



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 518

**PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO
GRANÍTICO DO CINTURÃO ARAGUAIA**

Dissertação apresentada por:

JUVENAL JUAREZ ANDRADE DA SILVA NETO

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Silva Neto, Juvenal Juarez Andrade da, 1991-
Petrologia e geocronologia do magmatismo granítico do
Cinturão Araguaia / Juvenal Juarez Andrade da Silva Neto. – 2018.
xiii, 105 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias
Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto
de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Belém, 2018.

1. Petrologia - Cinturão Araguaia (TO). 2. Geoquímica -
Cinturão Araguaia (TO). 3. Geocronologia - Cinturão Araguaia
(TO). Cinturão Araguaia (TO). 4. Magmatismo granítico. I. Título.

CDD 22. ed.: 552.098117

Elaborada por
Maria do Socorro Albuquerque
CRB-2/ 871



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO
GRANÍTICO DO CINTURÃO ARAGUAIA**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:


JUVENAL JUAREZ ANDRADE DA SILVA NETO


**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 28 / 11 / 2017

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani
Membro – USP


Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves
Membro – UFPE

AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom da vida e bênçãos concedidas durante toda minha trajetória.

À minha mãe Regina Coely, a quem serei eternamente grato pelo incentivo, confiança, paciência, amor e carinho cultivados ao longo da vida.

À Universidade Federal do Pará, por intermédio do Instituto de Geociências (IG) e do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), que forneceram estrutura necessária para a execução deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Paulo Gorayeb, por sua amizade, incentivo, paciência e pela oportunidade de crescimento científico na Geologia, além da orientação deste trabalho.

Ao projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) MCT-CNPq/FAPESPA, em nome do Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol, pelo incentivo à pesquisa através do financiamento das viagens de campo e análises.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de Mestrado.

Aos professores e funcionários do IG/UFGA, em especial ao Prof. Dr. Candido Moura e Prof. Dr. Jean-Michel Lafon, pelas discussões e apoio no trabalho de geologia isotópica.

À CPRM, em nome da técnica Maria Rosalva Coelho.

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP), em especial ao Prof. Dr. Umberto Cordani e técnicos Kei Sato, Artur Takashi e Walter Sproesser, pelos ensinamentos, paciência e auxílio nas datações U-Pb.

À química Msc. Elma Oliveira do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-iso) da UFGA, pela ajuda e paciência no ensino das técnicas de preparação de amostras para análises isotópicas Sm-Nd. Bem como aos técnicos Afonso Quaresma, Igor Alves e Joelma Lobo pelo apoio nas diferentes etapas do trabalho.

À Geóloga Msc. Ingrid Roberta Viana da Cunha por sua grande amizade, confiança e ajuda na elaboração de diagramas geoquímicos e manuseio de *softwares*, além da parceria e cumplicidade durante todas as etapas vivenciadas desde o curso de Graduação.

Ao amigo Geólogo Msc. Rafael Estumano Leal pelo apoio na elaboração dos mapas.

Aos amigos do grupo de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) e do laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) pela amizade e auxílio durante o desenvolvimento deste trabalho, em particular à Layse Holanda, Hanna Sales, Bruna Nogueira, Luisa Barros, Arthur Aragão, Lilian Paula, Camila Vilar, João Milhomem, Bruno Portugal e David Pereira.

Aos amigos da pós-graduação Douglas Pereira, Hévila Costa, Fabriciana Guimarães, Mayara Fraeda, João Victor e Chafic El-Husny. Aos merendas da turma de Geologia 2008: Carla Braga, Aldemir Sotero, Haline Vasconcellos, Carlos Alberto, Joana Queiroz, Rachel Alves, Renato Sol e Pop.

