m	0.130540m
ALT GEOD=	-5.2674m	+0.0000m	-5.2674m	0.083729m

M002

LAT=	22° 46' 48.679296"	+0.000000"	22° 46' 48.679296"	0.651017m
LON=	43° 23' 32.125045"	+0.000001"	43° 23' 32.125044"	0.651026m
ALT ELIP=	1.6750m	+0.0000m	1.6750m	0.093357m
ALT ORTO=	6.9313m	+0.0000m	6.9313m	0.125403m
ALT GEOD=	-5.2563m	+0.0000m	-5.2563m	0.083729m

M003

LAT=	22° 46' 29.907608"	+0.000000"	22° 46' 29.907608"	0.649460m
LON=	43° 24' 00.236633"	+0.000001"	43° 24' 00.236632"	0.649498m
ALT ELIP=	3.8405m	+0.0000m	3.8406m	0.088168m
ALT ORTO=	9.0877m	+0.0000m	9.0877m	0.121590m
ALT GEOD=	-5.2471m	+0.0000m	-5.2471m	0.083729m

M004

LAT=	22° 46' 12.619364"	+0.000000"	22° 46' 12.619364"	0.648278m
LON=	43° 24' 26.090696"	+0.000000"	43° 24' 26.090696"	0.648343m
ALT ELIP=	5.0404m	+0.0000m	5.0404m	0.084711m
ALT ORTO=	10.2791m	+0.0000m	10.2791m	0.119107m
ALT GEOD=	-5.2387m	+0.0000m	-5.2387m	0.083729m

M005

LAT=	22° 46' 45.865380"	+0.000000"	22° 46' 45.865380"	0.643744m
LON=	43° 27' 24.770251"	+0.000000"	43° 27' 24.770251"	0.643694m
ALT ELIP=	131.7775m	+0.0000m	131.7776m	0.078266m
ALT ORTO=	136.9697m	+0.0000m	136.9697m	0.114613m
ALT GEOD=	-5.1922m	+0.0000m	-5.1922m	0.083729m

M006

LAT=	22° 46' 36.701195"	+0.000000"	22° 46' 36.701195"	0.644206m
LON=	43° 26' 54.822494"	+0.000000"	43° 26' 54.822494"	0.659715m
ALT ELIP=	83.3447m	+0.0000m	83.3448m	0.111157m
ALT ORTO=	88.5452m	+0.0000m	88.5453m	0.139163m
ALT GEOD=	-5.2005m	+0.0000m	-5.2005m	0.083729m

M007

LAT=	22° 46' 40.034493"	+0.000000"	22° 46' 40.034493"	0.645206m
LON=	43° 26' 20.936718"	+0.000000"	43° 26' 20.936718"	0.652711m
ALT ELIP=	24.5538m	+0.0000m	24.5538m	0.084238m
ALT ORTO=	29.7643m	+0.0000m	29.7643m	0.118771m
ALT GEOD=	-5.2105m	+0.0000m	-5.2105m	0.083729m

M008

LAT=	22° 47' 03.683338"	+0.000000"	22° 47' 03.683338"	0.646399m
LON=	43° 25' 59.614295"	+0.000000"	43° 25' 59.614294"	0.670693m
ALT ELIP=	17.5098m	+0.0000m	17.5098m	0.095004m
ALT ORTO=	22.7279m	+0.0000m	22.7279m	0.126634m
ALT GEOD=	-5.2182m	+0.0000m	-5.2182m	0.083729m

M009

LAT=	22° 47' 08.986015"	+0.000000"	22° 47' 08.986015"	0.645143m
LON=	43° 26' 30.611868"	+0.000000"	43° 26' 30.611868"	0.669488m
ALT ELIP=	149.8324m	+0.0000m	149.8324m	0.124306m
ALT ORTO=	155.0419m	+0.0000m	155.0419m	0.149875m
ALT GEOD=	-5.2095m	+0.0000m	-5.2095m	0.083729m

