



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Monique Moraes Uema

Pegmatitos da região entre Rio Bonito e Saquarema, RJ: tipologia, química mineral e geocronologia

Rio de Janeiro

2016

*

Monique Moraes Uema

Pegmatitos da região entre Rio Bonito e Saquarema, RJ: tipologia, química mineral e geocronologia

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

Orientador (a): Prof.^a Dra Nely Palermo

Rio de Janeiro

2016

*

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

U22 Uema, Monique Moraes.
Pegmatitos da região entre Rio Bonito e Saquarema, RJ: tipologia,
química mineral e geocronologia / Monique Moraes Uema. – 2016.
133 f. : il.

Orientadora: Nely Palermo.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Pegmatitos – Rio Bonito (RJ) – Teses. 2. Pegmatitos – Saquarema
(RJ) – Teses. 3. Mineralogia – Rio Bonito (RJ) – Teses. 4. Mineralogia –
Saquarema (RJ) – Teses. 5. Geocronologia – Teses. I. Palermo, Nely. II.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III.
Título.

CDU 552.322(815.3)

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

Assinatura

Data

*

Monique Moraes Uema

Pegmatitos da região entre Rio Bonito e Saquarema, RJ: tipologia, química mineral e geocronologia

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

Aprovada em 25 de maio de 2016.

Orientadora: Prof.^a Dra. Nely Palermo

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Beatriz Paschoal Duarte
Instituto de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Francisco Silva
Departamento de Geologia – Instituto de Agronomia – UFRRJ

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

Aos meus pais Carlos e Vera e meus avós Marley, Tolente e Miguel.

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me dado saúde e coragem para superar as dificuldades;

A UERJ que concedeu os meios para a realização do curso de pós-graduação e o corpo docente desta universidade, pelos apoios e estímulos recebidos.

A FAPERJ pela concessão da Bolsa de Pesquisa;

A Juçara e Mariani pelo trabalho excepcional e por estarem sempre dispostas a me ajudar;

Aos queridos professores e amigos Sebastião Menezes, Marcelo Salomão, Jorge Abujamra, Beatriz Paschoal, Rubem Porto Jr., Marília Barbosa, Rodrigo Peternel, José Erler, Carlos Alberto Bomfim, Felipe de Lima, Pedro Miranda e Fabiano Medeiros pela ajuda e incentivo;

A minha orientadora Nely Palermo, que com muita dedicação e paciência me conduziu ao longo desse projeto de forma tão inspiradora. Seus ensinamentos foram indispensáveis para a execução desse trabalho.

Aos colegas de trabalho do LGPA: Gabi, Luís, Erick, Silvana, Núbia e Leticia; do MultiLab: Mauro, Raimundo, Marcio e Letícia; ao Tiago do Instituto de Química da UERJ e ao pessoal do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), pelo enorme esforço em me auxiliar em todos os momentos;

Aos meus pais, avós, tios e primos por todo amor e incentivo durante todo o trabalho; Aos meus primos Jackeline e Francisco por me ajudarem ao longo desse tempo;

Ao meu esposo Alex, meu companheiro, que está sempre presente me incentivando e apoiando em todos os momentos;

A minha sogra Alice Mitiko (*in memorian*) que nos deixou durante a metade dessa caminhada, porém nunca mediu esforços para me ajudar;

Aos meus amigos da pós-graduação Thais, Aimeé, Priscila, Gabi, Thamila, Leandro, Guilherme, Marcio, João Carlos, Stephanie, Fernanda, Vitalino, Daniel e Alex (*in memorian*) pelos momentos de companheirismo, concentração e descontração, sem eles o dia-a-dia não seria tão animado;

Aos amigos de vida que sempre me apoiaram em todas as decisões.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte dessa minha etapa, o meu muito obrigada.

RESUMO

UEMA, Monique Moraes. *Pegmatitos da região entre Rio Bonito e Saquarema, RJ: tipologia, química mineral e geocronologia*. 2016. 134f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

A área pegmatítica Niterói-Rio Bonito é a mais abundante em pegmatitos no Estado do Rio de Janeiro. Nessa área ocorreu uma grande atividade exploratória de feldspato, quartzo e caulim pelas indústrias de cerâmicas e vidreiras, além da atividade garimpeira de berilo nas proximidades do município de Rio Bonito. Os pegmatitos estudados ocorrem na região nordeste da área citada acima, em cortes de estrada na Rodovia Via Lagos (RJ-124), entre os municípios de Rio Bonito e Saquarema, no qual seccionam as Unidades Palmital (supracrustal do Terreno Cabo Frio), Cassorotiba e Tinguí (ambas do Terreno Oriental). Foram divididos em dois grupos: precoces e tardios, sendo distinguidos por diversos aspectos. A mineralogia dos veios é composta basicamente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e os minerais acessórios são apatita, muscovita, biotita, magnetita, ilmenita, diopsídio, epidoto, granada, hornblenda, sillimanita, pirita, zircão, espodumênio e rutilo além de apresentarem minerais que contém elementos terras raras como monazita, xenotímio, columbita, considerados minerais traçadores para classificação petrogenética de classes e famílias pegmatíticas. Os resultados sugeriram quatro classes (abissal, muscovita, muscovita-elemento raro e elemento raro), com ressalvas em relação a última e, possível assinaturas petrogenéticas NYF e NYF+LCT. Análises geocronológicas U-Pb foram realizadas em quatro pegmatitos, com resultados consistentes com a geração de corpos magmáticos gerados nas fases colisionais II e III no período de 597 a 537 Ma.

Palavras-chave: Pegmatitos. Mineralogia. Rio Bonito. Saquarema. Geocronologia.

ABSTRACT

UEMA, Monique Moraes. *Pegmatites of the region between Rio Bonito and Saquarema, RJ: typology, mineral chemistry and geochronology*. 2016. 134f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

The pegmatitic area Niterói - Rio Bonito is the most abundant in pegmatites in the Rio de Janeiro state. At this area there was a large exploratory activity of feldspar, quartz and kaolin for ceramics and glassworks industries, as well as the mining activity of beryl near Rio Bonito. The study pegmatites occur on the Northeast portion of the area mentioned above, along the Via Lagos Highway (RJ-124), between Rio Bonito and Saquarema counties, which emplace the Palmital Unit (supracrustal Cabo Frio Terrane), Cassorotiba Unit and Tingui Unit (both within the Oriental terrane). They were divided into two groups: early and late, being distinguished by different aspects. The mineralogy of the veins is basically composed of quartz, K-feldspar, plagioclase and the accessory minerals are apatite, muscovite, biotite, magnetite, ilmenite, diopside, epidote, garnet, hornblende, sillimanite, pyrite, zircon, spodumene and rutile, in addition to minerals with rare earth elements in its composition such as monazite, xenotime and columbite, spodumene and rutile, which are considered tracers for petrogenetic classification pegmatites. The results suggest four classes (abyssal, muscovite, muscovite - rare element and rare element), with reservations concerning the last one, in addition to the petrogenetic NYF signature. U-Pb geochronological analyses were conducted in four pegmatites with results consistent with Brazilian magmatic bodies generated from collisional phase II to collisional phase III in a time interval between 597 to 537 Ma.

Keywords: Pegmatites. Mineralogy. Rio Bonito. Saquarema. Geochronology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Imagem de satélite com a localização do perfil de coleta dos pegmatitos.....	18
Figura 2 – Fluxograma de preparação das amostras para análises.....	21
Figura 3 – Fotos com as etapas de preparação das amostras brutas para determinação dos minerais em lupa.....	23
Figura 4 – Separador eletromagnético Frantz.....	26
Figura 5 – Imageamento em MEV do tipo elétrons retroespalhados.....	26
Figura 6 – Imagem de catodoluminescência nos grãos de zircão.....	27
Figura 7 – Espectrômetro de massa utilizado no trabalho.....	27
Figura 8 – Diagrama PxT para condições de formação das diferentes classes petrogenéticas de pegmatitos.....	29
Figura 9 – Proposta de zoneamento em pegmatitos complexos ou heterogêneos...	31
Figura 10 – Províncias Pegmatíticas Nordestina, Oriental e Meridional.....	39
Figura 11 – Regiões de corpos pegmatíticos portadores de berilo na PPO.....	40
Figura 12 – Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro.....	41
Figura 13 – Esboço geológico da área pegmatítica Niterói-Rio Bonito.....	43
Figura 14 – Ocorrências minerais próximas ao perfil de coleta.....	45
Figura 15 – Dados SIGMINE com as ocorrências e requerimentos de substâncias nas proximidades do perfil de coleta.....	46
Figura 16 – Compartimentação tectônica regional com Faixa Brasília, Cráton do São Francisco e Faixa Ribeira.....	47
Figura 17 – Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira.....	48
Figura 18 – Reconstituição dos estágios evolutivos da Faixa Ribeira com os terrenos que envolvem a área de estudo.....	50
Figura 19 – Ocorrência/exploração de berilo (pontos da bibliografia).....	59
Figura 20 – Extração de feldspato (pontos da bibliografia).....	60
Figura 21 – Pegmatitos concordantes com a foliação (MN-03).....	62
Figura 22 – Pegmatito concordante com a foliação (MN-05).....	63
Figura 23 – Granada envolta por magnetita (MN-03).....	64

Figura 24 – Acúmulo de biotita no contato do pegmatito MN-05 com encaixante....	64
Figura 25 – Granada no contato do pegmatito com a encaixante.....	64
Figura 26 – Pegmatito MN-02 dobrado.....	65
Figura 27 – Pegmatito MN-04 no contato entre as Unidades Cassorotiba e Palmital	66
Figura 28 – Bolsão de rocha máfica próximo ao MN-01.....	67
Figura 29 – Enxame de veios pegmatíticos discordantes “T1” cortando o hornblenda-biotita gnaissé do Terreno Oriental (MN-08).....	68
Figura 30 – Pegmatitos tabulares apresentando estrutura de “corta-corta” na Unidade Tinguí.....	68
Figura 31 – Pegmatito tabular com ramificações, falhado, de direção N50°E e intrudido por um dique máfico tardio.....	69
Figura 32 – Megacristais de biotita, quartzo e k-feldspato.....	70
Figura 33 – Granadas em MN-10.....	70
Figura 34 – Pegmatito MN-15 com megacristais de muscovita e cortando a Unidade Tinguí.....	71
Figura 35 – Megacristais de muscovita coletados do MN-15.....	71
Figura 36 – Aplito MN-09 intrudindo em diversas direções a Unidade Palmital.....	72
Figura 37 – Aplito MN-14 com direção N60°E intrudindo a Unidade Tinguí.....	72
Figura 38 – Estereograma com pólos das foliações dos Terrenos Tinguí e Cassorotiba e da Unidade Palmital.....	73
Figura 39 – Fotomicrografia de leucognaissé da Unidade Palmital.....	74
Figura 40 – Fotomicrografia de rocha calcissilicática na Unidade Palmital.....	75
Figura 41 – Fotomicrografia de hornblenda-biotita gnaissé da Unidade Tinguí.....	76
Figura 42 – Fotomicrografia de biotita gnaissé da Unidade Cassorotiba.....	77
Figura 43 – Prancha referente a alguns minerais representativos dos pegmatitos precoces concordantes.....	81
Figura 44 – Prancha referente a alguns minerais representativos dos pegmatitos precoces dobrados.....	82
Figura 45 – Prancha referente a alguns minerais representativos do grupo tardio tabular (T1).....	84
Figura 46 – Prancha referente a alguns minerais representativos do grupo tardio aplitó (T2).....	85

Figura 47 – Prancha indicando diferença na morfologia das granadas dos pegmatitos precoces em relação aos tardios.....	86
Figura 48 – Imagem retroespalhada de columbita do pegmatito MN-01.....	88
Figura 49 – Imagem retroespalhada de columbita do pegmatito MN-01.....	89
Figura 50 – Detalhamento da columbita com o enriquecimento em Fe e K.....	89
Figura 51 – Monazita pertencente ao pegmatito MN-04.....	90
Figura 52 – Imageamento, espectro e teores da monazita do corpo MN-06.....	91
Figura 53 – Imageamento, espectro e teores da monazita do corpo MN-01.....	91
Figura 54 – Cristal de xenotímio do MN-02.....	92
Figura 55 – Cristal de xenotímio do MN-02.....	93
Figura 56 – Cristal de xenotímio do MN-01 com faces preservadas e inclusão de mineral de U em seu espectro.....	93
Figura 57 – Xenotímio do MN-01 e seu espectro com picos de química essencial, pegmatito precoce dobrado.....	94
Figura 58 – Cristal de rutilo do MN-15.....	95
Figura 59 – Cristal de rutilo também do MN-15 também apresentando microfraturas retilíneas.....	95
Figura 60 – Cristal de epidoto do MN-16 e seu espectro de elemento essencial.....	96
Figura 61 – Cristal de epidoto do MN-16 e seu espectro de elemento essencial.....	97
Figura 62 – Granada anédrica, indicando cristalização tardia.....	98
Figura 63 – Granada subédrica e homogênea do MN-03.....	98
Figura 64 – Muscovita referente ao MN-15, pegmatito tardio.....	99
Figura 65 – Cristal de sillimanita do MN-10 com formato euédrico e textura homogênea.....	100
Figura 66 – Cristal de sillimanita do MN-02 com formato euédrico e textura homogênea.....	100
Figura 67 – Cristal de sillimanita do corpo MN-02.....	101
Figura 68 – Imageamento de apatita pertencente ao MN-01.....	102
Figura 69 – Imageamento de apatita pertencente ao MN-01 com um a dois elementos distintos de sua química essencial.....	102
Figura 70 – Imageamento de apatita do corpo MN-03.....	103
Figura 71 – Zoneamento oscilatório em grãos de zircão do MN-01.....	105
Figura 72 – Zoneamento parcial ou difundido em grãos de zircão do MN-01.....	106

Figura 73 – Cristais de zircão com estrutura interna indistinta.....	106
Figura 74 – Grãos de zircão com recristalização. Amostra MN-01.....	107
Figura 75 – Zoneamento oscilatório em grão de zircão MN-05.....	107
Figura 76 – Zoneamento parcial em grãos de zircão no MN-05.....	108
Figura 77 – Faixas alongadas em grãos de zircão no MN-05.....	108
Figura 78 – Estrutura interna indistinta em grãos de zircão do MN-05.....	109
Figura 79 – Zircão apresentando recristalização nas bordas de cristal.....	109
Figura 80 – Grãos de zircão com faixas alongadas.....	110
Figura 81 – Grãos de zircão apresentando zoneamento parcial ou total difundido..	110
Figura 82 – Estrutura interna indefinida em grãos de zircão.....	111
Figura 83 – Lóbulos de recristalização em pegmatitos do MN-08.....	111
Figura 84 – Zoneamento oscilatório em grãos de zircão do MN-15.....	112
Figura 85 – Cristais de zircão com zoneamento parcial ou total difundido.....	112
Figura 86 – Grãos de zircão com núcleo indefinido.....	113
Figura 87 – Grãos de zircão com faixas alongadas em MN-15.....	113
Figura 88 – Histograma de frequência realizado com as idades adquiridas na análise dos grãos.....	114
Figura 89 – Diagrama concórdia com idade concordante de 537 Ma.....	116
Figura 90 – Diagrama concórdia com idade concordante de 562 Ma.....	117
Figura 91 – Histograma de frequência com as idades adquiridas na análise dos grãos da amostra MN-15.....	118

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Pegmatitos alvo deste trabalho, os municípios e as coordenadas de coleta..	20
Tabela 2 –	Representação do material utilizado.....	22
Tabela 3 –	Informações das pesagens no campo (peso coletado) e peso da amostra processada.....	23
Tabela 4 –	Listagem dos minerais identificados por MEV/EDS, suas siglas e fórmulas químicas.....	24
Tabela 5 –	Frações mineralógicas no Frantz.....	25
Tabela 6 –	Classes pegmatíticas.....	35
Tabela 7 –	Esquema de classificação de famílias.....	38
Tabela 8 –	Pegmatitos classificados em relação à estruturação geral e as rochas encaixantes.....	61
Tabela 9 –	Tabela de estimativa semiquantitativa do percentual mineral no concentrado pesado.....	78
Tabela 10 –	Tabela reunindo dados de disposição espacial, terrenos encaixantes e mineralogia dos pegmatitos.....	86
Tabela 11 –	Tabela reunindo dados de disposição espacial, terrenos encaixantes e mineralogia dos pegmatitos.....	87
Tabela 12 –	Relação das estruturas/pegmatitos.....	119
Tabela 13 -	Aspectos físicos e mineralógicos dos pegmatitos estudados.....	124

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CETEM	Centro de Tecnologia Mineral
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
DRM	Departamento de Recursos Minerais
DTCF	Domínio Tectônico de Cabo Frio
EDS	Espectroscopia de Energia Dispersiva
FGEL	Faculdade de Geologia
LGPA	Laboratório Geológico de Preparação de Amostras
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
PPO	Província Pegmatítica Oriental
PRONAGEO	Programa Nacional de Geologia
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SIGMINE	Sistema de Informações Geográficas da Mineração
TCF	Terreno Cabo Frio
TO	Terreno Oriental
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	17
1.	APRESENTAÇÃO DO TEMA.....	17
1.1	Objetivos.....	17
1.2	Localização e vias de acesso.....	18
2.	MATERIAL E MÉTODOS.....	19
2.1	Revisao bibliográfica.....	19
2.2	Etapa de campo.....	19
2.3	Etapa de laboratório.....	20
2.3.1	<u>Preparo das amostras para análise mineralógica em lupa binocular.....</u>	22
2.3.2	<u>Microscopia eletrônica de varredura e microanálises por EDS.....</u>	24
2.3.3	<u>Preparação de amostras para análise geocronológica.....</u>	25
2.3.4	<u>Análise dos dados obtidos e preparação do manuscrito final.....</u>	28
3.	REVISÃO TEMÁTICA.....	28
3.1	Pegmatitos.....	28
3.2	Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro.....	38
3.3	Potencial dos pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro.....	44
4.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	46
4.1	Contexto geotectônico.....	46
4.2	Faixa Ribeira: Terreno Oriental.....	51
4.2.1	<u>Unidade Tinguí.....</u>	52
4.2.2	<u>Unidade Cassorotiba.....</u>	53
4.3	Faixa Ribeira: Terreno Cabo Frio.....	54
4.3.1	<u>Sequência Supracrustal Palmital.....</u>	55
4.4	Corpos granitóides no Terreno Oriental.....	56
4.4.1	<u>Granito Cajú.....</u>	57
4.4.2	<u>Granito Silva Jardim.....</u>	58
4.4.3	<u>Leucogranito Cesário Alvim.....</u>	58
5.	PEGMATITOS DA REGIÃO DE INTERESSE.....	59
5.1	Introdução.....	59
5.2	Descrição de pegmatito.....	60

5.2.1	<u>Pegmatitos precoces (P1 e P2)</u>	62
5.2.2	<u>Pegmatitos tardios (T1 e T2)</u>	67
5.3	Unidades litoestratigráficas encaixantes	73
6.	ANÁLISE MINERALÓGICA E QUÍMICA MINERAL DOS CONCENTRADOS PESADOS	77
6.1	Introdução	77
6.2	Análise mineralógica	79
6.2.1	<u>Pegmatitos precoces</u>	79
6.2.2	<u>Pegmatitos tardios</u>	82
6.3	Química mineral	87
6.3.1	<u>Columbita - (Fe, Mn) (Nb,Ta)₂ O₆</u>	88
6.3.2	<u>Monazita - (Ce,La,Nd, Th)PO₄</u>	90
6.3.3	<u>Xenotímio - YPO₄</u>	92
6.3.4	<u>Rutilo - TiO₂</u>	94
6.3.5	<u>Epidoto - (Ca,Na,Fe)Al₂OSi₃O₁₁OH</u>	95
6.3.6	<u>Granada - (Mg,Fe, Mn,Ca)₃(Al, Fe, Cr)₂(SiO₄)₃</u>	97
6.3.7	<u>Muscovita - KAl₂(Si₃Al)O₁₀(OH,F)</u>	99
6.3.8	<u>Sillimanita - Al₂SiO₅</u>	99
6.3.9	<u>Apatita - Ca₅(PO₄)₃(OH, F, Cl)</u>	101
7.	ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	103
7.1	Análise de MEV em grãos de zircão	103
7.2	Dados geocronológicos e resultados das análises	113
8.	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS OBTIDOS E CONCLUSÕES	118
8.1	Relação temporal entre os corpos pegmatíticos	118
8.2	Relação entre a mineralogia e a química mineral dos corpos pegmatíticos	120
8.3	Relação dos dados geocronológicos com o contexto tectônico da Faixa Ribeira	125
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	126
	REFERÊNCIAS	128
	ANEXO A – MAPA REGIONAL	133
	ANEXO B – MAPA LOCAL	134

INTRODUÇÃO

1. APRESENTAÇÃO DO TEMA

Pegmatitos são rochas portadoras de um vasto número de recursos minerais metálicos (Sn, Be, Li, Nb, Ta, Cs, Bi, Mo, W, Y, Ti, U, etc.), não metálicos (minerais industriais como feldspato, mica, quartzo, etc.) e minerais-gema (berilo, água marinha, topázio, turmalina, espodumênio, etc.) (Cerny & Ercit, 2005; London, 2008).