À minha família pelo apoio motivacional na árdua batalha vivenciada durante o período do Mestrado, em especial, à minha avó Maria, primos Deyla, Jefferson Patrick e Jéssica Patrícia, compadre Daniel, aos mais novos Renzo e Beatriz. Bem como, à família que pude escolher, meus eternos amigos Negos.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Na porção leste do Cinturão Araguaia (CA), Estado do Tocantins, são identificados corpos graníticos de dimensões relativamente pequenas, merecendo destaque os plútons Ramal do Lontra (GRL), Presidente Kennedy (GPK), Barrolândia (GBR) e Santa Luzia (GSL), os quais são o registro de um importante evento de granitogênese relacionado à evolução do CA no fim do Neoproterozoico. As poucas ocorrências conhecidas e os dados geológicos existentes sobre esses corpos não estavam sistematizados e organizados de maneira que possibilitasse uma compreensão integral e correlativa das várias áreas onde esses granitos afloram. Vale ressaltar que, embora este magmatismo seja espacialmente pouco representativo, ele tem grande importância para o entendimento da evolução crustal do CA, pois, seu alojamento estaria relacionado à fase principal do metamorfismo regional, tendo em vista que os corpos ocorrem nos domínios de maior grau metamórfico desta unidade geotectônica. Este trabalho está voltado à interpretação petrológica e à geocronologia do magmatismo granítico do Cinturão Araguaia, tendo em vista o seu conhecimento não-articulado e seu importante significado geotectônico na evolução desse segmento crustal, a partir da caracterização petrográfica e litogeoquímica desses corpos; da definição da idade dos episódios magmáticos que formaram esses granitos através da datação U-Pb em zircão; e da investigação das possíveis fontes e tempos de residência crustal através de idades modelo T_{DM} (Sm-Nd) e parâmetro ϵ_{Nd} . Os granitos estudados constituem *stocks* em formas levemente ovaladas com dimensões variáveis entre 3 a 6 km no eixo maior por 2-4 km, encaixados em micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo. Em campo, notaram-se algumas feições importantes como a ausência de metamorfismo de contato e de xenólitos nas encaixantes, inexistência de margens de resfriamento no corpo, presença de pequenas massas graníticas nos xistos encaixantes e concordância estrutural entre as foliações das encaixantes e do corpo granítico. Esses corpos são caracterizados petrograficamente como metagranitos de duas micas com pequenas variações mineralógicas, pobres em minerais máficos (<6%), hololeucocráticos, equigranulares de granulação média, apresentando texturas granoblásticas, predominantemente, com textura reliquiar granular hipidiomórfica. No diagrama QAP de Streckeisen os corpos GRL, GBR e GSL plotam predominantemente no campo do monzogranito, ou na fronteira dos campos monzogranito a granodiorito, enquanto o GPK no campo do granodiorito. O conteúdo mineralógico essencial é formado por oligoclásio, quartzo e microclina, seguido de biotita e muscovita, e os minerais acessórios reúnem apatita, zircão, alanita, granada, monazita e minerais opacos. Do ponto de vista geoquímico, os granitos desses quatro corpos são muito similares, mostrando riqueza em SiO_2 , variando entre 71 e

74% e em Al_2O_3 , 13 a 15%. Os teores de Na_2O e K_2O são levemente maiores no GRL e no GPK, o que provavelmente reflete na relação A/CNK que os enquadra como os tipos mais peraluminosos. Os teores de MgO , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ e CaO são, no geral, baixos, o que indica tratar-se de granitos pouco fracionados. O estudo dos elementos-traços mostrou que há pequenas variações composicionais entre as rochas dos diferentes corpos. O comportamento dos ETR demonstrou um fracionamento médio a acentuado dos leves em relação aos pesados com razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ igual a 11,8-72,8 e pequenas anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5-1,3$). Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico os granitos situam-se predominantemente no campo sin-colisional. Os estudos geocronológicos realizados pelo método U-Pb em zircão via SHRIMP, forneceram idades médias de $542,7 \pm 1,9$ Ma (GPK), $541,5 \pm 1,8$ Ma (GBR) e $546,4 \pm 2,3$ Ma (GSL); interpretadas como as idades de cristalização do zircão, permitindo, assim, posicioná-los no final do Neoproterozoico. A idade obtida no GRL foi de $615,7 \pm 26$ Ma, o que destoia dos dados já conhecidos e merecerá reanálise dos dados. Os resultados isotópicos de Sm-Nd para os quatro corpos graníticos forneceram idades modelo (T_{DM}) que variam de 1,69 a 1,84 Ga e valores de ϵ_{Nd} negativos entre -12,18 e -6,21. No diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo, as amostras indicam uma fonte predominantemente crustal de idade estateriana para os magmas parentais. A análise integrada dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, permite afirmar que, os plútons graníticos estudados são correlatos, tendo sua origem associada a um mesmo evento de granitogênese; as idades U-Pb em zircão de 541 a 546 Ma, interpretadas como idades de cristalização dos granitos GPK, GBR e GSL, estão relacionadas à fase principal do metamorfismo do CA; o alojamento desses corpos está associado à fase orogénica colisional do CA no fim do Neoproterozoico; os dados de Sm-Nd sugerem que a geração destes granitos pode estar relacionada a processos de anatexia de duas fontes crustais distintas, propiciando a agregação de líquidos graníticos, ascensão e o alojamento tardio desses magmas à tectônica principal do Cinturão Araguaia.