M010

LAT=	22° 47'	34.061655"	+0.000000"	22° 47'	34.061655"	0.645046m
LON=	43° 26'	23.284591"	+0.000000"	43° 26'	23.284590"	0.651012m
ALT ELIP=		47.8293m	+0.0000m		47.8293m	0.105241m
ALT ORTO=		53.0423m	+0.0000m		53.0423m	0.134485m
ALT GEOD=		-5.2130m	+0.0000m		-5.2130m	0.083729m

M011

LAT=	22° 44'	22.468396"	+0.000000"	22° 44'	22.468396"	0.588999m
LON=	43° 29'	50.543511"	+0.000000"	43° 29'	50.543511"	0.589000m
ALT ELIP=		34.1917m	-0.0001m		34.1917m	0.105977m
ALT ORTO=		39.3314m	-0.0001m		39.3313m	0.135062m
ALT GEOD=		-5.1396m	+0.0000m		-5.1396m	0.083729m

M012

LAT=	22° 45'	05.985445"	+0.000000"	22° 45'	05.985445"	0.589506m
LON=	43° 29'	37.192905"	+0.000000"	43° 29'	37.192905"	0.596362m
ALT ELIP=		18.9854m	+0.0000m		18.9854m	0.096821m
ALT ORTO=		24.1318m	+0.0000m		24.1317m	0.128003m
ALT GEOD=		-5.1464m	+0.0000m		-5.1464m	0.083729m

M013

LAT=	22° 45'	34.316406"	+0.000000"	22° 45'	34.316406"	0.589085m
LON=	43° 29'	18.022844"	+0.000000"	43° 29'	18.022844"	0.589084m
ALT ELIP=		24.3484m	+0.0000m		24.3484m	0.083492m
ALT ORTO=		29.5024m	+0.0000m		29.5024m	0.118243m
ALT GEOD=		-5.1540m	+0.0000m		-5.1540m	0.083729m

M014

LAT=	22° 46'	14.508271"	+0.000000"	22° 46'	14.508271"	0.590033m
LON=	43° 29'	06.729656"	+0.000000"	43° 29'	06.729656"	0.590032m
ALT ELIP=		114.2774m	+0.0000m		114.2774m	0.075577m
ALT ORTO=		119.4368m	+0.0000m		119.4367m	0.112793m
ALT GEOD=		-5.1594m	+0.0000m		-5.1594m	0.083729m

M016

LAT=	22° 46'	45.269732"	+0.000000"	22° 46'	45.269732"	0.645725m
LON=	43° 25'	29.069007"	+0.000000"	43° 25'	29.069007"	0.645742m
ALT ELIP=		11.7801m	+0.0000m		11.7801m	0.081421m
ALT ORTO=		17.0055m	+0.0000m		17.0055m	0.116790m
ALT GEOD=		-5.2253m	+0.0000m		-5.2253m	0.083729m

M017

LAT=	22° 46'	39.337549"	+0.000000"	22° 46'	39.337549"	0.647080m
LON=	43° 24'	51.170805"	+0.000000"	43° 24'	51.170805"	0.647110m
ALT ELIP=		8.2026m	+0.0000m		8.2026m	0.084064m
ALT ORTO=		13.4376m	+0.0000m		13.4376m	0.118647m
ALT GEOD=		-5.2350m	+0.0000m		-5.2350m	0.083729m

M018

LAT=	22° 45'	53.725966"	+0.000000"	22° 45'	53.725966"	0.643960m
LON=	43° 27'	30.060474"	+0.000000"	43° 27'	30.060474"	0.644049m
ALT ELIP=		132.0205m	+0.0000m		132.0204m	0.078765m
ALT ORTO=		137.2078m	+0.0000m		137.2078m	0.114954m
ALT GEOD=		-5.1874m	+0.0000m		-5.1874m	0.083729m

M019

LAT=	22° 46'	04.272170"	+0.000000"	22° 46'	04.272170"	0.589851m
LON=	43° 26'	54.821618"	+0.000000"	43° 26'	54.821617"	0.589851m
ALT ELIP=		70.7215m	+0.0000m		70.7215m	0.075413m
ALT ORTO=		75.9197m	+0.0000m		75.9197m	0.112684m
ALT GEOD=		-5.1982m	+0.0000m		-5.1982m	0.083729m