No Estado do Rio de Janeiro foram descritas inúmeras ocorrências /depósitos/ minas relacionados a pegmatitos (Menezes, 1982; Menezes, 1983; Menezes, 1986; Menezes, 1988; Menezes 1997; Fonseca, 2003; Palermo et al., 2006, DNPM), como aquelas descritas entre Rio Bonito e Saquarema por Menezes (1982), próximas ao local de estudo, que foram exploradas pela indústria vidreira e de cerâmica (Menezes, 1982; Medeiros, 2008), e as com potencial gemológico, especificamente berilo (Menezes, 1982; Palermo et al., 2006; Medeiros, 2008).

Com as excelentes exposições de corpos pegmatíticos e suas encaixantes ao longo da Rodovia Via Lagos entre Rio Bonito e a praça de pedágio em Saquarema, julgou-se oportuno efetuar a caracterização desses vários corpos pegmatíticos, tendo em vista o aproveitamento econômico dessas rochas no entorno próximo. A região é também caracterizada pelo contato entre duas unidades geotectônicas: Terreno Oriental (Tupinambá, 2000) e o Terreno Cabo Frio (Schimtt, 2001). Com este estudo pretende-se contribuir para uma melhor caracterização desses pegmatitos e de sua potencialidade mineral.

1.1. Objetivos

O objetivo principal desse trabalho é a caracterização de pegmatitos localizados entre as cidades de Rio Bonito e Saquarema, pertencentes à Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro, mais precisamente, a nordeste da denominada área pegmatítica Niterói - Rio Bonito (Menezes,1997). Esse estudo trará subsídios para a discussão do potencial metalogenético desse campo pegmatítico.

Para isso, os pegmatitos serão classificados segundo sua mineralogia, discriminando as espécies minerais que são comuns e aquelas que, sendo tipomórficas, permitem refinar a tipologia dos pegmatitos, através de paragêneses únicas.

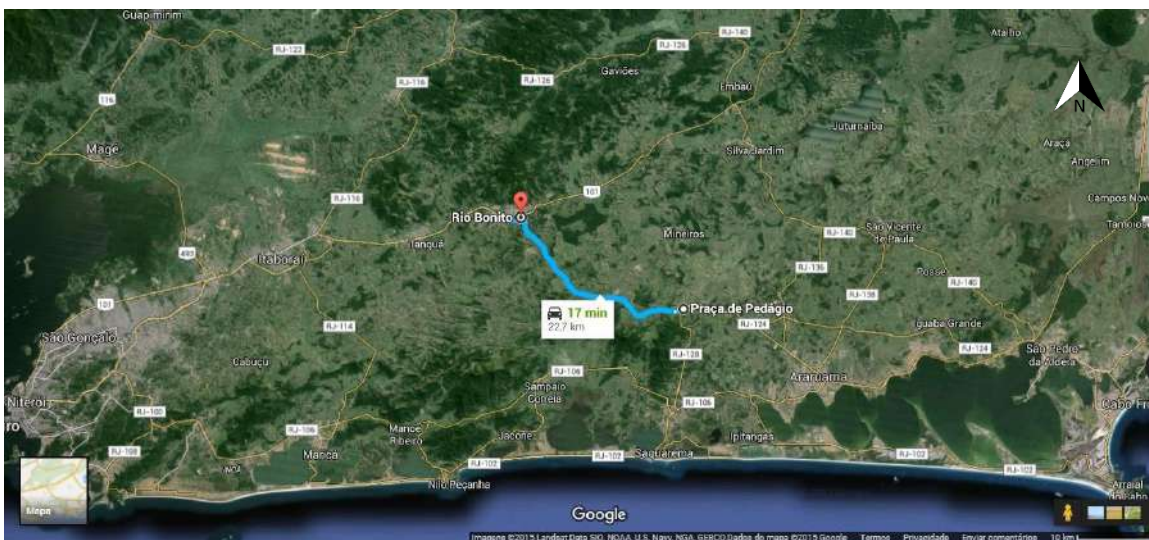
Além disso, será considerada a relação dos pegmatitos com a estruturação regional e em relação às rochas encaixantes. Nesse sentido, a datação de alguns pegmatitos trará subsídios para a discussão da idade de *emplacement* dos pegmatitos em relação ao evento orogênico colisional da Faixa Ribeira e a correlação com possíveis áreas fontes.

1.2. Localização e Vias de acesso

O perfil de coleta situa-se ao longo da rodovia RJ-124, conhecida como Via Lagos, entre os municípios de Rio Bonito e Saquarema, sudeste do Estado do Rio de Janeiro e totaliza 22 km aproximadamente (figura 1).

Para alcançar a área de estudo a partir da cidade do Rio de Janeiro, deve-se pegar a rodovia BR-101 em direção a Região dos Lagos por cerca de 79 km cortando os municípios de São Gonçalo, Itaboraí, Tanguá e Rio Bonito. Após a chegada ao município de Rio Bonito, percorre-se cerca de 22 km pela Via Lagos até a praça do pedágio no bairro Palmital, Saquarema.

Figura 1- Imagem de satélite com a localização do perfil de coleta dos pegmatitos



Nota: Perfil de coleta destacado em azul (Rodovia Via Lagos/RJ-124) entre o município de Rio Bonito e a praça do pedágio no bairro Palmital, Saquarema, RJ.

Fonte: *Google Earth*, 2015.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos e procedimentos de estudo dos corpos pegmatíticos envolveram três etapas: revisão bibliográfica, etapa de campo e etapa de laboratório, como descritas a seguir:

2.1. Revisão Bibliográfica

Foi feita a revisão de artigos científicos e trabalhos acadêmicos (monografias, dissertações e teses) relacionados ao tema da pesquisa além das informações contidas nas cartas geológicas Cabo Frio (Schmitt et al., 2009) e Itaboraí (Peternel et al., 2012) produzidas pelo PRONAGEO. Além disso, foram efetuadas consultas sobre os recursos minerais já explorados nos pegmatitos da região de interesse utilizando o aplicativo SIGMINE do Departamento Nacional de Produção Mineral disponível no site <http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap/>, selecionando tanto os pedidos de lavra como os de pesquisa mineral no entorno da área de interesse e publicações do DRM-RJ como o Cadastro de Recursos Minerais da área continental do Estado do Rio de Janeiro (Palermo et al., 2006) e o Catálogo dos principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro (Menezes, 1982). Finalmente, foi preparado um mapa preliminar em ambiente SIG com as informações bibliográficas sobre a presença de pegmatitos e indícios de mineralizações, tendo como base os mapas geológicos do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro citados acima (Anexo 1) e um mapa mais detalhado somente com os pontos de campo (Anexo 2).

2.2. Etapa de Campo

Devido às obras de duplicação da rodovia Via Lagos, novos cortes de estradas revelaram a presença abundante de pegmatitos no trecho entre Rio Bonito e pedágio de Saquarema. Foram identificados 16 corpos pegmatíticos, na maioria das vezes intemperizados, mas com textura e estruturas preservadas. Os mesmos foram descritos em detalhe e desenhados em croquis sobre fotografias, observando a disposição espacial dos

corpos em relação às estruturas (pegmatitos discordantes à foliação, pegmatitos concordantes à foliação, pegmatitos dobrados) e as litologias encaixantes pertencentes à Unidade Palmital do Terreno Cabo Frio e Unidades Cassorotiba e Tinguí, ambas pertencentes ao Terreno Oriental. Após essa etapa, foram coletadas 16 amostras representativas de pegmatitos diversos (tabela 1), com auxílio de martelo, balde, sacos plásticos resistentes e etiquetas identificadoras. Cada amostra, com aproximadamente 10 kg, representa uma amostra composta, ou seja, a coleta deu-se em diferentes pontos de um mesmo pegmatito, já que os pegmatitos possuem granulometria grossa e por vezes zoneamento mineral. Dessa forma, as amostras representam a totalidade do corpo. Além disso, também foram coletadas quatro amostras de rochas encaixantes para confecção de lâminas delgadas.

Tabela 1- Pegmatitos alvo deste trabalho, os municípios e as coordenadas de coleta.

PEGMATITO	MUNICÍPIO	UTM X	UTM Y
MN-01	SAQUAREMA	758059	7476290
MN-02	SAQUAREMA	757405	7476293
MN-03	SAQUAREMA	755084	7477066
MN-04	RIO BONITO	751356	7477952
MN-05	RIO BONITO	750699	7478156
MN-06	RIO BONITO	749629	7478615
MN-07	RIO BONITO	746892	7482093
MN-08	RIO BONITO	747322	7481779
MN-09	RIO BONITO	748982	7479713
MN-10	RIO BONITO	749221	7479084
MN-11	RIO BONITO	749627	7478580
MN-12	RIO BONITO	750168	7478213
MN-13	RIO BONITO	746954	7482107
MN-14	RIO BONITO	746946	7482133
MN-15	RIO BONITO	746853	7482468
MN-16	RIO BONITO	746873	7482354

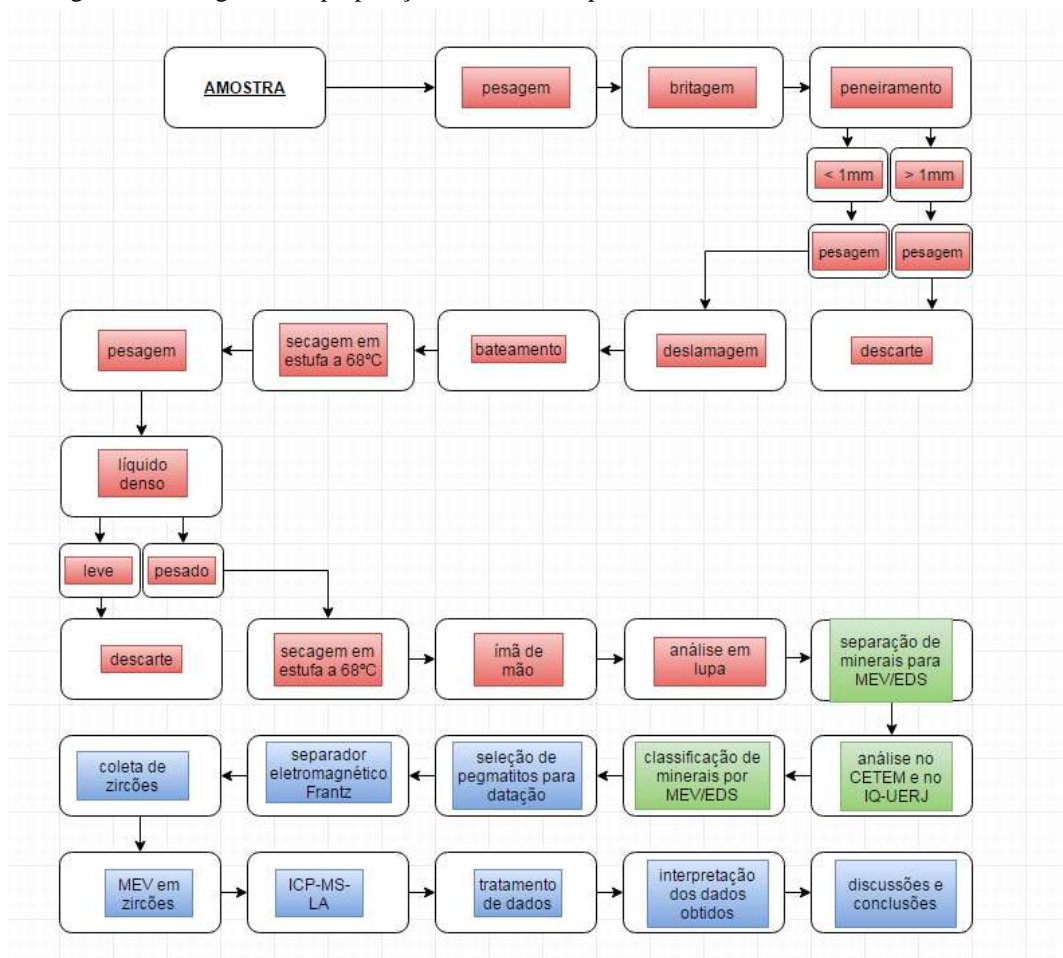
2.3. Etapa de Laboratório

Considerando a granulometria grossa dos pegmatitos e o grau intempérico de moderado a alto, a metodologia empregada para a definição da tipologia dos pegmatitos será a utilizada largamente na bibliografia (Cerny & Ercit, 2005; Cerny et al., 2013; London, 2008), qual seja a identificação dos minerais em lupa binocular. Essa etapa foi efetuada no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ (FGEL). Posteriormente, foi realizada a seleção de minerais para análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV) no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), no

Instituto de Química da UERJ e a parte geocronológica no Laboratório Multi-Usuário de Análises Químicas e Isotópicas (Multilab) da FGEL. Foram confeccionadas quatro lâminas petrográficas referentes às rochas encaixantes dos pegmatitos.

O fluxograma (figura 2) demonstra as etapas na preparação de amostras para observação em lupa binocular (em vermelho), classificação de minerais em MEV (em verde) e datação geocronológica (em azul).

Figura 2- Fluxograma de preparação das amostras para análises



Legenda: fase vermelha – preparação das amostras para análise em lupa binocular

Fase verde – classificação dos minerais por MEV

Fase azul – análise geocronológica

Concomitantemente ao processo, foram preparadas no LGPA cinco lâminas petrográficas referentes a encaixantes para análise em microscópio petrográfico. Abaixo, uma tabela apresentando o material coletado, a finalidade e a quantidade (Tabela 2).

Tabela 2- Representação do material utilizado

AMOSTRA	MATERIAL COLETADO	FINALIDADE	QUANTIDADE
MN-01 a MN-16	Pegmatito	Identificação de minerais em lupa	16
MN-01	columbita	MEV/EDS	2
MN-04/06/13	monazita	MEV/EDS	3
MN-01/02	xenotímio	MEV/EDS	4
MN-15	rutilo	MEV/EDS	2
MN-16	epidoto	MEV/EDS	2
MN-03/04	granada	MEV/EDS	2
MN-15	muscovita	MEV/EDS	1
MN-02/10	sillimanita	MEV/EDS	3
MN-01/03	diopsídio	MEV/EDS	3
MN-05A	encaixante do MN-05	Petrografia	1
MN-05B	encaixante do MN-05	Petrografia	1
MN-11CA	lente calcissilicática	Petrografia	1
MN-11BG	encaixante do MN-11	Petrografia	1
MN-01/05/08/15	zircão	ICP-LA-MS	112

2.3.1. Preparação das amostras para análise mineralógica em lupa binocular

Inicialmente efetuou-se a pesagem das amostras coletadas, a maioria alcançou em torno de 10 kg, o que é representativo de cada corpo. Cada amostra foi britada, utilizando-se o britador de mandíbulas, repetindo o procedimento entre quatro a cinco vezes, dependendo do grau de intemperismo da amostra. Seguiu-se com o peneiramento manual em malha 1 mm (18#). A fração maior (>1mm) foi pesada e descartada e a menor (< 1mm), após pesagem, seguiu para a deslamagem, que tem por finalidade separar os minerais que possam estar agregados e retirar os argilominerais, o que comprometeria a separação mineralógica por bateamento. Procedeu-se ao bateamento, que teve como finalidade descartar a grande quantidade de minerais leves essenciais nos pegmatitos como quartzo e feldspatos. Após o bateamento, prosseguiu-se a secagem do material em estufa a aproximadamente 68°C, pesagem novamente do material seguido de separação mineralógica por meio de líquido denso (politungstato de sódio com densidade 2,92g/cm³) e secagem em estufa a 68°C. Procedeu-se então a separação magnética com imã embuchado (AlNiCo) para retirada dos minerais ferromagnéticos, como magnetita, e a limalha proveniente do britador. Finalizando a primeira etapa com análise em lupa binocular das diferentes frações resultantes, totalizando 16 amostras. Nessa etapa, os minerais são identificados pela sua cor, hábito, brilho e clivagem. Os minerais foram descritos, fotografados e quantificados, resultando numa tabela quantitativa apresentada no capítulo 5.

Abaixo, a tabela 3 exhibe as pesagens de acordo com as etapas citadas e a figura 3

ilustra as etapas laboratoriais até agora descritas.

Tabela 3- Informações das pesagens no campo (peso coletado) e peso da amostra processada

AMOSTRA	PESO COLETADO (Kg)	PESO < 18# (Kg)	PESO > 18# (Kg)	PESO BATEADO (g)
MN-01	10,325	6,570	3,755	13,480
MN-02	11,570	5,610	5,960	1,909
MN-03	9,005	5,740	3,265	32,548
MN-04	8,350	3,360	4,990	4,802
MN-05	10,105	1,905	8,200	4,713
MN-06	7,745	3,285	4,460	8,023
MN-07	9,410	2,365	7,045	7,464
MN-08	12,375	3,845	8,530	10,424
MN-09	9,895	3,055	6,840	33,957
MN-10	13,500	5,700	7,800	18,978
MN-11	11,865	5,025	6,840	12,550
MN-12	11,410	4,885	6,525	14,458
MN-13	9,765	4,310	5,395	2,609
MN-14	11,215	4,890	6,325	6,728
MN-15	12,720	5,580	7,140	26,442
MN-16	10,305	4,970	5,335	33,562

Figura 3- Fotos com as etapas de preparação das amostras brutas para determinação dos minerais em lupa



Legenda: (A) as amostras em bruto para britagem (B) produto da primeira britagem; (C) produto final da britagem para peneiramento; (D) separação das amostras nas frações (<1mm e >1mm), (E) bateamento das amostras; (F) e (G) líquido denso; (H) armazenamento das amostras após o líquido denso; (I) retirada da magnetita com ímã embuchado; e (J), (K) e (L) descrição em lupa binocular da fração pesada.

2.3.2. Microscopia Eletrônica de Varredura e microanálises por EDS

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é um equipamento que produz imagens com alta ampliação e resolução, funcionando com a emissão de feixes de elétrons utilizados como iluminação sobre uma amostra ao invés da luz visível com feixes de fótons, como acontece nos microscópios ópticos convencionais, oferecendo imagens com resoluções espaciais, graus detalhados de caracterização estrutural, espectroscópicas, composicionais e cristalográficas. O EDS (energy dispersive x-ray detector, EDX ou EDS) é um acessório para caracterização dos minerais. Quando o feixe de elétrons incide sobre o mineral, os elétrons dos átomos mais externos ficam excitados, mudando os níveis de energia. Ao retornarem para a posição inicial, liberam a energia adquirida em comprimento de onda no espectro de raios-x. Um detector instalado no MEV mede essa energia e determina quais elementos químicos estão presentes no mineral (<http://www.degeo.ufop.br/laboratorios/microlab/mev.htm>).

Preparou-se duas sessões polidas com diversos minerais (columbita, xenotímio, monazita, granada, rutilo, sillimanita, diopsídio, epidoto e muscovita) referentes aos dezesseis corpos pegmatíticos para análises nos MEVs pertencente ao Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e ao Instituto de Química da UERJ. Abaixo segue a listagem dos minerais classificados pelo MEV (tabela 4).

Tabela 4- Listagem dos minerais identificados por MEV/EDS, suas siglas e fórmulas químicas

MINERAL	FÓRMULA QUÍMICA
COLUMBITA	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{NbO}_6$
APATITA	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$
EPIDOTO	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O} \cdot \text{Si}_3\text{O}_{11}\text{OH}$
GRANADA	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{O}_{12})$
MONAZITA	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$
MUSCOVITA	$\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$
RUTILO	TiO_2
SILLIMANITA	Al_2SiO_5
XENOTÍMIO	YPO_4

Fonte: rc.unesp.br

2.3.3. Preparação de amostras para análise geocronológica

Baseado nas observações de campo e classificação dos pegmatitos em relação às estruturas e rochas encaixantes foram selecionados quatro pegmatitos para análise geocronológica: MN-01, MN-05, MN-08 e MN-15.

Os minerais de maior interesse para a aplicação do método U-Pb são aqueles que contêm U compatível à estrutura cristalina e apresentam teores de Pb primário incompatível à estrutura cristalina. Esses minerais são geralmente acessórios de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, como zircão, monazita, titanita, rutilo e xenotímio.

O zircão é o mais utilizado, pois além de conter teores de U e Pb radiogênico em quantidades mensuráveis (10 - 1.000 ppm), contém pouco Pb primário. As séries de decaimento do Urânio são ferramentas com resolução de tempo hábil para estudar os processos da Terra. Ele possui dois isótopos radioativos de interesse: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, onde os decaimentos resultam nos isótopos estáveis $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, respectivamente (Sato, K. et al., 2008). Cada razão é um geocronômetro independente, porém são utilizados em conjunto no diagrama concórdia para verificar se houve ou não uma abertura do sistema para os elementos das duas séries. Caso essas duas séries possuírem idades absolutas cujas incertezas estejam dentro do desvio de cada idade, estarão dentro de uma isócrona no diagrama concórdia, demonstrando que não houve perda ou fracionamento de Pb (Lopes, C.G., 2014). Para isso, procedeu-se o tratamento dessas frações, precisamente as frações mais densas e não magnéticas, que poderiam concentrar zircão.