Palavras-chave: Petrologia. Geoquímica. Geocronologia. Cinturão Araguaia. Magmatismo Granítico.

ABSTRACT

In the eastern region of the Araguaia Belt (AB), in Tocantins State, four relatively small granitic bodies are identified: Ramal do Lontra (GRL), Presidente Kennedy (GPK), Barrolândia (GBR) e Santa Luzia (GSL). These rocks represent the record of an important granitogenesis event that is related to the evolution of the AB at the later Neoproterozoic. The few geological data on these bodies were poorly organized which precluded an integrated understanding and the correlation with other outcropping areas. This magmatism is not spatially very representative, but it is important due to the relationship of the granitic emplacement with the main phase of the regional metamorphism. This work is focused on the petrological and geochronological interpretation of granitic magmatism of the AB, especially on the petrographic and geochemical characterization of the main bodies, definition of ages of the magmatic episodes by zircon U-Pb dating and investigation of sources and time of crustal residence by TDM model ages (Sm-Nd) and ϵ_{Nd} values. The studied bodies comprise stocks with slightly oval shapes and size that varies from 3 to 6 km on the major axis and 2-8 km on the smaller one, which are emplaced on micaxistes and quartzites of the Estrondo Group. In field stage, some important features were noted, such as the lack of the contact metamorphism and xenoliths on the country rocks, as well as the lack of the cooling borders, presence of granitic portions on the country rocks and the structural concordance between the foliations of the country rocks and the granitic body. The rocks were classified as two-mica meta-granites with low mineralogical variation, low mafic mineral content (<6%), hololeucocratic, medium grained and equigranular features, and granoblastic and relic granular hypidiomorphic textures. On the QAP diagram, the GRL, GBR and GSL plotted on the monogranite field or on the limits between the monzogranite and granodiorite fields, whereas, the GPK felt on the granodiorite field. The essential mineralogical content is formed by oligoclase, quartz and microcline, followed by biotite and muscovite. The accessory minerals are represented by apatite, zircon, allanite, garnet, monazite and opaque minerals. The granitic rocks are geochemically similar with SiO₂ content from 71% to 74%, and Al₂O₃ between 13% and 15%. The Na₂O and K₂O contents are slightly higher in the GRL and GPK, which reflect on the A/CNK ratio, plotting on the peraluminous field. The low content of MgO, Fe₂O_{3Total} and CaO indicate these rocks are low fractionated. The trace elements also pointed out small compositional variations on the rocks of the different bodies. The REE patters demonstrated a medium to strong fractionation of the light REE in relation to the heavy REE, showing (La/Yb)_N values between 11.8 and 72.8 and weak Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.5-1.3). The zircon U-Pb dating by SHRIMP reveled ages of 542.7 ± 1.9 Ma (GPK), 541.5 ± 1.8 Ma