M020

LAT=	22° 46' 13.780042"	+0.000000"	22° 46' 13.780043"	0.591002m
LON=	43° 26' 18.383138"	+0.000000"	43° 26' 18.383138"	0.591001m
ALT ELIP=	62.5461m	+0.0000m	62.5461m	0.075940m
ALT ORTO=	67.7553m	+0.0000m	67.7553m	0.113037m
ALT GEOD=	-5.2092m	+0.0000m	-5.2092m	0.083729m

M024

LAT=	22° 45' 06.350838"	+0.000000"	22° 45' 06.350838"	0.592307m
LON=	43° 28' 06.560268"	+0.000000"	43° 28' 06.560268"	0.661673m
ALT ELIP=	13.5339m	+0.0000m	13.5338m	0.127272m
ALT ORTO=	18.7069m	+0.0000m	18.7069m	0.152344m
ALT GEOD=	-5.1731m	+0.0000m	-5.1731m	0.083729m

M025

LAT=	22° 45' 19.907378"	+0.000000"	22° 45' 19.907378"	0.588183m
LON=	43° 27' 39.821187"	+0.000000"	43° 27' 39.821187"	0.588183m
ALT ELIP=	13.7214m	+0.0000m	13.7214m	0.081490m
ALT ORTO=	18.9032m	+0.0000m	18.9032m	0.116838m
ALT GEOD=	-5.1818m	+0.0000m	-5.1818m	0.083729m

M026

LAT=	22° 45' 24.825843"	+0.000000"	22° 45' 24.825843"	0.588793m
LON=	43° 26' 57.471879"	+0.000000"	43° 26' 57.471879"	0.588792m
ALT ELIP=	15.1282m	+0.0000m	15.1282m	0.079765m
ALT ORTO=	20.3222m	+0.0000m	20.3222m	0.115642m
ALT GEOD=	-5.1940m	+0.0000m	-5.1940m	0.083729m

M027

LAT=	22° 45' 44.664695"	+0.000000"	22° 45' 44.664695"	0.590045m
LON=	43° 26' 21.478722"	+0.000000"	43° 26' 21.478721"	0.590047m
ALT ELIP=	27.8143m	+0.0000m	27.8143m	0.077486m
ALT ORTO=	33.0200m	+0.0000m	33.0200m	0.114081m
ALT GEOD=	-5.2057m	+0.0000m	-5.2057m	0.083729m

M028

LAT=	22° 46' 43.012532"	+0.000000"	22° 46' 43.012532"	0.594205m
LON=	43° 25' 19.641786"	+0.000000"	43° 25' 19.641786"	0.594209m
ALT ELIP=	21.5616m	+0.0000m	21.5616m	0.081060m
ALT ORTO=	26.7893m	+0.0000m	26.7893m	0.116539m
ALT GEOD=	-5.2277m	+0.0000m	-5.2277m	0.083729m

M029

LAT=	22° 50' 28.797645"	+0.000000"	22° 50' 28.797645"	0.592741m
LON=	43° 33' 14.336893"	+0.000000"	43° 33' 14.336892"	0.592744m
ALT ELIP=	84.5013m	+0.0000m	84.5014m	0.093866m
ALT ORTO=	89.5628m	+0.0000m	89.5629m	0.125783m
ALT GEOD=	-5.0615m	+0.0000m	-5.0615m	0.083729m

M030

LAT=	22° 50' 11.563060"	+0.000000"	22° 50' 11.563061"	0.595279m
LON=	43° 32' 30.497250"	+0.000001"	43° 32' 30.497249"	0.595282m
ALT ELIP=	168.1257m	+0.0000m	168.1257m	0.090799m
ALT ORTO=	173.2065m	+0.0000m	173.2065m	0.123511m
ALT GEOD=	-5.0808m	+0.0000m	-5.0808m	0.083729m