Foi realizado o processamento através do separador eletromagnético Frantz (figura 4-M), que deve estar configurado com ângulo de inclinação lateral de 15° e inclinação frontal de 10. Inicialmente deve-se utilizar a amperagem inicial de 0,2A e a vibração em torno de 5, variando conforme a granulometria da amostra. A cada amperagem aplicada (0,5 A, 0,75A, 1,0A e 1,5 A), são recuperados diferentes minerais conforme a tabela 5.

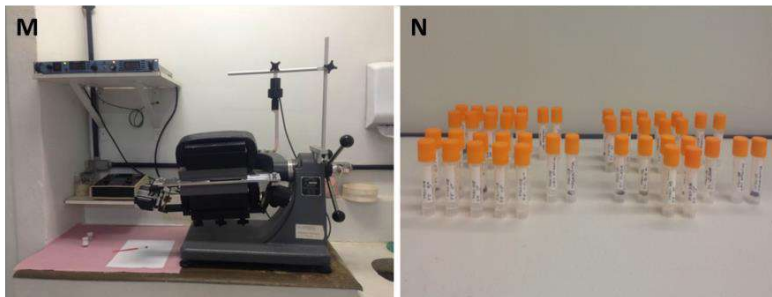
Tabela 5- Frações mineralógicas no Frantz

Amperagem	Mineral
0,2	ilmenita, granada, anfibólio
0,5	titanita, monazita, xenotímio, columbita-tantalita, turmalina preta
0,75	titanita, turmalina colorida
1	titanita e rutilo
1,5	rutilo

Legenda: Frações mineralógicas de acordo com a variação de amperagem no Frantz inicial. Inclinação lateral: 10° / Inclinação frontal: 2° - 5°.

Finalmente, a amostra restante não magnética (não atraível a 1,5 A) seguiu novamente para o Frantz com 1,5 A e inclinação variada para a separação de grãos de zircão com diferentes graus de atração eletromagnética (figura 4-N).

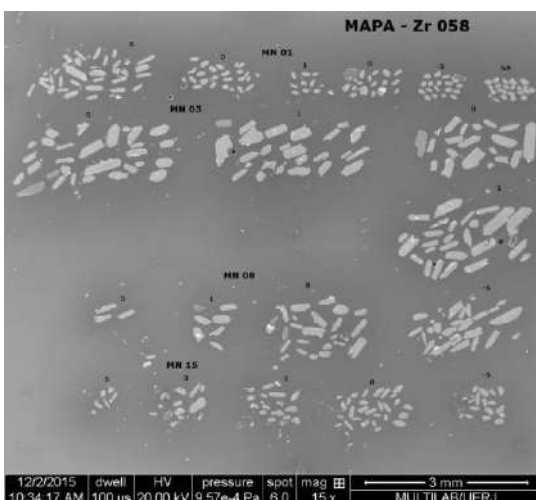
Figura 4- Separador eletromagnético Frantz



Legenda: Equipamento Frantz (M) e amostras processadas em diferentes frações pelo equipamento (N).

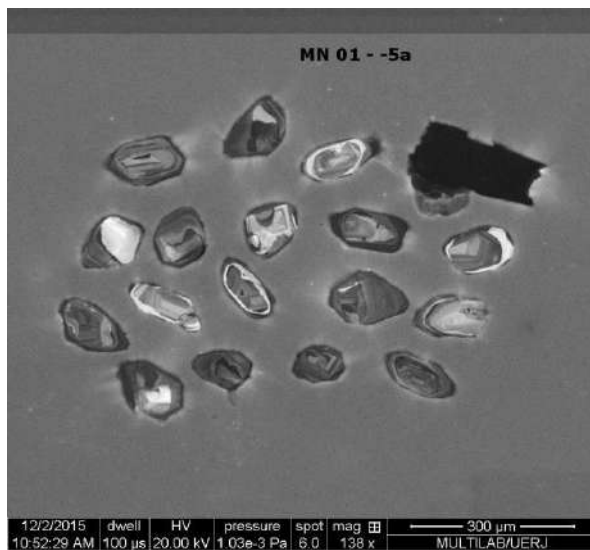
Após essa etapa, é feita a catação de cerca de vinte grãos de zircão em cada uma dessas frações, que são colados numa fita dupla face em placa de petri, identificados. A partir daí, as amostras seguiram para o Laboratório MultiLab para que fosse feita a montagem em epóxi dos grãos de zircão e o polimento. Em seguida, os grãos de zircão foram analisados em MEV, produzindo imagens tipo elétrons retroespalhados (figura 5) e tipo catodoluminescência (figura 6).

Figura 5- Imageamento em MEV do tipo elétrons retroespalhados



Legenda: Quatro amostras de corpos pegmatíticos (MN-01, MN-05, MN-08 e MN-15).

Figura 6- Imagem de catodoluminescência nos grãos de zircão



Legenda: Fração -5 referente ao pegmatito do afloramento MN-01.

Para realização da datação U-Pb das amostras, foi utilizado o espectrômetro de massa Neptune da ThermoFinnigan (figura 7) e o tratamento de dados foi feito em software Data Evaluation (Neptune Software) e no programa ISOPLOT para a confecção dos diagramas da concórdia, dos gráficos e, por fim, obtenção das idades modelo.

Figura 7- Espectrômetro de massa utilizado no trabalho



2.3.4. Análise dos dados obtidos e preparação do manuscrito final

De posse das informações compiladas pela análise bibliográfica e dos dados obtidos pelas análises, foi possível a elaboração da dissertação, constituída pelos capítulos introdutórios, pelos resultados, discussão e considerações finais, atendendo às normas do Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

3. REVISÃO TEMÁTICA

3.1. **Pegmatitos**

Segundo London (2008), pegmatitos são rochas ígneas cuja composição dominante é granítica, tendo, em suas características prevaletentes, o tamanho dos cristais extremamente grossos e abundância de texturas esqueléticas, gráficas e outros hábitos de crescimento fortemente direcionais. Podem ser homogêneos com limites abruptos ou zonados e têm, como rochas encaixantes, as rochas ígneas ou metamórficas. Formam em geral, diques, soleiras e corpos irregulares, ou ainda segregações tardias inclusas em batólitos graníticos, variando em espessura (metros a centenas de metros) e comprimento (metros a quilômetros).

Nos últimos 30 anos, avanços significativos ocorreram no estudo da gênese dos pegmatitos, destacando-se os estudos de Cerny & Ercit (2005), dentre outros.

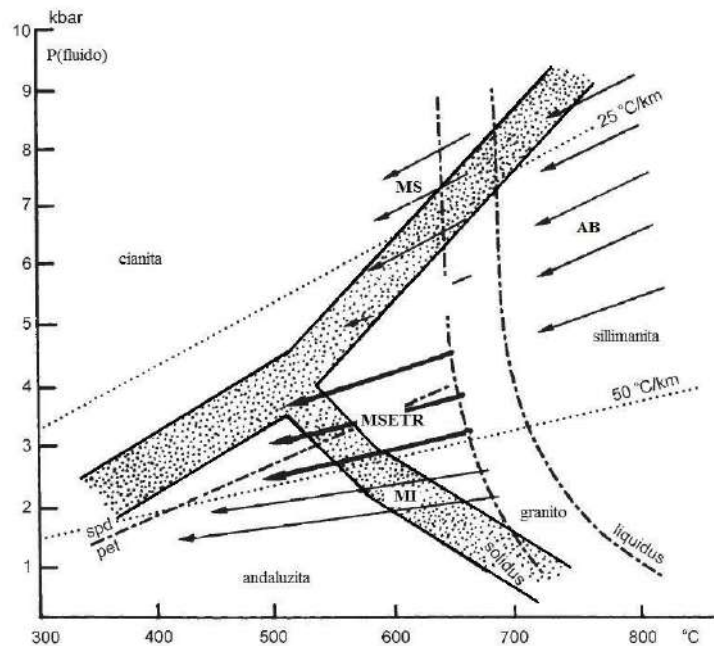
Diferentes hipóteses têm surgido na tentativa de explicar a gênese dos pegmatitos, ainda que existam algumas dúvidas quanto aos processos geradores. Os processos de cristalização fracionada e de fusão parcial (anatexia) a partir de magmas graníticos são as hipóteses mais aceitas na tentativa de explicar a origem dos diferentes tipos de magmas pegmatíticos (London, 2008).

De acordo com Landes (*in* Fonseca, 2003), a fusão parcial gera pegmatitos anatéticos com pouco valor em termos de ocorrência mineral-gema, porém com interesse econômico pelo aproveitamento de minerais industriais como quartzo, feldspato e caulim. A cristalização fracionada seria responsável por gerar pegmatitos residuais com possível valor gemológico e elevadas concentrações de minerais-raros de interesse econômico devido à cristalização de

rochas graníticas residuais ricas em fluidos e em elementos químicos de alta incompatibilidade.

Conforme London (2008), as temperaturas de cristalização dos pegmatitos estão entre *ca* 350-450°C, ou seja, bem abaixo da curva *solidus* para magmas graníticos (*ca* 650-700°C). Isso devido à influência de fluidos que abaixam significativamente as curvas *liquidus* e *solidus* do magma, interrompendo momentaneamente a nucleação de quartzo e feldspato. Quanto à pressão, as condições podem variar entre ~300-500 Mpa para os pegmatitos comuns e entre ~300 - 200 Mpa para os pegmatitos com elementos raros mais evoluídos e miarolíticos e, por último, a cerca de ~150 Mpa para as pequenas segregações pegmatíticas formadas dentro de corpos magmáticos subvulcânicos. A figura abaixo, retirada de Cerný & Ercit (2005), indica as condições de formação dos diversos tipos de pegmatitos (figura 8).

Figura 8- Diagrama P×T para condições de formação das diferentes classes petrogenéticas de pegmatitos



Legenda: *Abissal (AB)*, *muscovita (MS)*, *muscovita-elemento raro (MSETR)* e *miarolítico (MI)*. Adaptado de Cerný & Ercit (2005).

Os pegmatitos geralmente possuem como minerais principais o quartzo, feldspatos e micas, porém alguns são associados a minerais raros como espodumênio, turmalina, topázio, cassiterita, berilo, columbita-tantalita, uraninita, apatita, xenotímio entre outros, formados a partir de processos que levam ao enriquecimento em elementos incompatíveis, gerando assembleias minerais exclusivas e economicamente interessantes. London (2008) aponta que a interação entre elementos químicos sob condições físico-químicas que levam ao

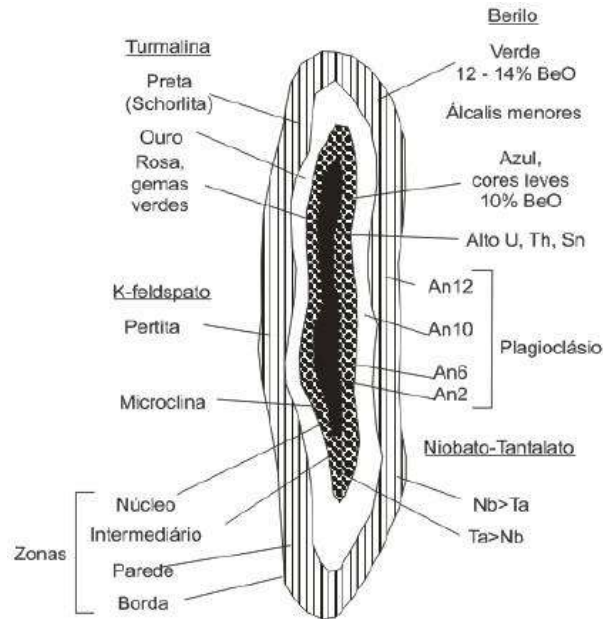
desenvolvimento das estruturas pegmatíticas permite estabelecer uma mineralogia diversificada e uma zonalidade mineralógica.

Os pegmatitos são classificados como simples (comum) ou complexos de acordo com a composição mineralógica, e homogêneos ou zonados em função da ausência ou não de estruturas internas (London, 2008).

Os *pegmatitos simples ou homogêneos* são formados essencialmente de quartzo, feldspato e mica. Em geral são estéreis e não apresentam zoneamento interno bem definido, embora o quartzo possa ocupar preferencialmente os domínios centrais da estrutura. Os minerais acessórios mais comuns são granada, turmalina e apatita. São os tipos mais comuns e são economicamente interessantes para a extração de minerais industriais (Menezes, 1997). Os pegmatitos denominados *complexos, zonados ou heterogêneos* são o resultado de um único período de cristalização e compõem-se de zonas com mineralogia e texturas contrastantes dispostas simetricamente em relação ao centro do pegmatito (London, 2008) (Figura 9).

Cameron (1949 apud London, 2008) propôs as bases para descrever a estrutura zonal dos pegmatitos heterogêneos: *zona marginal ou borda* que circunda completamente o corpo pegmatítico, ficando em contato com a rocha encaixante, de granulação fina, não passando geralmente de cerca de dez centímetros de espessura, textura granular hipidiomórfica ou bimodal, caso constitua uma matriz para cristais maiores de turmalina, berilo, muscovita, biotita e hornblenda. Tem aparência de um aplito; *zona de muro ou parede* com grãos mais grossos, em geral onde se encontram turmalina, berilo, feldspatos e micas; *zona intermediária* onde ocorre o aumento gradacional do tamanho dos grãos da borda para o núcleo. Está presente nessa zona a maioria dos minerais econômicos e exóticos como os minerais petalita, berilo, ambligonita, columbita-tantalita, espodumênio e grandes cristais de feldspato; e, finalmente, o *núcleo* disposto na parte central, de proporções variáveis, comportando-se simétrica ou assimetricamente em relação às outras zonas. Essa zona é composta de quartzo maciço dispostos de forma regular ou irregular, podendo conter também feldspato, muscovita, rara biotita, pertita, albita, aluminossilicatos de lítio.

Figura 9- Proposta de zoneamento em pegmatitos complexos ou heterogêneos



Fonte: Guilbert & Pak (1986 in Piza, 2012).

Quanto à profundidade de colocação dos corpos graníticos, os pegmatitos podem apresentar, em sua composição, diferentes metais econômicos como proposto por Buddington (1959). Mais recentemente, Cerný & Ercit (2005) propõem uma classificação baseada na correlação do ambiente geológico/tectônico e, segundo os critérios petrogenéticos dos pegmatitos, classificam os mesmos em cinco classes, dez subclasses, catorze tipos e sete subtipos (tabela 6), como descrito a seguir:

- **Classe Abissal (AB)** - gerados em condições P-T de fácies anfíbolito alto a granulito, englobando pegmatitos de profundidade intermediária em terrenos desidratados de alta temperatura (Yardley, 2004 apud Cerny & Ercit, 2005). Correspondem a produtos de fusão parcial. São comuns leucossomas migmatíticos e suas segregações. Sua textura é complexa, incluindo unidades aplíticas encontrados em pegmatitos de níveis mais rasos. Geralmente não possuem interesse econômico, porém podem conter mineralizações de U, Th, Y, ETR, Nb e Zr. A classe abissal é subdividida em quatro subclasses:

- **AB-ETRP** - Abundância em Nb, ETR, Y, Zr, U, Ti. U e Th que se concentram como elementos de substituição em óxidos de Y-ETR-Nb (uraninita, zircão, allanita).

- **AB-ETRL** - Menor concentração de Nb e ETR. U e Th são substituintes de fases silicatadas para allanita, monazita, menor concentração de uraninita e thorita.
 - **AB-U**- Concentração insignificante de Nb, Y e ETR. U e Th se tornam elementos estruturais importantes em espécies minerais daqueles elementos como uraninita e thorita.
 - **AB-BBE** - Pegmatitos peraluminosos enriquecidos em B e/ou Be. Desenvolvidos em ambientes complexos (dumortierita, grandidierita, werdingita, crisoberilo e safirina).
- **Classe Muscovita (MS)** – ocorrem em rochas de fácies anfíbolito de P intermediária, caracterizadas pela progressão metamórfica cianita-sillimanita na clássica série barrovia. Formados por anatexia ou baixa taxa de diferenciação de granitos autóctones e refusões. Como pegmatitos geralmente estéreis em mineralizações, tem importância para indústria de cerâmica devido à qualidade de feldspato, quartzo e mica. Não possui subclasses devido à simplicidade de sua composição. Assinatura química composta basicamente de Ca, Ba, Sr, Fe e Mn, constituído pelos minerais muscovita, biotita, granada (almandina e espessartita), cianita e sillimanita).
 - **Classe Muscovita-Elemento Raro (MS-ETR)** - o ambiente que recebe essa classe é o intermediário entre a classe muscovita e a classe elemento-raro. São, em maior parte, discordantes da foliação e ocasionalmente mostra zoneamento regional em relação aos granitos parentais. Possui muscovita de alta qualidade e concentração de elementos raros com potencial econômico como o berilo, cassiterita, columbita, silicatos de lítio e óxidos de ETR-Nb-U. Possui duas subclasses:
 - **MSETR-ETR** - Assinatura geoquímica incerta em relação a sua associação a fontes plutônicas. Concentrações de ETR, Be, Y, Ti, U, Th, Nb-Ta (muscovita, fergusonita, samarskita, monazita e berilo).
 - **MSETR-Li** - Assinatura geoquímica mostrando clara associação a fontes plutônicas. Composto de minerais de Li, Be e Nb (berilo, cassiterita, lepidolita, columbita).
 - **Classe Elemento-Raro (ETR)** - Engloba pegmatitos gerados pela diferenciação de plútons graníticos, de profundidade intermediária a rasa e com tendência de concentrar em proporções econômicas elementos litófilos. É subdividida em duas subclasses:

- **ETR-ETR** - Derivados de granitos metaluminosos a peraluminosos pós orogênicos a anorogênicos de variadas profundidades, ocorrendo em ambiente extensional em sua maioria. Empobrecida em P, B, S, ETR, Li, Rb e Ce. Dividida em 3 tipos (em maior quantidade, os primeiros citados):

i) allanita-monazita – minerais de ETR, U, Th, (Be, Nb-Ta, F,P).

ii) euxenita – minerais de ETR, Y, Ti, Zr, Nb-Ta, (F,P).

iii) gadolinita – minerais de Be, Y, ETR, Zr, Ti, Nb-Ta, F, (P).

- **ETR-Li** - Produtos de diferenciação de granitos peraluminosos sin a tardi orogênicos, sendo, portanto, a maioria relacionada a regimes compressoriais. Com o fracionamento, ocorre acúmulo de álcalis raros, Be, Sn, Nb>Ta, B, P e F. Dividida em quatro tipos e sete subtipos:

iv) berilo

a) berilo-columbita – presença de minerais de Be, Nb-Ta e menor concentração de Sn e B.

b) berilo-columbita-fosfato – presença de minerais de Be, Nb-Ta, P, menor concentração de Li, F, Sn, B.

v) complexo

c) espodumênio – minerais de Li, Rb, Ce, Be, Ta-Nb (Sn, P, F, ±B)

d) petalita – minerais de Li, Rb, Ce, Be, Ta-Nb (Sn, P, F, ±B)

e) lepidolita – minerais de Li, F, Rb, Cs, Be, Ta-Nb (Sn, P, B)

f) elbaíta – minerais de Li, P, Rb, Sn, P (Ta, Be, Cs)

g) ambligonita – minerais de Li, Rb, Cs, Ta-Nb, Be, (Sn)

vi) albita-espodumênio – minerais de Li (Sn, Be, Ta-Nb, ±B)

vii) albita – minerais de Ta-Nb, Be (Li, ±Sn, B)

- **Classe Mirolítica (MI)** - Ocorrem como numerosas segregações crustais rasas

dentro dos plútons graníticos. São distinguidos por uma abundância de argila em cavidades denominadas miaroles. São o principal recurso pegmatítico para extração de gemas. Na classificação de Ginsburg (1984), apud London (2008), o termo miarolítico foi adotado para refletir níveis rasos devido às cavidades abundantes. São divididas em duas subclasses:

- **MI-ETR** - Associados a granitos anorogênicos nos quais a liberação da fase gasosa é conduzida por resfriamento rápido associado à queda brusca de pressão. Divide-se em dois tipos:

viii) topázio-berilo – minerais de ETR, Be, Nb-Ta, F, Ti.

vx) gadolinita-fergusonita – minerais de ETR, Nb-Ta, Ti, Zr.

- **MI-Li** - Relacionados aos mesmos tipos de granitos que geram a classe elementos raros-Li. Ocorre estabilização de silicatos de B e Li. Divide-se em quatro tipos:

x) berilo-topázio – minerais de ETR, Be

xi) espodumênio – minerais de ETR, Li

xii) petalita – Distinção muito sutil em relação ao subtipo espodumênio.

xiii) lepidolita – rico em micas, principalmente compostas de Li.