(GBR) and 546.4 ± 2.3 Ma (GSL). These ages were interpreted as zircon crystallization at the later Neoproterozoic. The age obtained for the GRL was slightly older ($615,7 \pm 26$ Ma) with a higher MSWD errors. The Sm-Nd isotopic results for the four bodies revealed T_{DM} model ages between 1.69 and 1.84 Ga and ϵ_{Nd} values from -12.18 to -6.21. On the ϵ_{Nd} versus time diagram, the plots indicate a dominantly Statherian crustal sources for the parental magmas. The integrated data analysis allows us to suggest that the granitic bodies are correlated, which their origin is associated to a same granitogenesis event. The U-Pb ages between 541 and 546 Ma, interpreted as crystallization of the GPK, GBR and GSL, are related to the main metamorphic phase of the AB. The emplacement of this bodies is associated to the orogenic collisional phase of the AB at the later Neoproterozoic. The Sm-Nd data suggest that the studied rocks were generated by anatexia of at least two different sources, which favored the aggregation of granitic melts, rising and late emplacement of these magma at the main phase of the Araguaia Belt.

Keywords: Petrology. Geochemistry. Geochronology. Araguaia Belt. Granite Magmatism.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo no estado do Tocantins, destacando-se as áreas-alvos de ocorrência dos granitos do Cinturão Araguaia.	3
Figura 2.1 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia, ressaltando suas principais unidades litoestratigráficas e embasamento, com indicação de suas idades.	13
Figura 2.2 - Quadro litoestratigráfico geral do Cinturão Araguaia e unidades do embasamento	14
Figura 3.1 – Mapa geológico da área alvo Ramal do Lontra com a localização dos pontos estudados.	23
Figura 3.2 - Mapa geológico da área alvo Presidente Kennedy com a localização dos pontos estudados.	24
Figura 3.3 - Mapa geológico da área alvo Barrolândia com a localização dos pontos estudados.....	25
Figura 3.4 - Mapa geológico da área alvo Santa Luzia com a localização dos pontos estudados.	26
Figura 3.5 - Aspectos gerais das rochas do Grupo Estrondo.....	29
Figura 3.6 - Aspectos gerais dos granitos Ramal do Lontra e Presidente Kennedy.....	32
Figura 3.7 - Aspectos gerais dos granitos Barrolândia e Santa Luzia	35
Figura 4.1- Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Ramal do Lontra.....	39
Figura 4.2 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Presidente Keneddy.....	47
Figura 4.3 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Barrolândia.	57
Figura 4.4 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Santa Luzia.	59
Figura 4.5 - Aspectos Macroscópicos dos Granitos Estudados.....	60
Figura 4.6 - Aspectos texturais dos Granitos Estudados	61
Figura 4.7 - Feições em detalhe dos Granitos Estudados	62
Figura 4.8 - Aspectos Microestruturais	63
Figura 5.1 - Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitos estudados.....	72
Figura 5.2 - Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitos estudados.....	73
Figura 5.3 - Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitos estudados.....	74
Figura 5.4 - Diagramas de multielementos para os granitos estudados	75
Figura 5.5 - Média dos padrões de distribuição dos ETR para as amostras dos granitos estudados	76
Figura 6.1 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de zircão do Granito Presidente Kennedy ...	79

Figura 6.2 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de zircão do Granito Barrolândia.....	80
Figura 6.3 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de zircão do Granito Santa Luzia.....	81
Figura 7.1 - Diagrama T (Ga) versus ϵNd para os granitos do Cinturão Araguaia.	83

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Análise modal das amostras do Granito Ramal do Lontra.....	38
Tabela 4.2 - Análise modal das amostras do granito Presidente Kennedy.....	46
Tabela 4.3 - Análise modal das amostras do Granito Barrolândia.....	56
Tabela 4.4 - Análise modal das amostras do Granito Santa Luzia.....	58
Tabela 5.1 - Tabela de análise química das amostras dos Granitos Ramal do Lontra e Presidente Kennedy.....	65
Tabela 5.2 - Tabela de análise química das amostras dos Granitos Barrolândia e Santa Luzia.....	67
Tabela 7.1 - Resultados analíticos dos dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para os granitos estudados.....	83
Tabela 7.2 - Quadro comparativo dos dados geocronológicos existentes com aqueles obtidos neste trabalho.....	84
Tabela 9.1 - Classificação petrográfica dos granitos estudados.....	86