M031

LAT=	22° 49' 54.183417"	+0.000000"	22° 49' 54.183417"	0.596835m
LON=	43° 32' 08.610128"	+0.000001"	43° 32' 08.610128"	0.596837m
ALT ELIP=	304.1335m	+0.0000m	304.1335m	0.087562m
ALT ORTO=	309.2244m	+0.0000m	309.2244m	0.121151m
ALT GEOD=	-5.0909m	+0.0000m	-5.0909m	0.083729m

M032

LAT=	22° 49'	42.067694"	+0.000000"	22° 49'	42.067695"	0.598413m
LON=	43° 31'	52.728512"	+0.000001"	43° 31'	52.728512"	0.600656m
ALT ELIP=		460.6456m	+0.0000m		460.6456m	0.110459m
ALT ORTO=		465.7435m	+0.0000m		465.7436m	0.138606m
ALT GEOD=		-5.0979m	+0.0000m		-5.0979m	0.083729m

M033

LAT=	22° 49'	25.686746"	+0.000000"	22° 49'	25.686746"	0.600555m
LON=	43° 31'	23.443224"	+0.000001"	43° 31'	23.443223"	0.600555m
ALT ELIP=		723.4297m	+0.0000m		723.4298m	0.083296m
ALT ORTO=		728.5397m	+0.0000m		728.5398m	0.118105m
ALT GEOD=		-5.1100m	+0.0000m		-5.1100m	0.083729m

M034

LAT=	22° 49'	35.437898"	+0.000000"	22° 49'	35.437898"	0.588005m
LON=	43° 36'	11.520320"	+0.000000"	43° 36'	11.520320"	0.588005m
ALT ELIP=		9.8413m	+0.0000m		9.8412m	0.092540m
ALT ORTO=		14.8357m	+0.0000m		14.8357m	0.124796m
ALT GEOD=		-4.9944m	+0.0000m		-4.9944m	0.083729m

M035

LAT=	22° 49'	22.062131"	+0.000000"	22° 49'	22.062131"	0.588690m
LON=	43° 35'	30.976802"	+0.000000"	43° 35'	30.976802"	0.588692m
ALT ELIP=		16.3755m	+0.0000m		16.3755m	0.088905m
ALT ORTO=		21.3890m	+0.0000m		21.3890m	0.122125m
ALT GEOD=		-5.0135m	+0.0000m		-5.0135m	0.083729m

M036

LAT=	22° 49'	14.404807"	+0.000000"	22° 49'	14.404807"	0.589528m
LON=	43° 34'	58.120109"	+0.000000"	43° 34'	58.120109"	0.589532m
ALT ELIP=		23.2555m	+0.0000m		23.2555m	0.086244m
ALT ORTO=		28.2835m	+0.0000m		28.2835m	0.120202m
ALT GEOD=		-5.0281m	+0.0000m		-5.0281m	0.083729m

M037

LAT=	22° 48'	41.890586"	+0.000000"	22° 48'	41.890586"	0.591191m
LON=	43° 34'	30.086937"	+0.000000"	43° 34'	30.086936"	0.591191m
ALT ELIP=		20.4756m	+0.0000m		20.4756m	0.084009m
ALT ORTO=		25.5186m	+0.0000m		25.5186m	0.118608m
ALT GEOD=		-5.0430m	+0.0000m		-5.0430m	0.083729m

M038

LAT=	22° 48'	09.815965"	+0.000000"	22° 48'	09.815965"	0.592607m
LON=	43° 34'	22.341357"	+0.000000"	43° 34'	22.341357"	0.592607m
ALT ELIP=		27.1972m	+0.0000m		27.1972m	0.085234m
ALT ORTO=		32.2464m	+0.0000m		32.2464m	0.119479m
ALT GEOD=		-5.0492m	+0.0000m		-5.0492m	0.083729m

M039

LAT=	22° 46'	07.681789"	+0.000000"	22° 46'	07.681789"	0.589428m
LON=	43° 28'	35.281217"	+0.000000"	43° 28'	35.281217"	0.589428m
ALT ELIP=		209.0948m	+0.0000m		209.0948m	0.075399m
ALT ORTO=		214.2637m	+0.0000m		214.2637m	0.112674m
ALT GEOD=		-5.1689m	+0.0000m		-5.1689m	0.083729m