Tabela 6- classes pegmatíticas

CLASSE	AMBIENTE DE FORMAÇÃO	RELAÇÃO COM GRANITOS	SUBCLASSE	ASSINATURA QUÍMICA	MINERALOGIA	TIPO	SUBTIPO
ABISSAL	Fácies anfibolito alto a granulito ($\pm 4 - 9$ Kbar/ $\pm 700 - 800^\circ\text{C}$)	não	ETR pesado	ETR pesado, Y, Nb, Zr, U, Ti	óxidos de Y, Nb, uraninita, zircão, allanita	-	-
			ETR leve	ETR leve, U, Th, Ti	allarita, monazita, uraninita, thorita		
			U	U, Th, Zr, ETR leve	uraninita, thorita, zircão, allanita		
			BBe	B, Be	dumortierita, grandierita, crisoberilo, safrina		
MUSCOVITA	Fácies anfibolito de alta pressão, barroviense (cianita-sillimanita), $\pm 5 - 8$ Kbar/ $\pm 580 - 650^\circ\text{C}$	não	-	Ca, Ba, Sr, Fe > Mn	muscovita, biotita, almandina-essessarita, cianita, sillimanita	-	-
MUSCOVITA-ER	Fácies anfibolito de pressão moderada a alta $\pm 3 - 7$ Kbar/ $\pm 520 - 650^\circ\text{C}$	interior a exterior, definição fraca para localização	ETR Li	Be, Y, ETR, Ti, U, Th, Nb-Ta Li, Be, Nb	muscovita, monazita, berilo, almandina, essessarita berilo, cassiterita, columbita, lepidolita, espodumênio	-	-
ELEMENTO RARO	Baixa pressão, de xisto verde a anfibolito, profundidade rasa, $\pm 2 - 4$ Kbar/ $\pm 450 - 650^\circ\text{C}$	Diferenciação de granitos de profundidade rasa	ETR	Be, Y, ETR, Th, Nb > Ta, F	allarita, monazita, zircão, rutilo, fluorita, ilmenita, euxenita, xenotímio, gadolinita, fergusonita, samarskita	allanita-monazita euxenita gadolinita	-
			Li	Li, Rb, Cs, Bc, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F	berilo, columbita, tantalita, rutilo, espodumênio, lepidolita, ambigonita, polucita, petalita, topázio, microlita		
MIAROLÍTICO	Baixa pressão, rasos eventos regionais que afetam rochas hospedeiras, fácies xisto verde a anfibolito $\pm 1,5 - 3$ Kbar/ $400 - 500^\circ\text{C}$	granitos subvulcânicos rasos	ETR	Y, ETR, Be, Nb, F, Ti, U, Zr	topázio, fluorita, berilo, zircão, xenotímio, monazita	topázio-berilo gadolinita fergusonita	-
			Li	Li, Be, B, F	turmalina, berilo, topázio, lepidolita, espodumênio	berilo-topázio espodumênio petalita lepidolita	-

Fonte: compilação Cerný & Ercit (2005)

Cerný & Ercit (2005) introduzem ainda uma nova classificação petrogenética que corresponde ao enriquecimento de elementos produzidos por fracionamento, classificados em *NYF*, *LCT* e *NYF+LCT* (tabela 7):

- ***NYF***: seguem uma tendência alcalina, manifestando-se principalmente por piroxênios sódicos e anfibólios. Uma característica marcante dos pegmatitos tipo *NYF* é a ocorrência do mineral amazonita. Essa família está associada a suítes anorogênicas em ambientes extensionais.

Os pegmatitos *NYF* possuem uma maior quantidade do enriquecimento de elementos encontrados em associação com magmatismo sienítico-carbonatítico, porém com duas diferenças importantes: (I) pegmatitos *NYF* são extremamente empobrecidos em P, enquanto sienitos e carbonatitos são ricos no elemento; (II) Pegmatitos pertencentes à família *NYF* são enriquecidos em elementos terras-raras, ao passo que os depósitos de carbonatitos são geralmente enriquecidos em elemento terras-raras. A origem da assinatura de elementos-traço da família *NYF* ainda não é muito bem assimilada. Os elementos terras-raras pesados estão associados a rochas ricas em flúor. Micas e anfibólios geralmente se tornam mais ricos em Mg com o aumento da temperatura, o que leva também ao aumento do conteúdo de F. Quando estes minerais enriquecidos em F se desestabilizarem à profundidade da crosta, eles transferem o seu alto teor de F para o magma.

- ***LCT***: É a mais abundante e a mais estudada entre as famílias. Está associada a suítes orogênicas em ambientes compressionais (Martin e De Vito, 2005). Além da composição principal de Li, Cs e Ta, estes pegmatitos tendem a ser enriquecidos em B, P, F, O, Be, Mn, Ga, Rb, Nb, Sn e HF. Sua natureza peraluminosa é indicada pela presença de muscovita, turmalina, granada rica em espessartita, granada, topázio e andalusita.

A assinatura de lítio da família *LCT* é expressa como o Li aluminossilicatos como espodumênio e petalita e, menos comumente, como lepidolita, ambligonita-montebrasita ou elbaíta. Alta abundância de Li se origina a partir da participação de micas em reações de fusão na fonte e da incompatibilidade de lítio na maioria dos outros minerais que podem permanecer como resíduo não dissolvido na fonte.

Entre os elementos alcalinos e alcalino-terrosos, o céσιο é o mais compatível de todos. Ele tende a ser enriquecido em fusões graníticas onde muscovita e biotita, que são os principais reservatórios de céσιο, fundem nas fontes desses magmas. Em pegmatitos da classe elemento raro, o céσιο é incorporado ao berilo e às micas e raramente forma o mineral polucita, no qual o céσιο é um componente essencial.

A fonte mineralógica do enriquecimento de tântalo em pegmatitos LCT não é bem conhecida. Excluindo o elemento nióbio, o tântalo indica correlações positivas com berílio, flúor, estanho, chumbo e lítio. O tântalo também está associado com depósitos econômicos enriquecidos em boro. Micas ou pequenas quantidades de ilmenita em micaxistos pode ser a principal fonte do tântalo.

Na família LCT, a abundância de fósforo distingue pegmatitos que se originam a partir de rochas metassedimentares daquelas que são derivadas de materiais ígneos. Uma característica do enriquecimento de fósforo é encontrada apenas em folhelhos negros marinhos, protólitos importantes das rochas metamórficas que produzem os granitos do tipo S.

As concentrações elevadas de fósforo dos protólitos são transmitidas para os granitos, porque o fósforo é relativamente solúvel na fusão dos magmas peraluminosos e também porque a cristalização precoce do plagioclásio remove o cálcio que iria consumir o fósforo na forma de apatita. Assim, pegmatitos da família LCT, que contêm quantidades substanciais de apatita e de fosfato, provavelmente surgiram a partir de fontes metassedimentares.

- **NYF + LCT:** A família NYF + LCT é composta por pegmatitos que exibem geoquímica e características mineralógicas mistas. Três possibilidades devem ser consideradas para a gênese dos sistemas mistos, com base no modelo de anatexia da crosta para o empobrecimento do componente dominante NYF, além de situações geológicas locais: (i) um magma primitivo NYF empobrecido pode ser contaminado por litologias (xenólitos) supracrustais não empobrecidas (Cerny, 1991a), (ii) o protólito crustal pode ter sido parcialmente depletado (Whalen et al., 1987), ou (iii) a anatexia pode ter afetado uma gama mista de protólitos empobrecidos e não empobrecidos (Whalen et al. 1987).

Os espectros de possibilidades genéticas podem aumentar consideravelmente uma vez que outros modelos de derivação NYF-granito acima mencionados (e diversos modos possíveis de enriquecimento LCT) são considerados.

Tabela 7- Esquema de classificação de famílias

Classe	Subclasse	Tipo	Subtipo	Família	
Abissal	ETR _p			NYF	
	ETR _L				
	U			NYF	
	BBe			LCT	
Muscovita					
Muscovita-ER	ETR			NYF	
	Li			LCT	
Elemento Raro	ETR	allanita-monazita		NYF	
		euxenita			
		gadolinita			
	Li	berilo		berilo-columbita	LCT
				berilo-columbita-fosfato	
		complexo	espodumênio		
			petalita		
			lepidolita		
			elbaita		
			ambligonita		
			albita-espodumênio		
			albita		
Miarolítico	ETR	topázio-berilo		NYF	
		gadolinita-fergusonita			
	Li	berilo-topázio		LCT	
		espodumênio			
		petalita			
	lepidolita				

Fonte: Adaptação Cerný et al. (2013).

3.2. Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro

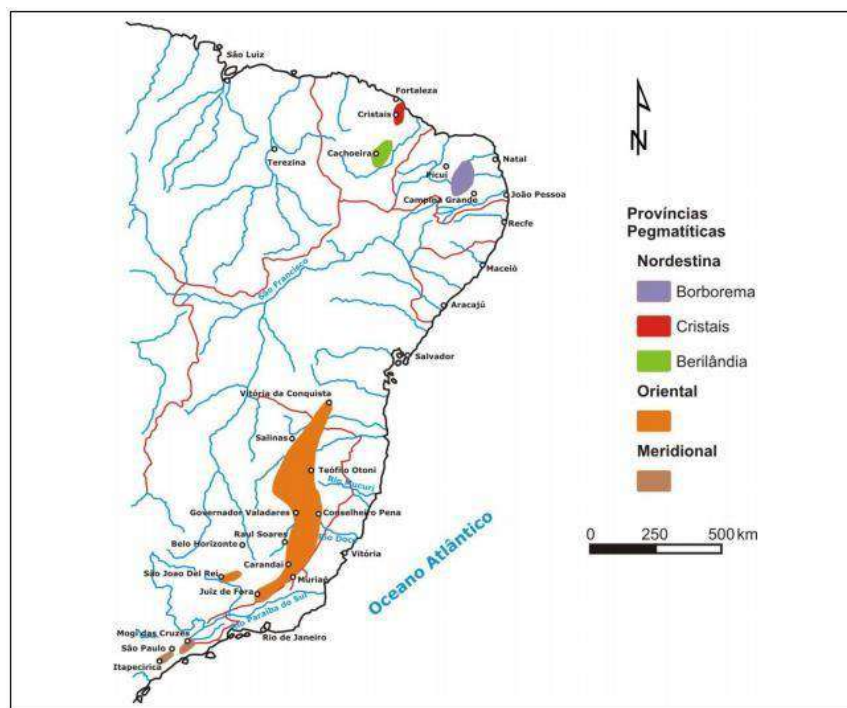
Pegmatitos são fontes comerciais de extração de minerais industriais, metais raros e minerais gemas. A importância deles se dá no fato de serem rochas de composição basicamente granítica com granulação grossa, muitas vezes exibindo cristais gigantes, permitindo um melhor beneficiamento. Geologicamente as áreas com presença de pegmatitos são classificadas como Províncias Pegmatíticas.

Considerando o território brasileiro, os pegmatitos foram constituídos, em sua maior

parte, no final do Neoproterozóico como consequência de processos orogênicos na consolidação da Plataforma Sul-Americana (Almeida et al., 1976).

Paiva (1946) delimitou as áreas com os pegmatitos mais evidentes em três Províncias no Brasil: Província Pegmatítica Nordestina, Província Pegmatítica Oriental e Província Pegmatítica Meridional (Figura 10). Atualmente outras Províncias de menor expressão foram classificadas, como a Província Pegmatítica do Amapá, Província Pegmatítica Goiás-Tocantins e **Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro**.

Figura 10- Províncias Pegmatíticas Nordestina, Oriental e Meridional



Legenda: Províncias Pegmatíticas Nordestina (dividida em Província Pegmatítica da Borborema e do Ceará, essa última subdividida em campos pegmatíticos de Cristais e Berilândia), Oriental e Meridional.

Fonte: Paiva (1946) apud Drumond (2009).

A Província Pegmatítica do Nordeste é dividida em duas Subprovíncias: Borborema e Ceará – Campos pegmatíticos de Cristais e Berilândia (Rolff, 1946; Jhonston Jr, 1945a apud Drumond, 2009). É de grande importância por conter mineralizações de berilo, cassiterita, columbita, tantalita, barita, minerais de bismuto, molibdenita, minerais de lítio além dos minerais industriais feldspato, quartzo e mica (Sousa, 1998).

A Província Pegmatítica Meridional tem dimensão reduzida e ocorre somente no Estado de São Paulo (Municípios de Itapeirica e Mogi das Cruzes). Trata-se de uma Província extratora de minerais industriais como feldspato e principalmente caulim (Paiva,

1946).

A província pegmatítica Oriental (PPO) (Paiva, 1946) é a maior das províncias conhecidas e a mais importante no que se refere à exploração de minerais gema como água marinha, topázio, turmalina, crisoberilo, kunzita, hiddenita, andaluzita, granadas, além de minerais gema menos comuns como euclásio, fenaquita, alexandrita, titanita, escapolita, brasilianista, petalita, ambligonita, entre outros; e minerais industriais como feldspato, quartzo e caulim. Os corpos portadores de berilo na PPO estão nas regiões de Medina, Itinga, Padre Paraíso, São José da Safira e Galiléia, provenientes tanto de granitoides sin-tectônicos, diápiros pós-tectônicos como de produto da fusão parcial da crosta (figura 11 (Kawhage, M.A. & Mendes, J.C., 2003)).

Figura 11- Regiões de corpos pegmatíticos portadores de berilo na PPO



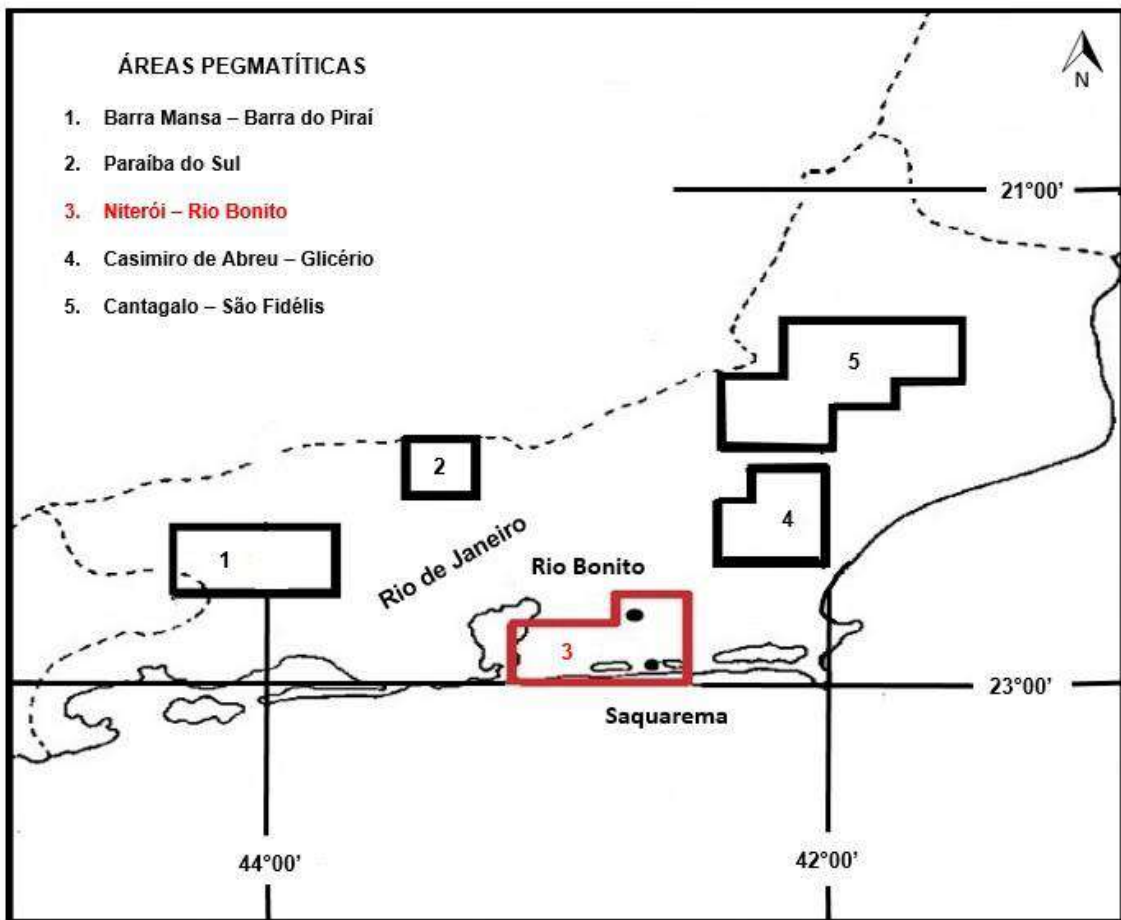
A área do perfil de coleta já foi incluída na Província Pegmatítica Atlântica por Suszczyński (1975), na Província Pegmatítica Oriental por Correia Neves (1986) e Cesar Mendes (2000) apud Fonseca (2003) e por Menezes (1997), que inseriu o Estado do Rio de Janeiro na denominada Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro, englobando somente os pegmatitos dentro do Estado homônimo.

Fonte: Adaptado de Paiva, 1946 apud Kawhage, M.A. & Mendes, J.C., 2003.

Segundo Menezes (1997), os pegmatitos no Estado do Rio de Janeiro ocorrem de forma desigual, porém ocorrem áreas em que há certa concentração de corpos. Os pegmatitos do Estado possuem, em sua maioria, uma composição essencial de quartzo e feldspato alcalino, além de muscovita, biotita, albita, granada, apatita, berilo, turmalina, zircão, pirita, molibdenita como os minerais acessórios mais comuns. Em um resultado de análises em diversos corpos pegmatíticos chegou-se à conclusão que eles enquadram-se, com exceção de alguns valores, dentro dos limites de utilização dos mesmos para fins comerciais, como a extração de feldspato e caulim para fins industriais.

Através de características geológicas, mineralógicas e geoquímicas dos pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro, trabalhos sucessivos de Menezes (1977) possibilitaram o autor a dividir os pegmatitos em cinco áreas distintas (figura 12): 1. Barra Mansa - Barra do Piraí; 2. Paraíba do Sul; 3. Niterói - Rio Bonito; 4. Casimiro de Abreu - Glicério; 5. Cantagalo - São Fidélis.

Figura 12- Província Pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro



Legenda: Destaque em vermelho para a área Pegmatítica Niterói-Rio Bonito.
Fonte: Menezes (1997).

1. Barra-Mansa - Barra do Piraí

Os pegmatitos dessa área são, em maior parte homogêneos, compostos de feldspato, quartzo, mica, turmalina preta e, menos frequente, granada, e os que cortam rochas calcissilicáticas são portadores de anfibólio. Possuem textura gráfica, além de intercrescimento de quartzo e turmalina, apresentam-se com frequência em forma tabular e trend NW-SE e tem largura variando entre 1 e 10m. O mineral de maior interesse é o

feldspato, sendo alguns pegmatitos palco de exploração.

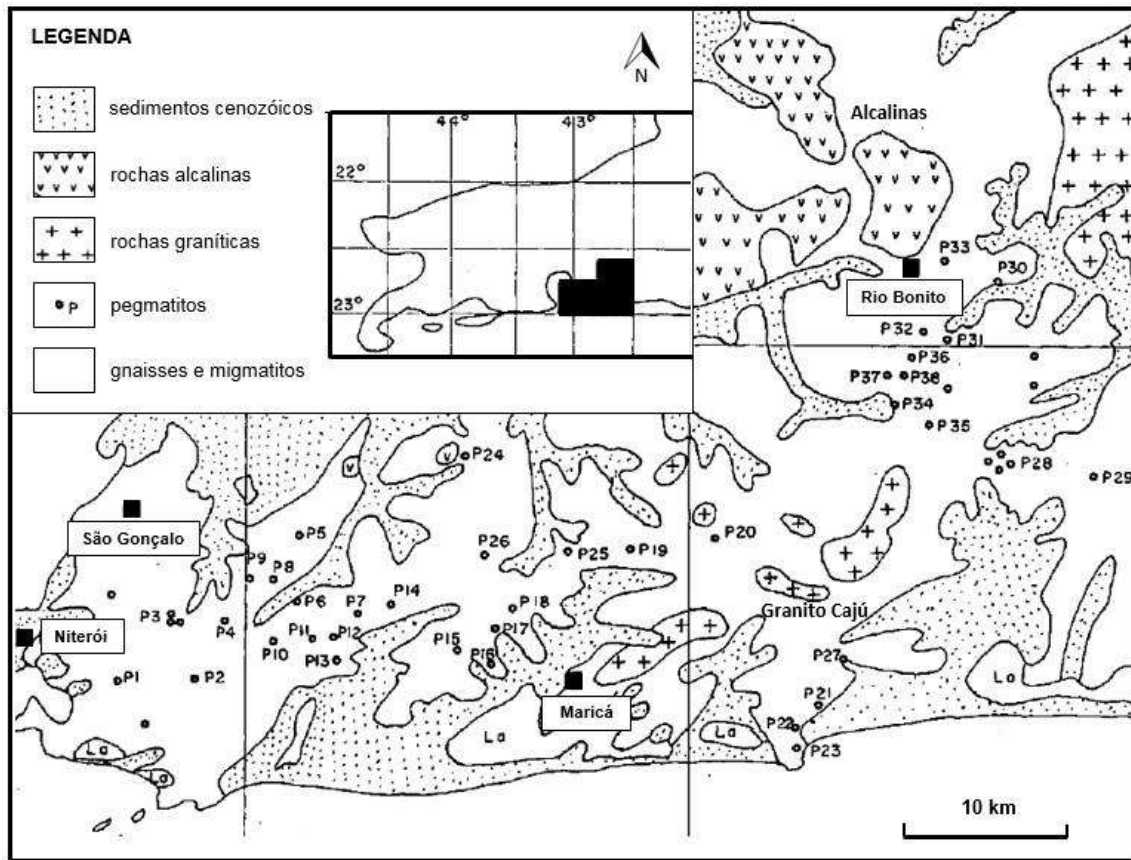
2. Paraíba do Sul

Os pegmatitos da área encontram-se alterados e caulinizados, apenas com grãos de quartzo, resquícios de feldspato potássico, placas de muscovita, turmalina preta, biotita e granada. Através de estudos de concentrado de bateia, foram encontrados anfibólio, ilmenita, monazita, rutilo, pirita, titanita, xenotímio, zircão e óxidos de Fe e Mn. Possui uma capacidade maior para exploração de caulim e muscovita. Foram datadas biotitas pelo método K/Ar do pegmatito da Pedreira próxima a região de Viera Cortês e se chegou à idade de 499 ± 18 Ma.