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E ABORDAGEM DO PROBLEMA	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	2
1.3 OBJETIVOS	4
1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS DO TRABALHO	5
1.4.1 Pesquisas Bibliográficas	5
1.4.2 Compilação de Bases Cartográficas	5
1.4.3 Trabalhos de Campo	5
1.4.4 Análises Petrográficas	6
1.4.5 Análises geoquímicas	6
1.4.6 Análises geocronológicas e isotópicas	7
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
2.1 GENERALIDADES	12
2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	14
2.2.1 Unidades do embasamento	14
2.2.2 Unidades do Cinturão Araguaia	16
2.2.3 Associações Máficas e Ultramáficas	17
2.3 METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA	18
2.4 MAGMATISMO GRANÍTICO DO CINTURÃO ARAGUAIA	19
3 GEOLOGIA DOS GRANITOS ESTUDADOS E UNIDADES ASSOCIADAS	22
3.1 GRUPO ESTRONDO	27
3.1.1 Formação Morro do Campo	27
3.1.2 Formação Xambioá	27

3.2 ALVO RAMAL DO LONTRA.....	30
3.3 ALVO PRESIDENTE KENNEDY.....	31
3.4 ALVO BARROLÂNDIA.....	32
3.5 ALVO SANTA LUZIA.....	33
4 PETROGRAFIA DOS GRANITOS ESTUDADOS.....	36
4.1 INTRODUÇÃO.....	36
4.2 PETROGRAFIA DO GRANITO RAMAL DO LONTRA	36
4.2.1 Aspectos petrográficos	36
4.2.2 Aspectos microestruturais	37
4.2.3 Aspectos mineralógicos	41
4.3 GRANITO PRESIDENTE KENNEDY	45
4.3.1 Aspectos petrográficos	45
4.3.2 Aspectos mineralógicos	45
4.4 GRANITO BARROLÂNDIA E GRANITO SANTA LUZIA	50
4.4.1 Aspectos petrográficos	50
4.4.2 Aspectos microestruturais	51
4.4.3 Aspectos mineralógicos	53
5 GEOQUÍMICA.....	64
5.1 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	77
6 GEOCROLOGIA U-Pb VIA SHRIMP.....	78
6.1 RESULTADOS ANALÍTICOS	78
7 GEOCROLOGIA Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.....	82
7.1 RESULTADOS ANALÍTICOS	82
7.2 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCROLÓGICOS.....	84
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	86
REFERÊNCIAS.....	89
ANEXO.....	95
ANEXO A- SEPARAÇÃO DE MINERAIS PESADOS.....	95

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E ABORDAGEM DO PROBLEMA

O Cinturão Araguaia (CA) é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico, que se dispõe submeridionalmente em torno de 1.200 km de comprimento, situada entre os crátons Amazônico e São Francisco, sendo composta predominantemente por sucessões de rochas metassedimentares e restritamente por suítes magmáticas. No entanto, com o avanço do conhecimento por meio de pesquisas desenvolvidas nas últimas décadas, foram reconhecidos diversos eventos magmáticos que demarcam importantes episódios tectônicos na evolução do Cinturão Araguaia. Dentre eles destaca-se o magmatismo granítico, representado pelos plútons Ramal do Lontra, Santa Luzia, Presidente Kennedy, Barrolândia e outros corpos não-mapeáveis.

Este magmatismo não é de grande expressão no atual nível crustal em que se encontra este orógeno e são representados por pequenos stocks encaixados em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo. Assim, são poucas as ocorrências até então conhecidas e os estudos geológicos existentes sobre eles não estavam sistematizados e organizados, de maneira que possibilitasse uma compreensão integral e correlativa das várias áreas onde esses granitos se encontram. Embora este magmatismo seja espacialmente pouco representativo, ele tem grande importância para o entendimento da evolução crustal do CA, pois, seu alojamento estaria relacionado à fase principal do metamorfismo regional, tendo em vista que os corpos ocorrem nos domínios de maior grau metamórfico do CA.