M040

LAT=	22° 46'	34.767074"	+0.000000"	22° 46'	34.767074"	0.590384m
LON=	43° 28'	30.006637"	+0.000000"	43° 28'	30.006637"	0.590384m
ALT ELIP=		360.8496m	+0.0000m		360.8496m	0.072862m
ALT ORTO=		366.0213m	+0.0000m		366.0213m	0.110993m
ALT GEOD=		-5.1717m	+0.0000m		-5.1717m	0.083729m

M041

LAT=	22° 46'	45.193812"	+0.000000"	22° 46'	45.193812"	0.591207m
LON=	43° 29'	04.950051"	+0.000000"	43° 29'	04.950051"	0.591210m
ALT ELIP=		586.6501m	+0.0000m		586.6501m	0.072993m
ALT ORTO=		591.8110m	+0.0000m		591.8110m	0.111079m
ALT GEOD=		-5.1610m	+0.0000m		-5.1610m	0.083729m

M042

LAT=	22° 46'	56.919082"	+0.000000"	22° 46'	56.919083"	0.592325m
LON=	43° 29'	34.992633"	+0.000000"	43° 29'	34.992633"	0.592331m
ALT ELIP=		701.6546m	+0.0000m		701.6546m	0.073270m
ALT ORTO=		706.8060m	+0.0000m		706.8059m	0.111261m
ALT GEOD=		-5.1513m	+0.0000m		-5.1513m	0.083729m

M043

LAT=	22° 47'	05.431505"	+0.000000"	22° 47'	05.431506"	0.593441m
LON=	43° 30'	01.396115"	+0.000000"	43° 30'	01.396116"	0.593447m
ALT ELIP=		842.4088m	+0.0000m		842.4088m	0.073862m
ALT ORTO=		847.5513m	+0.0000m		847.5513m	0.111652m
ALT GEOD=		-5.1425m	+0.0000m		-5.1425m	0.083729m

M044

LAT=	22° 47'	59.068123"	+0.000000"	22° 47'	59.068123"	0.594631m
LON=	43° 33'	46.075562"	+0.000000"	43° 33'	46.075562"	0.595665m
ALT ELIP=		30.4793m	+0.0000m		30.4792m	0.088375m
ALT ORTO=		35.5431m	+0.0000m		35.5431m	0.121740m
ALT GEOD=		-5.0639m	+0.0000m		-5.0639m	0.083729m

M045

LAT=	22° 48'	30.769038"	+0.000000"	22° 48'	30.769038"	0.592851m
LON=	43° 33'	54.889466"	+0.000000"	43° 33'	54.889465"	0.592856m
ALT ELIP=		28.5944m	+0.0000m		28.5944m	0.081673m
ALT ORTO=		33.6523m	+0.0000m		33.6522m	0.116965m
ALT GEOD=		-5.0578m	+0.0000m		-5.0578m	0.083729m

M046

LAT=	22° 48'	59.950312"	+0.000000"	22° 48'	59.950312"	0.591731m
LON=	43° 34'	05.235574"	+0.000000"	43° 34'	05.235574"	0.593200m
ALT ELIP=		27.7803m	+0.0000m		27.7803m	0.095556m
ALT ORTO=		32.8313m	+0.0000m		32.8313m	0.127049m
ALT GEOD=		-5.0509m	+0.0000m		-5.0509m	0.083729m

M047

LAT=	22° 49'	26.379480"	+0.000000"	22° 49'	26.379480"	0.592124m
LON=	43° 33'	37.974049"	+0.000000"	43° 33'	37.974049"	0.592123m
ALT ELIP=		90.0904m	+0.0000m		90.0904m	0.082878m
ALT ORTO=		95.1493m	+0.0000m		95.1493m	0.117810m
ALT GEOD=		-5.0589m	+0.0000m		-5.0589m	0.083729m