3. Niterói - Rio Bonito

O perfil de coleta situa-se nessa área pegmatítica (figura 13). Ela abrange os municípios de Niterói, São Gonçalo, Maricá, Itaboraí, Saquarema e Rio Bonito, sendo considerada a área com os mais expressivos e conhecidos pegmatitos de toda a província pegmatítica do Estado do Rio de Janeiro. Seus minerais essenciais são o quartzo e o feldspato potássico, seguido dos acessórios muscovita, biotita, plagioclásio, berilo, granada, apatita, sillimanita, columbita-tantalita, magnetita, pirita, molibdenita, uraninit e elbaíta. Nos trabalhos realizados em bateia, foram encontrados ainda anfibólio, anatásio, clorita, gahnita, hematita, ilmenita, limonita, monazita, rutilo, titanita, xenotímio, zircão e concreções de Fe e Mn. Possuem geralmente textura gráfica, granulometria de média a grossa, formato tabular, média de largura variando de centímetros a 20m e extensão entre dezenas e centenas de metros. Por apresentarem um núcleo de quartzo individualizado em sua maioria, são considerados pegmatitos heterogêneos e de interesse econômico, palco de exploração desde 1930, como o pegmatito Spar-Inoã, situado no município de Maricá, e o Calaboca-Rebentão no município de São Gonçalo, explorado desde o ano de 1980. A primeira ocorrência de uraninita em rochas do pré-cambriano no Estado do Rio de Janeiro foi registrada nos pegmatitos Spar-Inoã e Calaboca-Rebentão, ambos situados na Serra do Calaboca, entre São Gonçalo e Maricá.

Figura 13- Esboço geológico da área pegmatítica Niterói-Rio Bonito



Fonte: Menezes (1997).

4. Casimiro de Abreu - Glicério

Geralmente são pegmatitos homogêneos com granulação fina a média, textura gráfica, larguras inferiores a 3m, extensão de dezenas de metros e direções bem variadas. Estão constituídos por quartzo, K-feldspato, muscovita, biotita, granada, berilo, apatita, pirita, plagioclásio e caulim. A análise de concentrado de batéia em alguns pegmatitos constatou a presença de columbita-tantalita, clorita, ilmenita, limonita, magnetita, monazita, martila (hematita pseudomórfica em magnetita), rutilo, xenotímio, zircão e concreções de Fe e Mn. Feldspato, quartzo, muscovita e berilo ocorrem em quantidades economicamente interessantes em alguns pegmatitos.

5. Cantágal - São Fidélis

A grande maioria é homogênea, possui textura gráfica e direção NE-SW até EW. As larguras mais predominantes são inferiores a 5m, porém existem corpos de até 50m de

largura. É composto de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita, lepidolita, apatita, granada, turmalina, berilo, pirita, magnetita e caulim. Em concentrados de bateia, foram encontrados anfibólio clorita, grafita, ilmenita, limonita, monazita, pirrotita, rutilo, titanita, topázio, xenotímio, zircão e óxidos de Fe e Mn. É a segunda mais importante área de exploração de minerais de pegmatitos, ficando atrás da área Niterói-Rio Bonito. No município de Cantagalo, os pegmatitos são lavrados para extração de feldspato e, ao longo da área, os pegmatitos também são fonte de turmalina (inclusive rubelita) com qualidade de gema.

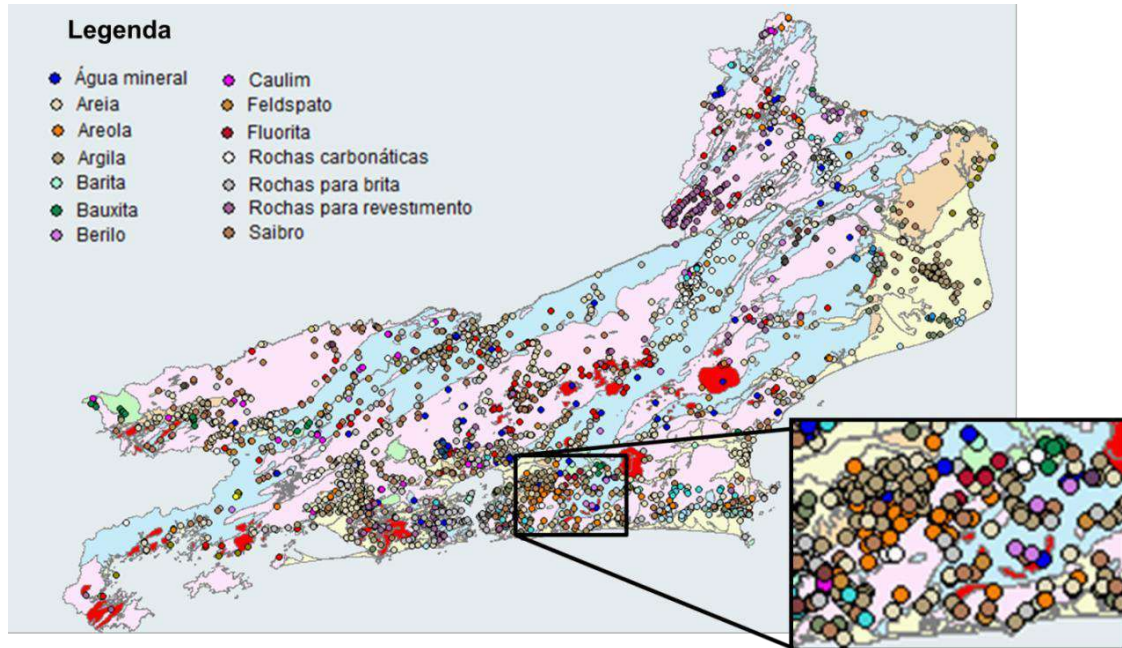
3.3. Potencial dos pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro

De acordo com o Departamento de Recursos Minerais (DRM), o Estado do Rio de Janeiro caracteriza-se pela disponibilidade de recursos minerais de pegmatitos para construção civil como feldspato e caulim, porém também foram palco de exploração de alguns minerais gema. Na compilação de dados sobre os depósitos minerais da porção continental do Estado do Rio de Janeiro de Palermo et al. (2006), são identificadas as ocorrências associadas a pegmatitos:

- Região metropolitana – Extrações de caulim, feldspato e ocorrências de coríndon e berilo.
- Região noroeste fluminense – extrações de caulim, feldspato e ocorrências de quartzo, berilo e turmalina.
- Região norte fluminense – extração de berilo, feldspato e ocorrência de berilo.
- Região serrana – nenhuma ocorrência relacionada a pegmatitos descritas.
- Região dos lagos – extração de areia, feldspato, caulim e ocorrências de berilo.
- Médio paraíba – extração de caulim, feldspato e mica.
- Centro sul fluminense – extração de caulim.
- Costa verde – Ocorrência de scheelita, pirita, turmalina, berilo e ametista.

Na região próxima ao perfil de coleta, são identificadas as ocorrências destacadas na figura 14 de acordo com Palermo et al. (2006).

Figura 14- Ocorrências minerais próximas ao perfil de coleta



Fonte: Palermo et al. (2006).

Em pesquisa na base de dados SIGMINE do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), verifica-se que as áreas próximas ao perfil de coleta possuem alvarás de pesquisa para granito para revestimento, granito para brita, saibro, areia e argila; autorização de pesquisa para areia, turfa e saibro; requerimento de pesquisa de granito para revestimento, areia, argila e concessão de lavra para água mineral. No entanto, foi constatado por Menezes (1997) que a região em destaque já foi palco de exploração do feldspato e berilo provenientes de pegmatitos, o que não foi identificado atualmente na base de dados do SIGMINE do DNPM (Figura 15).

Figura 15- Dados SIGMINE com as ocorrências e requerimentos de substâncias nas proximidades do perfil de coleta



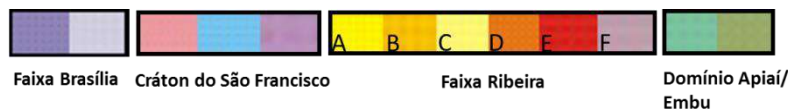
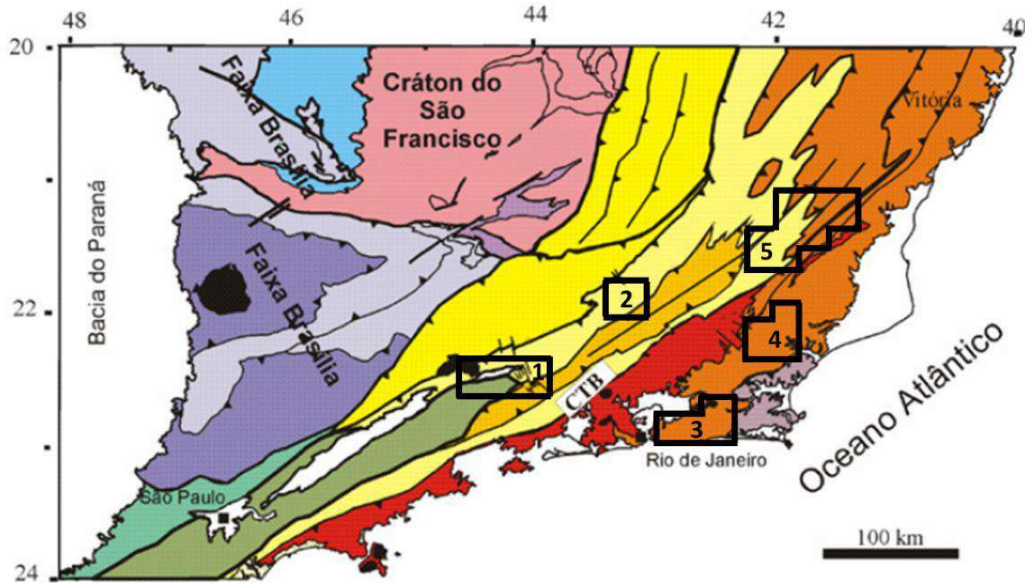
Legenda: área em estudo está representada pelo polígono vermelho no mapa
Fonte: DNPM.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. Contexto geotectônico

A Província Mantiqueira é uma das unidades que, juntamente com as Províncias Borborema e Tocantins (Almeida et al., 1977), formou-se a partir do sistema orogênico brasileiro-panafricano, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. É dividida nos setores setentrional (orógeno Araçuaí), central (orógenos Apiaí, Brasília Meridional e Ribeira - figura 16) e meridional (orógeno Dom Feliciano) (Heilbron et al. 2004).

Figura 16- Compartimentação tectônica regional com Faixa Brasília, Cráton do São Francisco e Faixa Ribeira



Legenda: A – Domínio Andrelândia; B – Domínio Juiz de Fora; C – Terreno Paraíba do Sul; D e E – Terreno Oriental; F – Terreno Cabo Frio. Inclusão das cinco áreas pegmatíticas de Menezes: 1 - Barra Mansa-Barra do Piraí; 2 – Paraíba do Sul; 3 – Niterói-Rio Bonito; 4 – Casemiro de Abreu-Glicério e 5 – Cantagalo-São Fidélis. Fonte: Adaptado de Valeriano et al., 2012.

A Faixa Ribeira, na qual esta inserida a área de estudo, compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerados no Neoproterozóico/Cambriano, durante a orogênese brasileira, imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco (Almeida *et.al.*, 1973, 1977, Heilbron *et.al.*, 2004).

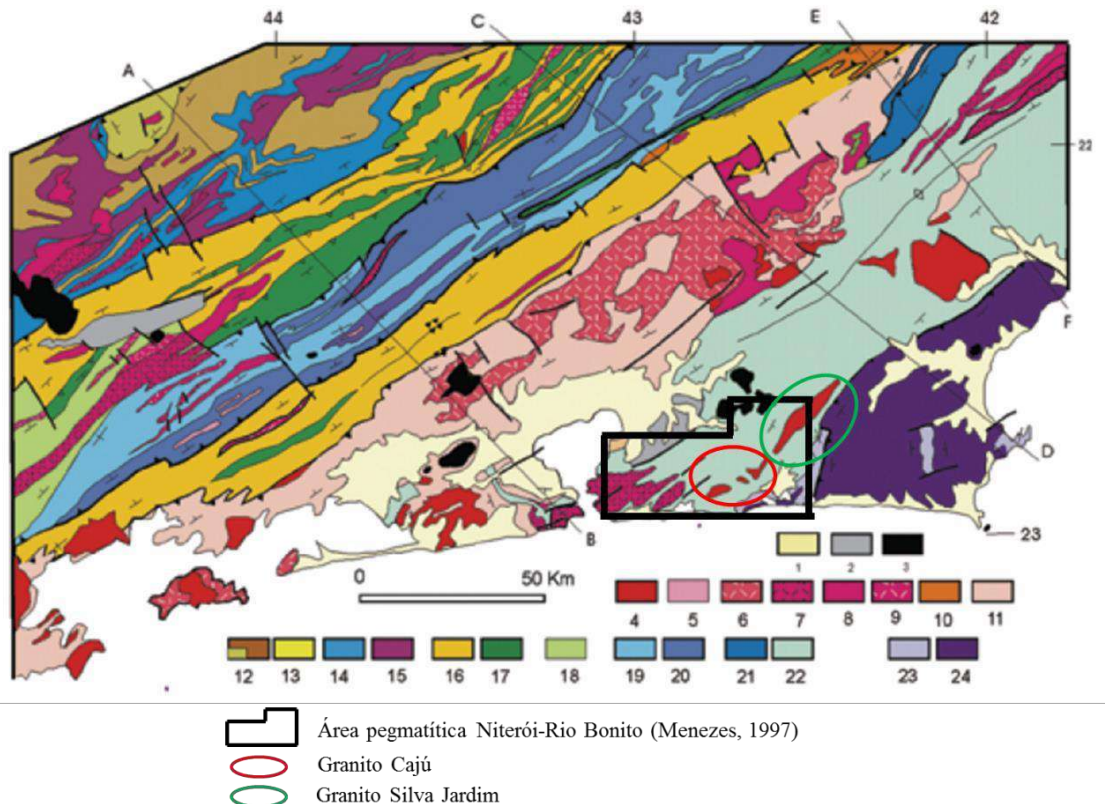
Heilbron & Machado (2003) sugerem a divisão da Faixa Ribeira em quatro terrenos tectono-estratigráficos (figura 17):

- i) Terreno Ocidental, que seria resultado da margem retrabalhada do Cráton do São Francisco incluindo o Domínio Autóctone e dois sistemas de empurrão denominados Andrelândia e Juiz de Fora, separados por zonas de cisalhamento;
- ii) Klippe Paraíba do Sul/Embu representa a escama de empurrão superior do segmento central da Faixa Ribeira;
- iii) Terreno Oriental, compartimentado em três Domínios Tectônicos distintos (da base para o topo: Cambuci, Costeiro e Italva), que é separado do Terreno Ocidental por uma zona de cisalhamento com vergência para NW (Viana *et.al.*,

2008) onde se insere o Arco Magmático Rio Negro (Complexo Rio Negro por Tupinambá *et.al.* 2000);

- iv) Terreno Cabo Frio, representando o último estágio da amalgamação brasileira em 530-520Ma (Schmitt, 2001).

Figura 17- Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira



Legenda: 1- Sedimentos quaternários, 2- Sedimentos terciários, 3- Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4- Granitóides brasileiros sin a pós-colisionais, 5- Granitos contemporâneos as zonas de cisalhamento D3, 6- Granitos e Charnockitostardi-colisionais, 7- Granitos porfiróidessin-colisionais, 8- Leucogranitos e Charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais, 9 e 10- Granitóides com idade indeterminada, 11- Arco Magmático Rio Negro, 12- Sequência Rio Turvo em fácies granulito de alta pressão, 13- Sequência Rio Turvo, 14- Sequência Carrancas, 15- Complexo Mantiqueira, 16- Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora, 17- Complexo Juiz de Fora, 18- Complexo Embu indiviso, 19 e 20- Terreno Paraíba do Sul, 21- Sucessão metassedimentar Itálva, 22- Sucessão metassedimentar costeiro, 23- sucessão Búzios e Palmital e 24- Unidade Região dos Lagos. O polígono em preto representa a área pegmatítica Niterói-Rio Bonito onde se insere a área. O círculo em vermelho é o granito Cajú, e o círculo em verde é o granito Silva Jardim.

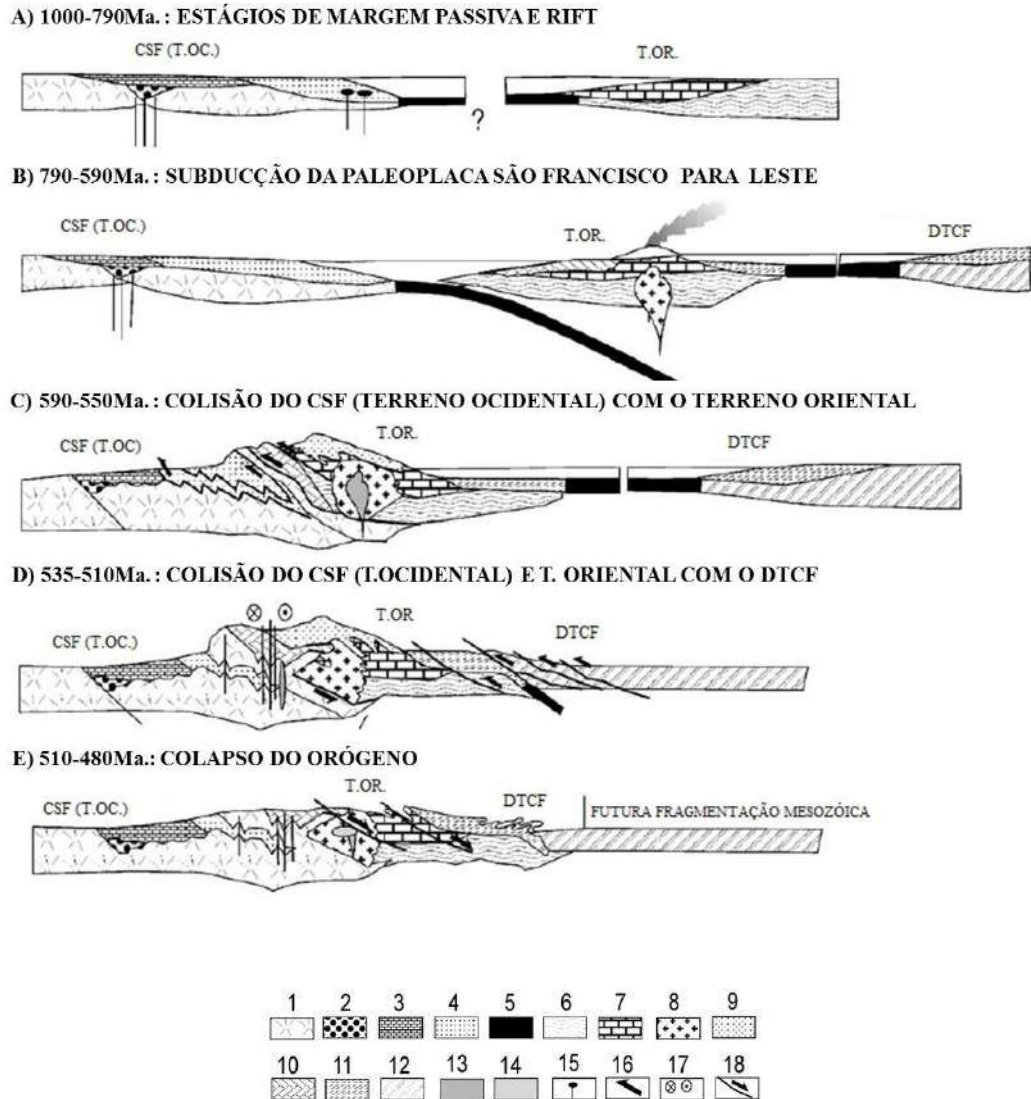
Fonte: Mapa por Heilbron et al. (2004); polígono em preto por Menezes (1997).