Em uma análise geral, alguns corpos ainda careciam de dados, pois não tinham sido detalhados integralmente. Havia corpos não datados, sem dados geocronológicos em zircão e isotópicos Sm-Nd e outros com estudos isotópicos limitados. Nesse sentido, vale ressaltar que para a maioria dos corpos datados anteriormente foi empregada a metodologia de evaporação de Pb em zircão, sendo assim, a utilização dos métodos U-Pb *Shrimp* e Sm-Nd (T_{DM}), complementados com análises petrográficas e litoquímicas, foram essenciais para homogeneizar e sistematizar esses estudos e aprimorar as discussões e interpretações petrológicas sobre a evolução desses corpos graníticos e as fontes dos magmas. Do ponto de vista geoquímico, os estudos realizados anteriormente não estavam completos. Notou-se, principalmente, a ausência de dados de elementos traços importantes além de terras raras, fundamentais para caracterização geoquímica, qualificação tipológica desses granitos e interpretações petrológicas. Por outro lado, os corpos citados anteriormente já encontravam-se

mapeados, as análises petrográficas feitas e as datações existentes apontaram idades mínimas, apesar dos erros.

Nesta dissertação de mestrado desenvolvida no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA foi realizada a sistematização de todas as informações importantes para interpretações petrológicas, a partir de um levantamento que permitiu a identificação dos dados ausentes, em cada corpo granítico, bem como a avaliação da qualidade dos dados existentes, considerando os métodos atuais mais adequados. No que tange à geocronologia foram feitas novas datações das rochas graníticas pelos métodos U-Pb *Shrimp* e estudos isotópicos Sm-Nd idade modelo (T_{DM}), que foram importantes para a interpretação e discussão da fonte de formação dos magmas que lhes deram origem. Nesse contexto, ainda havia dúvidas se esse magmatismo granítico foi formado a partir da anatexia das unidades do embasamento Arqueano, Paleoproterozoico ou das rochas metassedimentares do CA.

A pesquisa contou com o suporte do projeto Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), financiado pelo MCT-CNPq-FAPESPA e contou com o apoio do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da USP (GEOLAB), onde foram realizadas as análises geocronológicas e isotópicas.

A estrutura organizacional desse trabalho inclui um capítulo introdutório (Capítulo 1), onde são abordados a problemática, a localização da área de estudo, os objetivos que motivaram o desenvolvimento dessa pesquisa e os procedimentos analíticos aplicados. O capítulo seguinte traz a contextualização regional, onde se destacam as características tectônicas, litoestratigráficas das principais unidades e os aspectos gerais do magmatismo granítico do CA. O terceiro capítulo apresenta a geologia dos corpos graníticos estudados e unidades associadas, apresentando-se os mapas geológicos das quatro áreas-alvo do estudo e dados de campo. Nos capítulos seguintes, que constituem a parte central da dissertação, são apresentados os resultados das análises petrográficas, geoquímicas e geocronológica dos plútons graníticos estudados. Finalmente, no último capítulo, é feita a integração dos resultados obtidos, com discussões e conclusões deste trabalho.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no estado do Tocantins, compreendendo 4 áreas-alvo tendo como referência as cidades de Xambioá, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia, de

acordo com a ocorrência dos plútons que estão inseridos nas folhas cartográficas Xambioá (SB-22-Z-B), Conceição do Araguaia (SC-22-X-B), Miracema do Norte (SC-22-X-B) e Porto Nacional (SC-22-Z-B) (Figura 1.1).

O acesso às áreas, a partir de Belém, pode ser feito pela rodovia BR-316 até a cidade de Santa Maria (PA) interligando-se à BR-153 (Belém-Brasília), passando pelos estados do Maranhão e Tocantins e nesse estado, até as cidades de Presidente Kennedy, Barrolândia e Paraíso do Tocantins. Outra alternativa é o trajeto pela BR-316 acessando a “Alça Viária” em Marituba (PA) em direção a cidade de Barcarena, ou se utilizando de balsa diretamente de Belém, atravessando o rio Guamá em direção a Barcarena e seguindo pela rodovia PA-150 até Marabá onde se prossegue pela rodovia BR-153 até São Geraldo do Araguaia (PA), onde há a travessia de balsa no rio Araguaia para a cidade de Xambioá (TO) passando por Araguaína (TO), de onde se prossegue pela BR-153 até as respectivas cidades de Barrolândia, Presidente Kennedy e Paraíso do Tocantins (TO).