M048

LAT=	22° 49'	45.187077"	+0.000000"	22° 49'	45.187077"	0.593241m
LON=	43° 33'	09.518116"	+0.000001"	43° 33'	09.518116"	0.593242m
ALT ELIP=		128.9865m	+0.0000m		128.9865m	0.085050m
ALT ORTO=		134.0547m	+0.0000m		134.0547m	0.119349m
ALT GEOD=		-5.0682m	+0.0000m		-5.0682m	0.083729m

M049

LAT=	22° 50'	11.776734"	+0.000000"	22° 50'	11.776734"	0.592600m
LON=	43° 33'	29.766637"	+0.000000"	43° 33'	29.766636"	0.609905m
ALT ELIP=		38.3899m	+0.0000m		38.3899m	0.105739m
ALT ORTO=		43.4471m	+0.0000m		43.4471m	0.134875m
ALT GEOD=		-5.0572m	+0.0000m		-5.0572m	0.083729m

M050

LAT=	22° 50' 52.649358"	+0.000000"	22° 50' 52.649359"	0.594659m
LON=	43° 32' 41.867278"	+0.000001"	43° 32' 41.867277"	0.594661m
ALT ELIP=	18.5040m	+0.0000m	18.5041m	0.101018m
ALT ORTO=	23.5759m	+0.0000m	23.5760m	0.131207m
ALT GEOD=	-5.0719m	+0.0000m	-5.0719m	0.083729m

M055

LAT=	22° 50' 07.478582"	+0.000000"	22° 50' 07.478582"	0.628690m
LON=	43° 31' 12.466119"	+0.000001"	43° 31' 12.466118"	0.747364m
ALT ELIP=	171.9544m	+0.0000m	171.9544m	0.524460m
ALT ORTO=	177.0653m	+0.0000m	177.0653m	0.531101m
ALT GEOD=	-5.1109m	+0.0000m	-5.1109m	0.083729m

M056

LAT=	22° 50' 59.795811"	+0.000000"	22° 50' 59.795811"	0.599328m
LON=	43° 31' 34.518640"	+0.000001"	43° 31' 34.518639"	0.599325m
ALT ELIP=	26.1580m	+0.0001m	26.1581m	0.107041m
ALT ORTO=	31.2559m	+0.0001m	31.2560m	0.135898m
ALT GEOD=	-5.0979m	+0.0000m	-5.0979m	0.083729m

M057

LAT=	22° 50' 35.641722"	+0.000000"	22° 50' 35.641722"	0.603027m
LON=	43° 30' 49.609701"	+0.000001"	43° 30' 49.609700"	0.604479m
ALT ELIP=	31.0284m	+0.0000m	31.0284m	0.103838m
ALT ORTO=	36.1456m	+0.0000m	36.1456m	0.133390m
ALT GEOD=	-5.1172m	+0.0000m	-5.1172m	0.083729m

M058

LAT=	22° 50' 24.784657"	+0.000000"	22° 50' 24.784657"	0.607253m
LON=	43° 30' 06.093051"	+0.000001"	43° 30' 06.093050"	0.613573m
ALT ELIP=	38.0998m	+0.0001m	38.0998m	0.107110m
ALT ORTO=	43.2338m	+0.0001m	43.2338m	0.135952m
ALT GEOD=	-5.1340m	+0.0000m	-5.1340m	0.083729m

M059

LAT=	22° 51' 07.868705"	+0.000000"	22° 51' 07.868705"	0.592742m
LON=	43° 33' 19.506390"	+0.000000"	43° 33' 19.506390"	0.592746m
ALT ELIP=	15.3939m	+0.0000m	15.3940m	0.103958m
ALT ORTO=	20.4486m	+0.0000m	20.4486m	0.133483m
ALT GEOD=	-5.0547m	+0.0000m	-5.0547m	0.083729m

M060

LAT=	22° 51' 37.672529"	+0.000000"	22° 51' 37.672530"	0.596446m
LON=	43° 32' 23.810962"	+0.000001"	43° 32' 23.810961"	0.596450m
ALT ELIP=	20.7670m	+0.0001m	20.7670m	0.115881m
ALT ORTO=	25.8410m	+0.0001m	25.8411m	0.142965m
ALT GEOD=	-5.0741m	+0.0000m	-5.0741m	0.083729m