Conforme Heilbron & Machado (2003) e Heilbron (2004), a Faixa Ribeira teve 5 estágios evolutivos: pré-colisional (650-640 Ma), colisional I (630-610 Ma), colisional II (590-560 Ma), colisional III (535-510 Ma) e pós colisional (<510 Ma). A figura de Heilbron & Machado (2003) (figura 18) ilustra os diversos estágios evolutivos do segmento central da

Faixa Ribeira. No primeiro (figura 17-A), a paleoplaca São Francisco e o Terreno Oriental estavam separados por uma margem passiva acompanhados de estágios riftes, a exemplo da Sucessão Rift São João Del Rei. Posteriormente ocorreu a subducção da paleoplaca São Francisco com vergência para leste sob o Terreno Oriental (B), gerando o Arco Magmático Rio Negro (com cerca de 650-590 Ma), envolvendo os primeiros dois estágios evolutivos (pré-colisional e colisional I). O terceiro estágio (colisional II) resultou no fechamento do oceano Adamastor e na amalgamação do terreno ocidental, oriental e klippe Paraíba do Sul/Embú, além de gerar espessamento da crosta e suítes granitóides. Resultou também na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal com vergência para oeste, zonas de cisalhamento oblíquas e zonas de mergulho íngremes com componente transpressivo dextral e orientadas a NE-SW. Conforme Tupinambá et al. (2000), a colagem gerou metamorfismo de fácies anfíbolito alto a granulito. A colagem do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) ou Terreno Cabo Frio ocorreu no estágio colisional III, também chamado de "Orogenia Búzios", segundo Schmitt (2001), a cerca de 535-510 Ma. Ela gerou importante deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, além de metamorfismo de pressão média a alta. Ao mesmo tempo dessa última colisão, há registros de deformação nos demais terrenos da Faixa Ribeira (Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul/ Embú). O quinto estágio, denominado pós-colisional (510-480 Ma), foi marcado pela deformação pós-colisão seguido do colapso do orógeno (E), afetando somente os dois últimos terrenos amalgamados (Oriental e Terreno Cabo Frio), gerando dois conjuntos de estruturas: zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, normais, longitudinais ao orógeno e associadas a dobras com vergência para leste e zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, com regime transtensivo e predomínio do componente lateral dextral e do componente vertical normal.

O estágio pós-colisional está associado à geração de plútons graníticos calci-alcalinos de idade entre 510 e 480 Ma, ocorrendo na forma de stocks circulares e diques ou soleiras. As zonas de cisalhamento geradas nos estágios anteriores serviram de condutos para ascensão desses magmas.

Figura 18- Reconstituição dos estágios evolutivos da Faixa Ribeira



Nota: O retângulo em vermelho indica os terrenos que envolvem a área de estudo (Oriental e Cabo Frio).
 Legenda: 1- Placa São Francisco; 2- Sucessão rift São João Del Rei; 3-Sucessão intraplaca Carandaí; 4- Margem passiva Andrelândia; 5- Crosta oceânica; 6- Paleoplaca oriental; 7-Margem passiva costeira; 8- Rochas plutônicas Rio Negro; 9- Vulcânicas Rio Negro; 10- Sucessão ante arco Paraíba e Cambuci; 11- Sucessão back arc Buzios; 12- Paleoplaca Cabo Frio; 13- Granitos I sin-colisionais; 14- Granitos I tardi a pós-colisionais tardios; 15- Magmatismo toleítico; 16- convergência tectônica; 17- zonas de cisalhamento e 18- Falhas normais.
 Fonte: Heilbron et al.(2003).

De uma maneira geral, em todos os terrenos do segmento central da Faixa Ribeira podem ser identificadas, direta ou indiretamente, três unidades tectono-estratigráficas (Heilbron et al., 2004):

1. Unidades pré-1,7 Ga (ortognaisses e ortogranulitos do embasamento, retrabalhados durante a Orogênese Brasileira);

2. Rochas supracrustais pós-1,7 Ga (sequências de rochas sedimentares e vulcânicas, metamorfisadas durante a Orogênese Brasileira, que representam sequências de bacias de margem passiva e de arco magmático);e
3. Granitóides/charnockitóides gerados durante os diversos estágios da Orogênese Brasileira.

Os pegmatitos estudados cortam litologias tanto do Terreno Oriental quanto do Terreno Cabo Frio, e por isso, somente essas unidades serão abordadas.

Em relação a base geológica adotada nesse trabalho, utilizaremos as cartas geológicas 1:100.000 do projeto PRONAGEO carta Itaboraí (Peretnel et al., 2012) e PRONAGEO carta Cabo Frio (Schmitt et al., 2009). No anexo 1 encontra-se o mapa geológico adotado, que é uma fusão das duas cartas citadas anteriormente. Na legenda do mapa, foram separados as unidades dos dois Terrenos Tectônicos presentes na região (Anexo 1). Os afloramentos estudados estão marcados nesse mapa bem como os indícios e extrações de minerais em pegmatitos no entorno próximo da área estudada.

4.2. **Faixa Ribeira: Terreno Oriental**

Esse Terreno foi amalgamado à Plataforma entre 605 e 580 Ma (Heilbron & Machado, 2003) e é dividido em três escamas tectônicas, listadas da base para o topo, seguindo uma seção NW-SE: Cambuci, Costeiro e Italva.

O Domínio Cambuci está justaposto diretamente ao Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental) por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo. Este compartimento aflora do centro do estado para norte, em direção ao estado do Espírito Santo. O domínio compreende uma sucessão metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitóides como os ortognaisses do Complexo Rio Negro, leucogranitos/leucocharnockitos, além de granitos tardi a pós-tectônicos (Tupinambá *et.al.*, 2007). Composto por granada-biotita gnaisses com lentes de mármore e calcissilicáticas, no qual os protólitos são representados por depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco (Heilbron& Machado, 2003).

O Domínio Costeiro cavalga o Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental) na região

serrana do Rio e, a partir do município de Itaocara, justapõe-se ao Domínio Cambuci. Assim como em todos os Domínios do Terreno Oriental, não foram encontradas associações litológicas do embasamento pré 1,7Ga., porém ocorrem sucessões metassedimentares (paragnaisses pelíticos ricos em interações de quartzitos e calcissilicáticas (Valeriano et al., 2012) invadidas por diversas gerações de rochas granitóides como os ortognaisses do Complexo Rio Negro, os leucogranitos/leucocharnockitos e granitóides a charnockitóides porfiróides das unidades Bela Joana, Desengano e Angelim, além dos granitos tardi a pós-tectônicos (Tupinambá et.al., 2007). Os dados geoquímicos sugerem estágios de desenvolvimento do arco magmático, um mais antigo há ca. 790Ma, e outro com ca. 635–620Ma (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá et al. 2000). Os dados isotópicos mostram dois diferentes grupos, indicando evolução de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron et al. 2005).

O Domínio Italva ou Klippe Italva, segundo Tupinambá (2007), é o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental nas regiões central e noroeste do Estado do Rio de Janeiro e ocorre como uma klippe sinformal justaposto ao Domínio Costeiro, estendendo-se desde o Município de Cantagalo até o sul do Estado do Espírito Santo. Na base da Klippe encontram-se dioritos, gabros e tonalitos, do Complexo Rio Negro (Arco Mágmató pré-colisional), e o restante do pacote é composto pelas rochas do Grupo Italva, que corresponde a uma sequência metassedimentar, rica em rochas carbonáticas interpretadas como depositadas em margem passiva ou bacia de retro arco com intercalações de anfíbolitos. A época da deposição dessa sucessão metassedimentar é indicada pelas idades U-Pb de cerca de 840 Ma, provenientes de grãos de zircão das intercalações anfíbolíticas (Heilbron & Machado, 2003).

4.2.1. Unidade Tinguí

Ferrari et al. (1981), apud Fonseca (2003), estabeleceram os limites da unidade Tinguí como bastante irregulares, dispendo-se em forma de um triângulo ou cunha inclinada, cujo vértice mais agudo está locado em Maricá, o limite oeste indo de Maricá a Rio Bonito, estendendo para leste e retornando a Maricá.

Segundo os mesmos autores, a litologia dominante é composta de hornblenda-biotita-microclina-plagioclásio gnaisses, com granulação de média a grossa e localmente semi-

porfiroblásticos e foi descrita como um "conjunto constituído de migmatitos homogêneos e heterogêneos, diatexíticos, nos quais são comuns as estruturas nebulíticas, schlieren e schollen".

De acordo com Schmitt (2001), a unidade Tinguí é composta por paragnaisses intrudidos por granitóides. Foram observadas *sheets* graníticas em sillimanita gnaisses e rochas calcissilicáticas perfeitamente correlacionáveis com o Domínio Costeiro do Terreno Oriental.

Fonseca (2003) constata que devido à litologia com grande incidência de biotititos e anfíbolitos, que são mais sujeitos ao intemperismo, a região quase não apresenta afloramentos frescos. Conclui também que a unidade é composta tanto de ortognaisses como de rochas metassedimentares, ambos migmatizados, porém a unidade é diferenciada das adjacentes Unidades Palmital e São Fidélis devido à grande incidência de metamáficas, anfíbolitos, biotititos e migmatitos heterogêneos (Fonseca et al., 1998), se assemelhando com a Unidade Região dos Lagos pela incidência de diques básicos de duas gerações, dobrados e metamorfisados (Ferrari *et al.*, 1982).

4.2.2. Unidade Cassorotiba

A denominação dessa unidade refere-se à Serra homônima localizada na porção central da unidade. Segundo Dalcomo et al. (1981), observa-se uma polaridade de nordeste para sudoeste, com enriquecimento de blastese feldspática, analisada tanto na intensidade como no tamanho de porfiroblastos de K-feldspato. Contudo, gnaisses semiporfiroblásticos, predominantes no extremo nordeste da unidade, transformam-se em gnaisses fortemente porfiroblásticos em direção a sudoeste, até evoluírem para o gnaisse facoidal.

É constituída de diatexíticos homogêneos representados por gnaisses porfiroblásticos, homogêneos, de composição variando desde quartzo-diorítica até granítica. Exibem textura nebulítica frequentemente e litologias com estruturas "schlieren" mais raramente. Petrograficamente são constituídos de granada-biotita-plagioclásio gnaisse e granada-biotita-plagioclásio-K-feldspato gnaisse. Apresentam uma matriz quartzo-diorítica de grão fino a médio onde ocorrem porfiroblastos de K-feldspato. A presença de granada parece estar ligada à deformação das litologias que a compõem devido à ausência desse mineral em

grande parte da unidade em Maricá, onde a foliação está presente, porém com intensidade variável e nem sempre evidente. Apresenta enclaves da Unidade Tinguí e lentes de rocha calcissilicática.

4.3. **Faixa Ribeira: Terreno Cabo Frio**

O Terreno Cabo Frio (Heilbron et al., 2004) ou Domínio Tectônico Cabo Frio (Schmitt, 2001) ocorre na extremidade sudeste do segmento central da Faixa Ribeira, faz limite com o Terreno Oriental a oeste e com o Oceano Atlântico a leste e foi acrescido a cerca de 520 Ma. em um evento denominado “Orogenia Búzios” (Schmitt, 2001), que seria “o evento tectono-metamórfico mais novo registrado nas faixas móveis brasileiras no Brasil”.

O Terreno Cabo Frio é constituído por um embasamento composto de ortognaisses e ortoanfibolitos com idades de cristalização de 2,03 e 1,96 Ga denominado Unidade Região dos Lagos (Reis et al., 1980), e intercalados por sequências supracrustais denominadas Búzios e Palmital (Reis et al., 1980), interpretadas como remanescentes de bacias de backarc, depositadas em ambiente sedimentar de fundo oceânico no Neoproterozóico entre 1,7 e 1,0 Ga e metamorfizadas em alto grau juntamente com o embasamento em 525 a 520 Ma, no Cambriano (op.cit).

O metamorfismo ocorreu na zona de transição da fácies anfibolito para granulito, gerando migmatitos com fusão parcial em todas as unidades, e é o único compartimento tectônico destituído de plútons brasileiros (op.cit.).

De acordo com Schmitt (2001) e Schmitt et al. (2004), o embasamento denominado de Unidade Região dos Lagos é dividido em uma unidade predominante de ortognaisses félsicos, e uma unidade máfica subordinada de anfibolitos classificada como Unidade Forte de São Mateus. A unidade félsica é composta principalmente de metagranitóides com corpos metaquartzo-dioritos e metatonalitos subordinados. A unidade máfica é constituída por gnaisses anfibolíticos bandados, intercalados com os ortognaisses com presença de diques anfibolíticos que cortam os ortognaisses.

A sequência supracrustal Búzios é um pacote metassedimentar aluminoso espesso, contendo cálcio-silicáticas intercaladas com anfibolitos (em geral menores dos que as que

ocorrem na Palmital), composta por cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisses migmatíticos com presença de leucossomas (Heilbron et al., 1982). A sequência Búzios está restrita à região de Búzios.

A sequência supracrustal Palmital é constituída principalmente de paragnaisses quartzo-feldspáticos com algumas intercalações aluminosas, rochas cálcio-silicáticas e camadas quartzo-feldspáticas. Ela foi descrita nas regiões da Serra do Mato Grosso, Palmital e Sapiatiba.

As sequências foram individualizadas mineralogicamente. Enquanto a Sequência Búzios é composta de metapelitos com cianita e muita granada, a Sequência Palmital é composta de metapelitos sem cianita e pouca granada (Schmitt, 2001).

Segundo Fonseca (2003) “... O Bloco de Cabo Frio, considerado como a Zona Marginal do orógeno, é destituído de granitóides brasileiros, e expõe em vastas áreas o embasamento Paleoproterozóico, com suas estruturas pré-brasilianas preservadas na orla litorânea. Contém raros pegmatitos, do tipo simples, que ocorrem isoladamente, formados pela anatexia local das encaixantes.”. Cita ainda datação de 471+- 17Ma no pegmatito Camburi em Maricá pelo método Ar/Ar. Segundo Schmitt (2001), corpo pegmatítico tardi- tectônico do Domínio Cabo Frio em Ponta Negra possui idade de 440+- 11Ma segundo datação por U/Pb em zircão.

4.3.1. Sequência Supracrustal Palmital

Fonseca (2003) definiu os limites da Unidade Palmital, estendendo da lagoa de Maricá para ENE em uma faixa de 40 km até pouco além do meridiano de Saquarema, com resquícios a 35 km a ENE de Saquarema na Serra de Sapiatiba, localizada a 4km do oeste do Município de São Pedro da Aldeia. Faz limite com a Unidade Tinguí e Cassorotiba pertencentes ao Terreno Oriental e com os ortognaisses da Unidade Região dos Lagos.

Ferrari et.al. (1982) in Schmitt(2001) descreveram a Unidade Palmital como um granada-sillimanita-biotita-plagioclásio gnaiss, homogêneo, com granulação fina a média, de tom acinzentado, apresentando estruturas “schlieren” e estromática. É normal apresentar veios delgados, quartzo-feldspáticos e, mais restritamente, quartzosos, descontínuos, bordejados por material melanossomático, rico em biotita, sillimanita e, mais raramente,

granada. Na Serra de Sapiatiba, segundo Fonseca (2003), a unidade é composta de xistos, gnaisses, migmatitos, além de lentes calcissilicáticas.

Schmitt (2001) cita que a Unidade Palmital forma pacotes de até 300 m de espessura e intercalações com rochas calcissilicáticas.

Parece consenso entre esses autores que trata-se de sequencia paraderivada com protolitos desde pelitos a arenitos feldpáticos e margas.

A Unidade Palmital como definida por Reis et al. (1980) e Reis e Mansur (1995) é composta por metapelitos com pouca granada e sem cianita. Schmitt (2003) cita idade de U-Pb (SHRIMP) de zircões detríticos indicando fontes arqueanas, paleoproterozoicas e neoproterozoicas. Heilbron e Machado (2003) sugerem deposição em bacia retro-arco neoproterozóica, relacionada ao Arco Magmático Rio Negro.

4.4. **Corpos granitóides no Terreno Oriental**

Os corpos granitóides do Terreno Oriental foram classificados abaixo de acordo com as fases tectônicas definidas por Heilbron & Machado (2003), Heilbron et al (1995) e Heilbron et al (2004). O Terreno Cabo Frio é destituído de granitóides brasileiros (Schmitt, 2001), o que leva a considerar que os pegmatitos em estudo são provenientes de corpos granitóides intrudidos no Terreno Oriental e/ou sejam fonte de anatexia crustal (Fonseca, 2003).

A fase pré-colisional (~650-640Ma), segundo Heilbron & Machado (2003) e Heilbron et al. (2004), é caracterizada pelo magmatismo do arco magmático Rio Negro (Tupinambá, 2000). Dados isotópicos e geoquímicos comprovaram que este é um arco cordilheirano gerado no Neoproterozóico e localizado no Domínio Costeiro do Terreno Oriental (Tupinambá, 2000). A evolução do arco data de 630 Ma, iniciando com uma intrusão calcioalcalina. Os ortognaisses que englobam o Complexo Rio Negro apresentam duas séries cálcio-alcalinas, de médio e alto K, ambas exibindo ampla variação composicional. A série cálcio-alcalina de médio K predomina nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro e compreende dioritos e granodioritos com a predominância de tonalitos. Hornblenda e biotita são as principais fases máficas e titanita, zircão, monazita e ilmenita são os minerais acessórios comuns. A série de alto K compreende principalmente granitos e granodioritos, além de alguns monzodioritos e monzonitos. Biotita predomina

sobre hornblenda e titanita e apatita aparecem como minerais principais. Zircão e allanita ocorrem como minerais acessórios.

A fase sin-colisional (~600-580Ma) (Heilbron & Machado, 2003) é marcada por migmatização generalizada com presença de granodioritos, granitos porfiríticos e leucogranitos. O granito facoidal é o maior representante dessa fase, presentes nos municípios do Rio de Janeiro e Niterói. Os leucogranitos ocorrem como sills que intrudem o arco magmático Rio Negro.

A fase sin-tardi colisional (~580-550Ma), de acordo com Heilbron & Machado (2003) e Heilbron (2004), é representada por granada-biotita granitóides, com composição variando de granodiorito a granito, fracamente foliados. A maior intrusão da fase em expressão areal é o batólito Serra dos Órgãos, com idade de 560 Ma (Tupinambá, 1999).

A fase pós-colisional (~510-480 Ma.), segundo Heilbron et al. (2004), além de marcar uma transição para um regime extensional (colapso do orógeno), está relacionada ao surgimento de granitóides cálcioalcalinos, com texturas equigranulares a porfiríticas, afloram como stocks, sills ou diques, são corpos isotrópicos e possuem contatos bruscos e xenólitos das encaixantes, além de raros enclaves microgranulares de rochas gabróicas a dioríticas. Estes granitos possuem inúmeras denominações locais: Pedra Branca (Porto Jr, 1993), Suruí, Favela (Pires et al., 1982); Andorinha (Penha et al., 1980); Nova Friburgo, Sana (Grossi Sad, 1980), Mangaratiba, Teresópolis (Junho, 1982); Caju (Ferrari et al., 1982), Silva Jardim (Moraes, 2009) dentre outros (Heilbron et al., 1995).

A fase pós-tectônica (~503-492Ma) é caracterizada por diques restritos de granito rosa e allanita granito (Pires et al., 1983; apud Heilbron et al., 1995) e, junto com pegmatitos discordantes, representam o final da atividade magmática relacionada à orogênese brasileira. (Heilbron et al., 1995).

Os granitóides mais proximais da área são os denominados granito Caju, granito Silva Jardim e o leucogranito Cesário Alvim, associado ao granito Silva Jardim, e serão apresentados abaixo.

4.4.1. Granito Caju

O granito Caju fica a sudoeste da área de coleta dos pegmatitos, próximo à região de Manoel Ribeiro em Maricá, ocorrendo no Terreno Oriental, cortando a Unidade Tinguí. Ele

foi definido por Ferrari et al. (1982), que identificaram 6 corpos, com composição de biotita granito a quartzo monzonito, em geral isotrópico, hololeucocrático a leucocrático, de granulação fina a média. Sua composição mineralógica é definida por microclina (40%), plagioclásio (20%), quartzo (22%), biotita (1%), muscovita (7%), sericita (7%), zircão e minerais opacos (3%). De acordo com Piza (2012) o granito Cajú é fortemente peraluminoso, enriquecido em Ba, U, Th, P e ETR, contendo os minerais traçadores monazita, xenotímio e rutilo. Datações U-Pb em zircão forneceram idade de 454 ± 5 Ma para o granito Cajú (Bongiolo et al., 2016), o que fez os autores a relacionarem esse corpo intrusivo à fase de pós- colisional para pós- tectônica. Todavia, Piza (*op.cit*) pela semelhança química e mineralógica, associa os pegmatitos tardios de Ponta Negra como sendo a fase mais diferenciada do magmatismo granítico Caju.

4.4.2. Granito Silva Jardim

O granito Silva Jardim ocorre na região limítrofe dos municípios de Silva Jardim e Rio Bonito, no limite entre o Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio. Segundo Moraes (2009), possui granulação em geral muito grossa e textura porfírica e, raramente, granulação fina, sendo composto essencialmente por K-feldspato (20 a 70%), quartzo (5 a 50%), biotita (2 a 15%) e plagioclásio (2 a 40%). Segundo a mesma autora, a idade de 505 ± 2 Ma obtida em zircão, classifica-o como “*um corpo tardi colisional, relacionado à fase pré-D4 do Terreno Cabo Frio com relação à colisão 2, relacionada à Orogenia Búzios (Schmitt et al., 2004)*”.