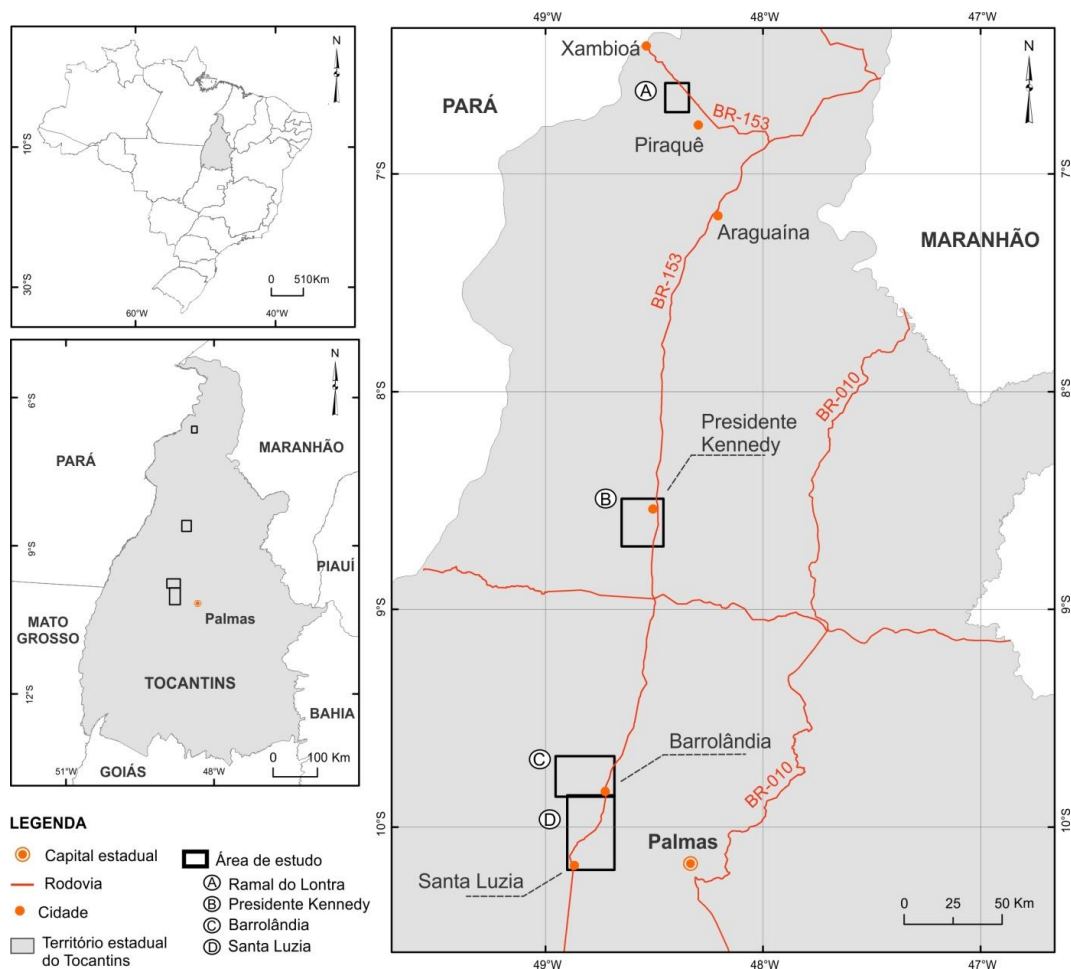


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo no estado do Tocantins, destacando-se as áreas-alvos de ocorrência dos granitos do Cinturão Araguaia.