M061

LAT=	22° 51' 34.803557"	+0.000000"	22° 51' 34.803557"	0.598909m
LON=	43° 31' 47.170440"	+0.000001"	43° 31' 47.170439"	0.598911m
ALT ELIP=	22.2614m	+0.0001m	22.2615m	0.117328m
ALT ORTO=	27.3507m	+0.0001m	27.3508m	0.144140m
ALT GEOD=	-5.0893m	+0.0000m	-5.0893m	0.083729m

M062

LAT=	22° 50' 34.969447"	+0.000000"	22° 50' 34.969447"	0.610713m
LON=	43° 29' 28.789086"	+0.000001"	43° 29' 28.789085"	0.610712m
ALT ELIP=	32.9249m	+0.0001m	32.9249m	0.108975m
ALT ORTO=	38.0726m	+0.0001m	38.0726m	0.137427m
ALT GEOD=	-5.1477m	+0.0000m	-5.1477m	0.083729m

M063

LAT=	22° 50' 31.390371"	+0.000000"	22° 50' 31.390371"	0.612813m
LON=	43° 29' 09.447299"	+0.000001"	43° 29' 09.447298"	0.612813m
ALT ELIP=	27.6915m	+0.0001m	27.6915m	0.109664m
ALT ORTO=	32.8468m	+0.0001m	32.8469m	0.137974m
ALT GEOD=	-5.1553m	+0.0000m	-5.1553m	0.083729m

M064

LAT=	22° 50' 07.117513"	+0.000000"	22° 50' 07.117514"	0.608229m
LON=	43° 29' 55.900387"	+0.000001"	43° 29' 55.900387"	0.609581m
ALT ELIP=	67.7583m	+0.0000m	67.7584m	0.109269m
ALT ORTO=	72.8972m	+0.0000m	72.8973m	0.137660m
ALT GEOD=	-5.1389m	+0.0000m	-5.1389m	0.083729m

M065

LAT=	22° 51' 03.921765"	+0.000000"	22° 51' 03.921766"	0.613935m
LON=	43° 29' 04.491565"	+0.000001"	43° 29' 04.491564"	0.621643m
ALT ELIP=	29.0149m	+0.0001m	29.0150m	0.125795m
ALT ORTO=	34.1702m	+0.0001m	34.1703m	0.151112m
ALT GEOD=	-5.1554m	+0.0000m	-5.1554m	0.083729m

M066

LAT=	22° 51' 21.210046"	+0.000000"	22° 51' 21.210046"	0.610281m
LON=	43° 29' 41.096320"	+0.000001"	43° 29' 41.096319"	0.624734m
ALT ELIP=	34.7162m	+0.0001m	34.7163m	0.134087m
ALT ORTO=	39.8559m	+0.0001m	39.8560m	0.158081m
ALT GEOD=	-5.1397m	+0.0000m	-5.1397m	0.083729m

SEDE

LAT=	22° 46' 59.330242"	+0.000000"	22° 46' 59.330242"	0.262877m
LON=	43° 27' 44.103242"	+0.000000"	43° 27' 44.103242"	0.262877m
ALT ELIP=	155.4206m	+0.0000m	155.4206m	0.054984m
ALT ORTO=	160.6075m	+0.0000m	160.6075m	0.100168m
ALT GEOD=	-5.1869m	+0.0000m	-5.1869m	0.083729m

CASSINO

LAT=	22° 47' 44.879127"	+0.000000"	22° 47' 44.879127"	0.339649m
LON=	43° 28' 38.103265"	-0.000002"	43° 28' 38.103266"	0.339711m
ALT ELIP=	460.3916m	+0.0000m	460.3916m	0.059610m
ALT ORTO=	465.5623m	+0.0000m	465.5624m	0.102780m
ALT GEOD=	-5.1708m	+0.0000m	-5.1708m	0.083729m