4.4.3. Leucogranito Cesário Alvim

Descrito pelo Departamento de Recursos Minerais (1980), ocorre a oeste do Granito Silva Jardim e, segundo Moraes (2009), relações de campo indicam que essa rocha corta o Granito Silva Jardim, sendo provavelmente mais jovem que 505 Ma. A última autora descreve granulometria fina a média e composição dada por cristais arredondados de quartzo em matriz feldspática fina.

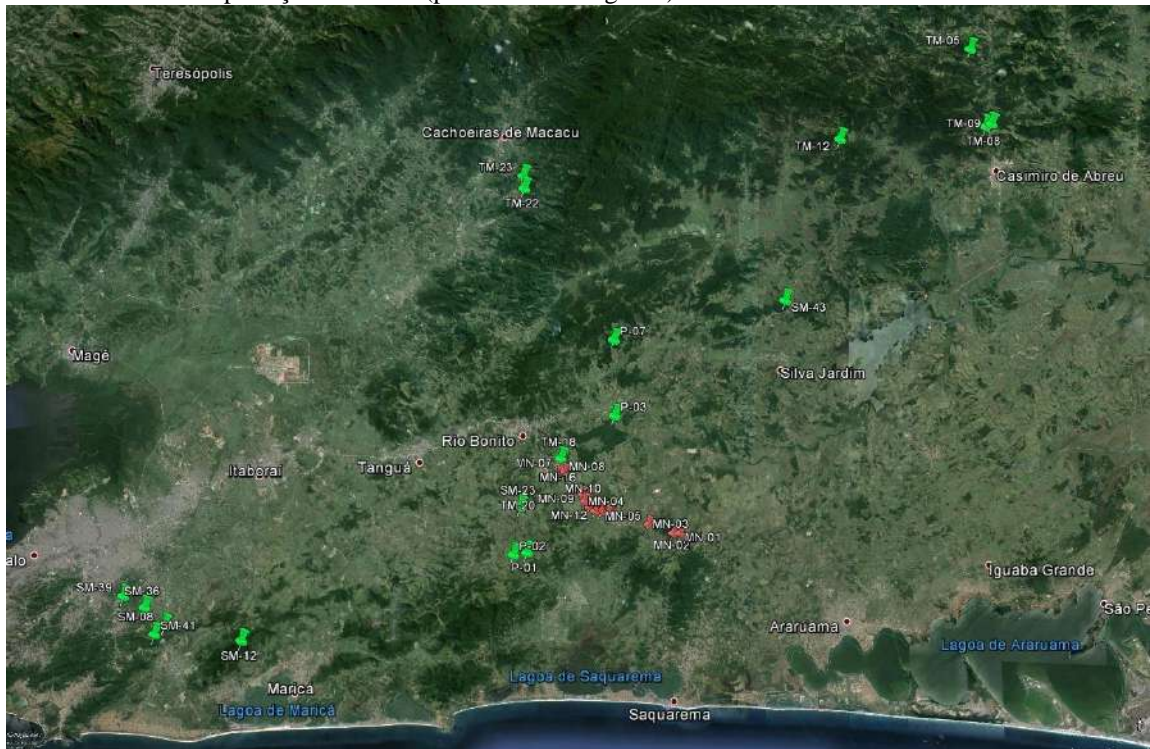
5. PEGMATITOS DA REGIÃO DE INTERESSE

5.1. Introdução

Ao longo dos 22 km da Rodovia Via Lagos (RJ 124), entre Rio Bonito e a praça do pedágio em Saquarema, foram descritos afloramentos em cortes de estrada, onde afloram inúmeros pegmatitos, em geral intemperizados, porém com texturas e estruturas preservadas. Esses pegmatitos cortam as Unidades Tinguí e Cassorotiba, ambas do Terreno Oriental, e a Sequência Palmital, pertencente ao Terreno Cabo Frio. O Granito Caju situa-se aproximadamente a 10km a sudoeste da Via Lagos e o granito Silva Jardim situa-se a aproximadamente 14 km a nordeste da área do perfil de coleta (vide anexo 1).

No entorno, foram identificados pegmatitos com vestígios de extração mineral, muito provavelmente de berilo (figura 19), mais precisamente 23m km a norte ou a 5km a sul (Menezes, 1982; Medeiros, 2008; Palermo et al., 2006). Além disso, são conhecidas extração de feldspato (figura 20) em pegmatitos situados a 1,5 km da área estudada (Menezes, 1982; Medeiros, 2008, Palermo et al., 2006). No anexo 2 seguem plotadas todas as ocorrências de feldspato e berilo documentadas com suas respectivas coordenadas.

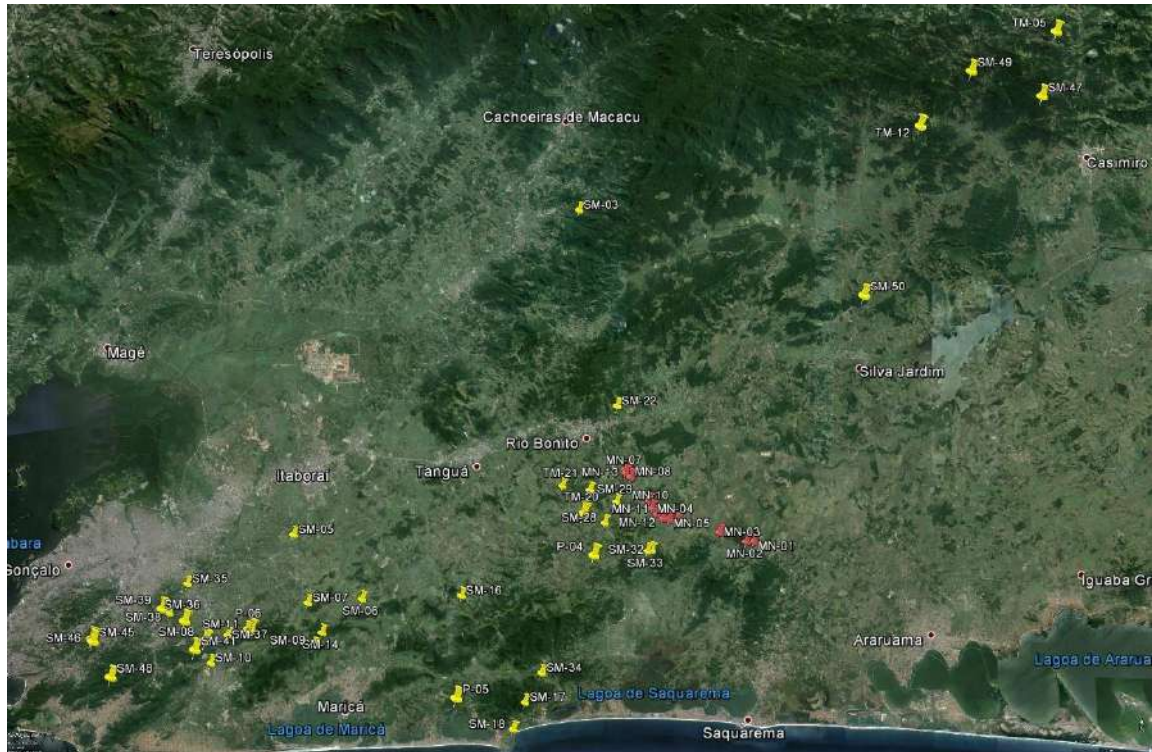
Figura 19- Ocorrência/exploração de berilo (pontos da bibliografia)



Legenda: Pontos da bibliografia: SM=Sebastião Menezes; TM=Tatiana Medeiros; P=Palermo e amostras do trabalho atual em vermelho (MN).

Fonte: Palermo et al., 2006

Figura 20- Extração de feldspato (pontos da bibliografia)



Legenda: Pontos da bibliografia: SM=Sebastião Menezes; TM=Tatiana Medeiros; P=Palermo e amostras do trabalho atual em vermelho (MN).

Fonte: Palermo et al., 2006

A seguir, serão apresentados os pegmatitos da área de estudo e seu contexto geológico.

5.2. Descrição dos pegmatitos

Conforme observação em campo, segundo a relação dos pegmatitos com as estruturas que afetaram as rochas da região, propõe-se a seguinte divisão: **Pegmatitos Precoces** e **Pegmatitos Tardios**.

1) Pegmatitos Precoces:

- Paralelos ou concordantes à foliação principal (S1) das rochas encaixantes – **P1** (MN- 3, MN-05), com espessura de até 1,30m.
- Dobrados com dobras ptigmáticas ou dobras abertas, seguindo os planos da

foliação das encaixantes – **P2** (MN-01, MN-02, MN-04, MN-06, MN-11).

2) Pegmatitos Tardios:

- Tabulares com espessura de até 2m, que cortam a foliação das rochas, discordantes – **T1** (MN- 07, MN-08, MN-10, MN-13, MN-15, MN-16).
- Aplitos finos que preenchem falhas e fraturas tardias, comumente deslocando os pegmatitos discordantes – **T2** (MN-09, MN-12, MN-14), com espessura de até 0,6m e comprimento restrito.

A tabela 8 apresenta a relação dos pegmatitos amostrados e sua relação com as estruturas e unidades geológicas encaixantes. Notar que os pegmatitos precoces só foram observados nas Unidades Cassorotiba e Palmital, e os tardios somente nas Unidades Tinguí e Palmital.

Tabela 8- Pegmatitos classificados em relação à estruturação geral e as rochas encaixantes

Pegmatitos	Terreno Oriental		Domínio Tectônico de Cabo Frio	Legenda
	Unidade Tinguí	Unidade Cassorotiba	Unidade Palmital	
MN-01			P2	
MN-02			P2	
MN-03		P1		
MN-04		P2		
MN-05			P1	
MN-06			P2	
MN-07	T1			
MN-08	T1			
MN-09			T2	
MN-10			T1	
MN-11			P2	
MN-12			T2	
MN-13	T1			P1 - Precoce paralelo
MN-14	T2			P2 - Precoce dobrado
MN-15	T1			T1 - Tardio tabular
MN-16	T1			T2 - Tardio aplito

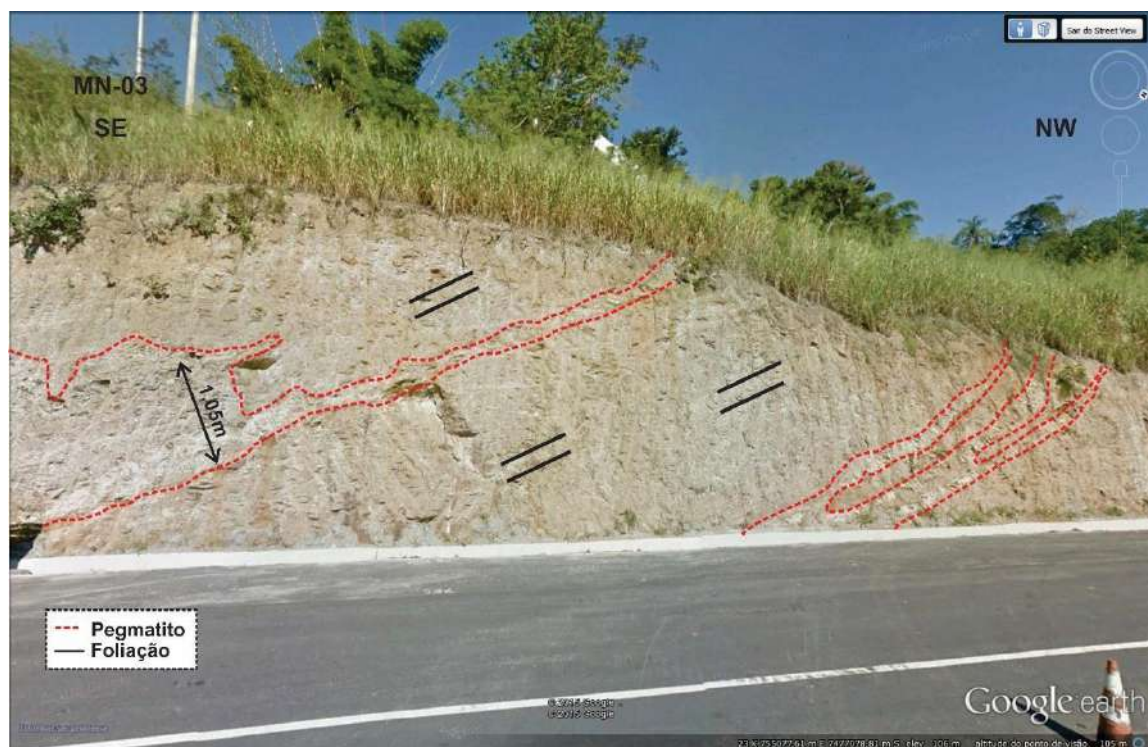
Na Unidade Tinguí (Terreno Oriental) ocorre dominância de pegmatitos tardios, enquanto no Terreno Cabo Frio ocorre maioria de pegmatitos precoces. Pode-se supor que os pegmatitos foram gerados após a colagem da Unidade Tinguí e durante a colagem tanto do Cassorotiba quanto da Unidade Palmital, gerando pegmatitos concordantes com a foliação e dobrados.

5.2.1. Pegmatitos precoces (P1 e P2)

P1 - O grupo dos pegmatitos precoces paralelos (MN-03 e MN-05) é em geral homogêneo (não zonados), inequigranular, possui granulometria de média a grossa, textura gráfica, com intercrescimento do quartzo com o feldspato.

Em geral, apresentam-se como veios tabulares com espessura centimétrica a métrica (atingem até 1,30m), comprimento restrito, são concordantes a sub-concordantes à foliação principal das rochas, cuja direção varia entre 230° e 210° e mergulhos entre 30° e 60° (figuras 21 e 22).

Figura 21- Pegmatitos concordantes com a foliação (MN-03)



Legenda: Afloramento MN-03 encontrado a 5,25 km da praça do pedágio em Palmital, Saquarema-RJ. No afloramento MN-03, os pegmatitos são concordantes (direção de strike 220°) com a foliação da encaixante (Unidade Cassorotiba).

Figura 22- Pegmatitos concordantes com a foliação (MN-05)



Legenda: Pegmatito MN-05 a 2,5 km do centro do bairro Boa Esperança, Rio Bonito. Corpo concordante com a foliação (230/60°) da encaixante (limite da Unidade Cassorotiba com a Unidade Palmital).

A mineralogia básica do pegmatito é composta de quartzo (30%), K-feldspato (30%), plagioclásio (35%), biotita, granada e magnetita (5%). O quartzo ocorre em cristais anédricos, de cor branco leitoso a um tom acinzentado. Os cristais de K-feldspato e plagioclásio ocorrem anédricos com dimensões de até 1,5 cm. A biotita ocorre em cristais subédricos. A granada encontra-se em geral recoberta por crosta ferruginosa e provavelmente é do tipo almandina (devido a sua alteração limonítica) ou ocorre circundada por magnetita em MN-03, em grãos que atingem 0,5 cm (Figura 23). É comum a maior abundância de biotita e maior tamanho da granada no contato do pegmatito com a encaixante (Figuras 24 e 25).

Figura 23- Granada envolta por magnetita (MN-03)



Figura 24- Acúmulo de biotita no contato do pegmatito MN-05 com encaixante



Figura 25- Granada no contato do pegmatito com a encaixante



Nota: Observa-se o aumento da biotita no contato do pegmatito com a encaixante.

P2 - O grupo dos pegmatitos dobrados (MN-01, MN-02, MN-04, MN-06 e MN-11), predominantes na Unidade Palmital, acompanha a foliação, formando dobras simples a ptigmáticas (figuras 26 e 27).

Estes pegmatitos são, em geral, homogêneos (não zonados), inequigranulares, tem granulometria de média a grossa, espessura de até 2m e comprimento restrito.

Figura 26- Pegmatito MN-02 dobrado



Nota: direção do plano axial aproximadamente paralelo à direção da foliação do sillimanita-biotita gnaïsse da Unidade Palmital. A direção aproximada do veio é N-S e a foliação é 200/60°. Assim como o MN-01, esse afloramento encontra-se próximo à praça do pedágio em Palmital (2,77km).

Figura 27- Pegmatito MN-04 no contato entre as Unidades Cassorotiba e Palmital



Nota: pegmatito de direção N20°E. Notar a diferença de coloração das litologias. Encontra-se a cerca de 2 km do bairro Boa Esperança, em Rio Bonito.

A mineralogia básica é composta de quartzo (30%), K-feldspato (35%), plagioclásio (30%), biotita, muscovita e granada (5%).

O quartzo ocorre em cristais anédricos, com tom amarelado a alaranjado. O K-feldspato e o plagioclásio são também anédricos com dimensões de até 7cm. A biotita e muscovita ocorrem em cristais anédricos a subédricos com até 3cm. A granada é rara, anédrica e atinge até 3cm.

As lentes de rocha máfica de 50x80 cm possuem maior eixo paralelo à foliação principal, o que foi interpretado, por Schmitt (2001), com estiramento progressivo próximo às zonas de maior deformação, alinhando-se paralelamente à lineação de estiramento mineral (Figura 28).

Figura 28- Bolsão de rocha máfica próximo ao MN-01



5.2.2. Pegmatitos tardios (T1 e T2)

T1 - Os pegmatitos tardios tabulares (MN-07, MN-08, MN-10, MN-13, MN-15 e MN-16) são em geral heterogêneos (zonados), inequigranulares, tem granulometria de média a grossa e apresentam textura gráfica típica de pegmatitos. Em geral, formam um enxame de veios pegmatíticos paralelos entre si, constituindo-se por um veio principal com espessura variando entre 0,5 a 2,0 m, e veios secundários mais estreitos. Os contatos com as rochas encaixantes são bruscos. Os veios pegmatíticos desse grupo podem ser cortados e deslocados por falhas (Figura 29 e 30), cujo plano pode estar preenchido por vênulas de aplito pegmatítico (grupo T2) ou por dique máfico (MN-16-Figura 31).

Figura 29- Enxame de veios pegmatíticos discordantes “T1” cortando o hornblenda-biotita gnaiss do Terreno Oriental (MN-08).



Legenda: Pegmatitos de menor largura paralelos ao corpo principal são deslocados por falha preenchida por aplito pegmatítico “T2”. O pegmatito principal apresenta-se zonado, com cristais de quartzo de até 1,5 cm na região central do corpo. Direção dos veios: T1 (principal): N-S/90 e T2: E-W/90. Foliação da encaixante: 285/15°. Afloramento localizado a 5,5 km do município de Rio Bonito.

Figura 30- Pegmatitos tabulares apresentando estrutura de “corta-corta” na Unidade Tingui



Nota: Pegmatito com direção aproximada de N60°E (veio principal). Afloramento localizado a cerca de 5km de Rio Bonito

Figura 31- Pegmatito tabular com ramificações, falhado, de direção N50°E e intrudido por um dique máfico tardio



Nota: Dique máfico tardio destacado em verde. Afloramento localizado a aproximadamente a 4,5 km do município de Rio Bonito.

Em geral, os veios principais T1 são compostos essencialmente por quartzo (40%), k-feldspato (45%), plagioclásio (10%), além de biotita, muscovita, granada e sulfetos (possivelmente pirita) (5%). O quartzo ocorre de cor branco leitoso a levemente amarelado, anédrico, com tamanhos de até 1,5cm, intercrescidos com k-feldspato e plagioclásio. O feldspato potássico se apresenta em cristais subédricos de até 4cm (MN-08) e predomina sobre o plagioclásio em formato subédrico. A biotita ocorre euédrica a subédrica, pode ser observada em quatro corpos (MN-08, MN-13, MN-14 e MN-16), porém em grande quantidade no MN-08 com dimensão de até 5cm (figura 32) e consta em maior quantidade que a muscovita.

Figura 32- Megacristais de biotita, quartzo e k-feldspato do MN-08



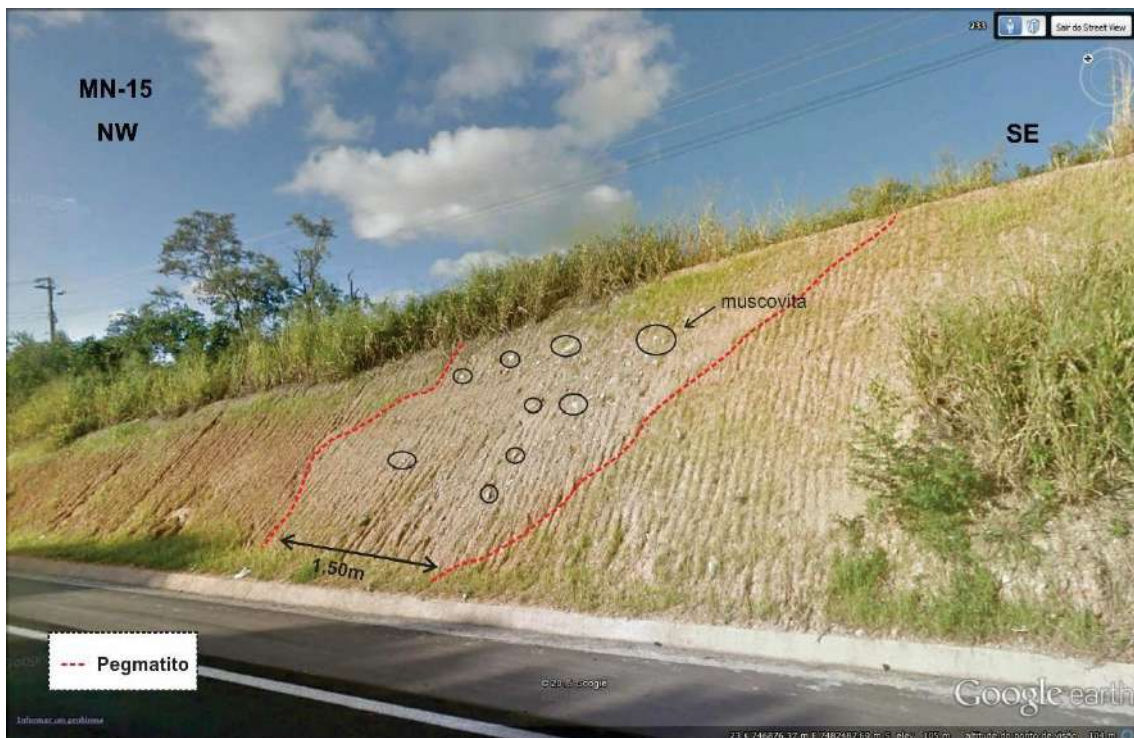
A granada de tom avermelhado (figura 33), com até 5mm de diâmetro, em grãos anédricos a subédricos está presente em cinco corpos (MN-07, MN-10, MN-13, MN-15 e MN-16), porém apresenta-se abundante somente em MN-10. No contato entre pegmatito e o hornblenda biotita gnaiss (Unidade Tinguí) é comum o enriquecimento de muscovita no pegmatito (MN-07, MN-13, MN-15 e MN-16). Magnetita ocorre associada a biotita (MN-08). Sulfetos (pirita) foram encontrados nos pegmatitos MN-13 e MN-15 em cristais anédricos.

O MN-15 foi uma exceção em relação aos pegmatitos em geral, sendo o único a ocorrer megacristais de muscovita, chegando a 20cm (Figuras 34 e 35).

Figura 33- Granadas em MN-10.



Figura 34- Pegmatito MN-15 com megacristais de muscovita e cortando a Unidade Tinguí



Nota: Possui direção N80°E e está a cerca de 4,5 km de Rio Bonito. Encaixante e corpo pegmatítico altamente saprolitizados.

Figura 35- Megacristais de muscovita coletados do MN-15



T2 - Os pegmatitos tardios aplíticos MN-09, MN-12 e MN-14 (figuras 36 e 37) apresentam-se com espessura centimétrica. São veios não zonados, inequigranulares, de granulometria de média a grossa, espessura de até 0,60m e comprimento restrito. Sua mineralogia básica é composta de quartzo (30%), K-feldspato (30%), plagioclásio (20%), biotita (MN-12) e muscovita (MN-14) (10%). Esse grupo encontra-se em estado de alteração altíssimo, impossibilitando as medidas da foliação da encaixante e direção dos veios. O quartzo

encontra-se anédrico, de tom leitoso a amarelado com até 4cm de diâmetro. O K-feldspato e o plagioclásio são anédricos e atingem até 6cm de diâmetro. A biotita e a muscovita tem dimensões de até 4cm.

Figura 36- Aplito MN-09 intrudindo em diversas direções a Unidade Palmital

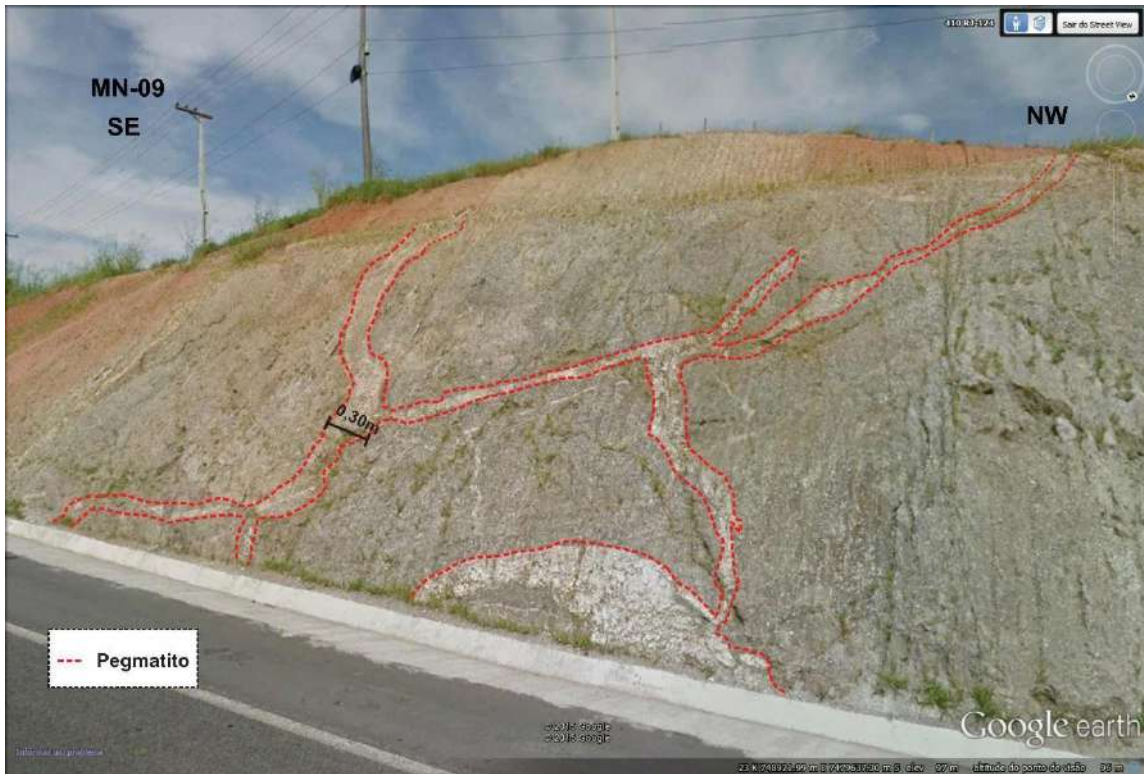


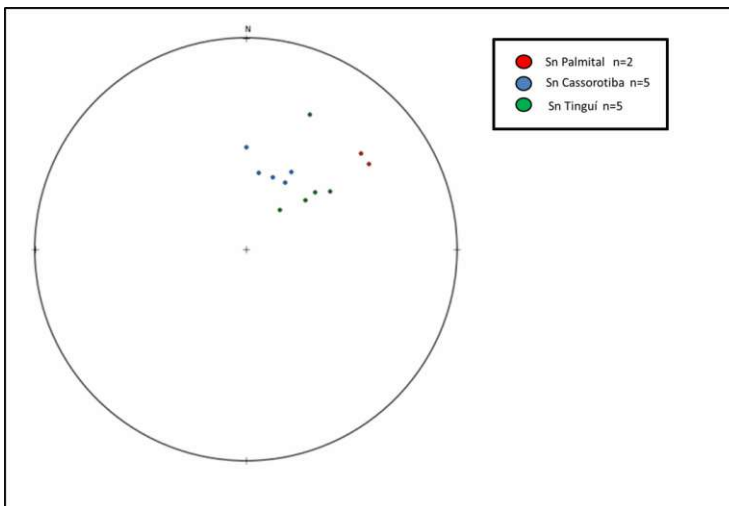
Figura 37- Aplito MN-14 com direção N60°E intrudindo a Unidade Tinguí



Em geral, os pegmatitos precoces apresentam orientação principal NE-SW, enquanto que os pegmatitos tardios apresentam orientação principal N-S. Piza (2012) citou pegmatitos em Ponta Negra tardios apontando para E-W/vertical e N-S a NW-SE para os precoces.

Na figura 38 foram indicados os pólos de foliação das rochas encaixantes dos pegmatitos. É possível notar que as rochas da Unidade Palmital possuem mergulhos mais fortes (cerca de 60°) quando comparadas às rochas das Unidades do Terreno Oriental (Unidades Tinguí e Cassorotiba), com mergulhos entre 30 e 40°.

Figura 38- Estereograma com pólos das foliações dos Terrenos Tinguí e Cassorotiba e da Unidade Palmital



Quanto as encaixantes, serão descritas brevemente as rochas das Unidades Tinguí, Cassorotiba e Palmital presentes na área.

5.3. Unidades litoestratigráficas encaixantes

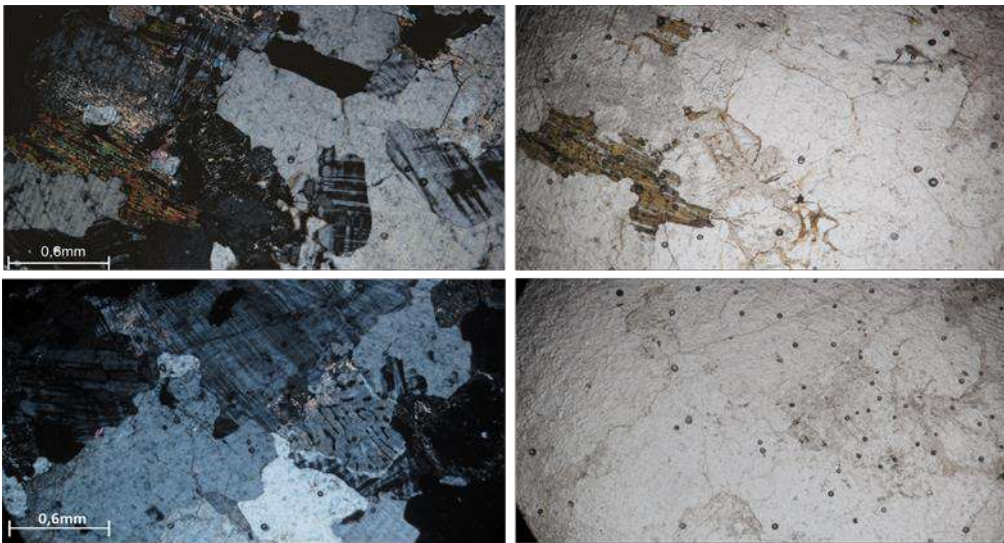
- A **Unidade Palmital** (Terreno Cabo Frio) definida por Reis et al. (1980) e Reis e Mansur (1995) é composta por metapelitos com pouca granada e sem cianita. Schmitt (2003) cita idade de U-Pb (SHRIMP) de grãos de zircão detríticos indicando fontes arqueanas, paleoproterozoicas e neoproterozoicas. Heilbron e Machado (2003) sugerem deposição em bacia retro-arco neoproterozóica, relacionada ao Arco Magmático Rio Negro.

É representada por (granada-sillimanita) paragneisse leuco a mesocrático, com bandamento composicional e textura estromática. Intercalações de rochas calcissilicáticas são

encontradas.

O gnaiss leucocrático apresenta textura granoblástica com foliação definida pela orientação de biotita. A maioria dos minerais é xenoblástica e há a presença de textura mirmequítica (figura 39). É composto essencialmente por quartzo (30%), microclina (35%), plagioclásio (30%) e, em menor quantidade, biotita, muscovita, sillimanita, granada, apatita e opacos (5%). O quartzo, na maioria das vezes, apresenta extinção ondulante. A microclina apresenta textura micropertítica. O plagioclásio apresenta-se com maclas.

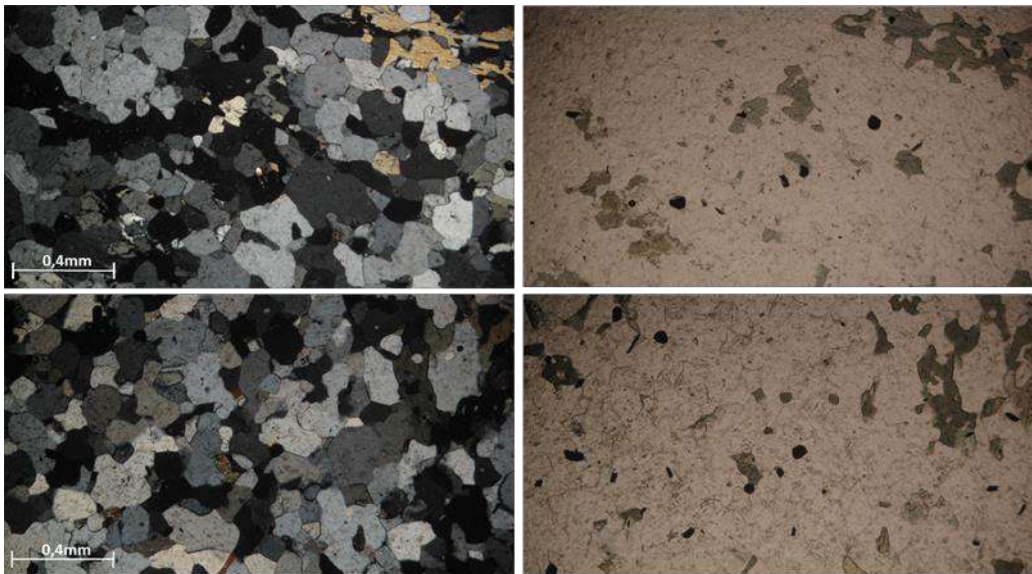
Figura 39- Fotomicrografias de leucognaisse da Unidade Palmital



Nota: Afloramento do MN-05. Nicóis cruzados a esquerda e paralelos a direita, aumento de 5x.

A rocha calcissilicática intercalada na Unidade Palmital apresenta-se maciça, com granulação fina a média, constituída de quartzo, carbonato, diopsídio, hornblenda, wollastonita e opacos. O quartzo ocorre em abundância. A hornblenda apresenta-se em grande quantidade. O carbonato juntamente com o diopsídio, wollastonita e opacos são os minerais traço (figura 40).

Figura 40- Fotomicrografias de rocha calcissilicática na Unidade Palmital



Nota: Nicóis cruzados a esquerda e paralelos a direita, aumento de 2,5x.

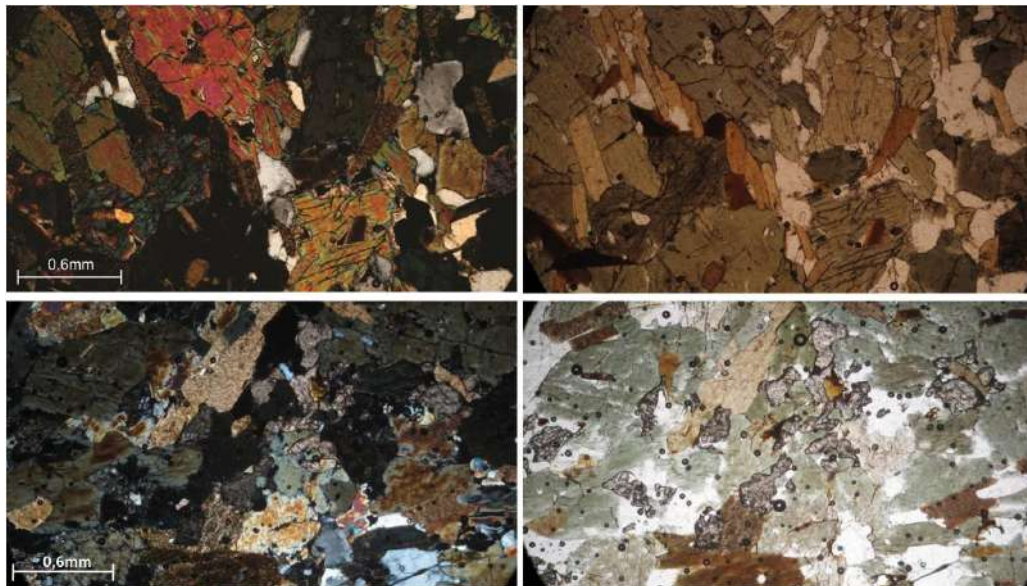
As rochas da Unidade Palmital foram interpretadas como derivadas de sedimentos de fundo oceânico num ambiente de back-arc (Schmitt, 2003). Nesse contexto, torna-se interessante determinar a presença de bolsões semelhantes a “boudins” de rocha máfica (diorito? gnaisses dioríticos?) próximos a zona de contato, possivelmente empurrões, com as rochas da Unidade Cassorotiba.

- As rochas da *Unidade Tinguí* (Terreno Oriental) são representadas por hornblenda-biotita gnaiss localmente com bandamento suave ou apresentando níveis de poucos centímetros com pórfiros tabulares de feldspato. Textura migmatítica com leucossomas irregulares.

A rocha apresenta textura granonematoblástica, inequigranular, composta de hornblenda (75%), biotita (10%), quartzo (5%), plagioclásio (10%), apatita, titanita e minerais opacos (figura 41). A hornblenda é o mineral mais abundante na rocha, de

coloração verde oliva, verde claro e castanho, levemente orientada (secundário). A biotita apresenta-se pouco orientada com pleocroísmo marrom claro e castanho. A titanita apresenta-se granoblástica e está associada na maior parte com a hornblenda. O quartzo é também granoblástico e alguns grãos exibem extinção ondulante. O plagioclásio apresenta-se granoblástico em sua maioria. Os minerais traços são representados por apatita e opacos.

Figura 41- Fotomicrografias de hornblenda-biotita gnaiss da Unidade Tinguí

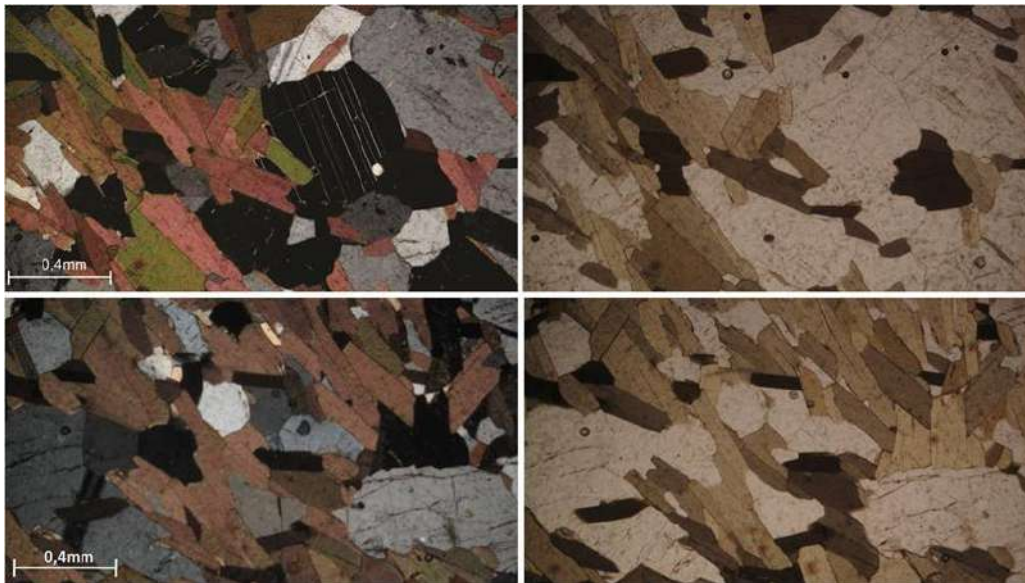


Nota: Nicóis cruzados a esquerda e paralelos a direita, aumento de 5x.

- A *Unidade Cassorotiba* (Terreno Oriental) é constituída de biotita gnaiss porfirítico mesocrático, tabulares a lenticulares, geralmente foliado. Ocorre intercalado com fácies inequigranular de granulação média a grossa, sem pórfiros de feldspato. Próximo ao contato com o paragneiss ocorre a presença de granada e enclaves lenticulares de rocha calcissilicática.

Textura granolepidoblástica, inequigranular, composta pelos minerais biotita, quartzo, plagioclásio, K-feldspato, apatita e zircão, ocorrendo junção tríplice do quartzo, plagioclásio e biotita. O contato entre os grãos é poligonal, indicando uma possível recristalização. A biotita está orientada suavemente e não ocorre alteração. Extinção ondulante no quartzo ocorre algumas vezes. Apatita e zircão são os traços da rocha. Ocorre intercalação do biotita gnaiss da Unidade Palmital (figura 42).

Figura 42- Fotomicrografias de biotita gnaisse da Unidade Cassorotiba



Nota: Nicóis cruzados a esquerda e paralelos a direita, aumento de 2,5x.

Como já foi dito anteriormente, a origem das rochas da Unidade Tinguí gera controvérsias entre os vários autores, pois uns as definem como paraderivadas e outros acreditam que a unidade é composta por ortognaisses além de metassedimentos.

6. ANÁLISE MINERALÓGICA E QUÍMICA MINERAL DOS CONCENTRADOS PESADOS

6.1. Introdução

Os pegmatitos são, em geral, descritos segundo sua mineralogia, discriminando-se as espécies minerais que são comuns e aquelas que, sendo tipomórficas, permitem refinar a tipologia dos pegmatitos através de paragêneses únicas. Os minerais discriminantes das paragêneses são essencialmente acessórios e essenciais não específicos, mas tem composições químicas anômalas. Em geral, os minerais com metal contido (minerais com metais ou não- metais com valor comercial) e ainda Th, U e Terras Raras (ETR) podem estar contidos nos concentrados de minerais densos derivados da separação gravimétrica como os concentrados de bateia (Pereira, 2003). A identificação mineral desses concentrados pode ser