1.3 OBJETIVOS

Do que se tem conhecimento da literatura, são poucas as ocorrências de corpos graníticos identificados até o presente no Cinturão Araguaia e os estudos geológicos existentes sobre eles ainda não estavam sistematizados de modo a possibilitar uma compreensão petrológica desse magmatismo granítico. Merece destaque alguns estudos como os realizados por Bulhões & Dall’Agnol (1985) e Santos (2011) no Granodiorito Presidente Kennedy; Lamarão & Kotschoubey (1996) no Granito Santa Luzia; Macambira (1983) e Alves (2006) no Granito Ramal do Lontra e Santos (2011) no Granito Barrolândia.

Nesse contexto, os plútons graníticos conhecidos ainda não foram completamente detalhados em vários aspectos, retratados anteriormente. Considerando a importância desse magmatismo na reconstituição da evolução desse segmento crustal do Neoproterozoico do Brasil, o estudo dessas rochas no escopo desta dissertação traz novos dados que servirão de base para aprimorar a discussão e contribuir na elaboração de modelos evolutivos para o Cinturão Araguaia.

Portanto, a presente dissertação de mestrado objetiva a interpretação petrológica e geocronológica do magmatismo granítico do Cinturão Araguaia, tendo em vista o conhecimento assistemático dos corpos graníticos e seu importante significado geotectônico na evolução desse segmento crustal.

Tendo em vista a definição do problema a ser abordado, ressaltam-se alguns objetivos específicos:

- ✓ Homogeneizar os dados dos corpos graníticos no CA, identificando-se os dados inexistentes em cada corpo;
- ✓ Correlacionar os plútons graníticos estudados, a partir dos dados iguais e homogêneos de cada corpo estudado;
- ✓ Obter as idades de cristalização dos granitos com datações U-Pb em zircão;
- ✓ Investigar a fonte dessas rochas (embasamento Arqueano/Paleoproterozoico *versus* unidades metassedimentares) com base em dados Sm-Nd (TDM);
- ✓ Avaliar variações tipológicas dos granitos para auxiliar na definição de modelos evolutivos;
- ✓ Definir a relação temporal desse magmatismo com o metamorfismo e tectônica do Cinturão Araguaia;
- ✓ Discutir e propor modelos de evolução crustal, a partir dos dados integrados.

1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS DO TRABALHO

As atividades realizadas nesta pesquisa envolveram os seguintes procedimentos metodológicos: pesquisas bibliográficas, compilação de bases cartográficas pré-existentes, trabalhos de campo e estudos laboratoriais (análises mineralógicas, geoquímicas e geocronológicas).

1.4.1 Pesquisas Bibliográficas

Primeiramente, foi realizado um levantamento e análise de artigos específicos e livros sobre o magmatismo granítico para consolidação do conhecimento teórico. Paralelamente foi feito um levantamento sobre o conhecimento geológico do Cinturão Araguaia, com ênfase nos trabalhos prévios existentes sobre corpos graníticos e rochas associadas que afloram ao longo dessa unidade geotectônica, em geral, utilizando as bases do portal de periódicos da CAPES, além de dissertações, teses, relatórios e mapas.

1.4.2 Compilação de Bases Cartográficas

A compilação de documentos cartográficos somados a análise e interpretação de produtos de sensoriamento remoto utilizando imagens de satélite e modelos digitais de elevação da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), foram ferramentas essenciais para a delimitação dos corpos de interesse ao trabalho e confecção de mapas geológicos e planialtimétricos que serviram de base para os levantamentos de campo. Para isso foram utilizados os *softwares* ArcGis 10, *Global Mapper* 12.0 e *Google Earth Pro*, além do *Corel Draw X5*.

1.4.3 Trabalhos de Campo

Os levantamentos geológicos de campo foram efetuados nas áreas-alvo selecionadas no estado do Tocantins em novembro/2014. Os trabalhos foram realizados ao longo das principais vias de acesso, em cortes de estrada, morros ou serras, lajedos e pedreiras, onde foi feita a coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Nos trabalhos de campo, o posicionamento geográfico foi realizado com uso de GPS (*Global Position System*) com auxílio do *software TrackMaker*. Foram utilizados diversos materiais nesta etapa como mapas, imagens de satélite, martelo de geólogo, marreta, sacos plásticos, bússola, caderneta, notebook, etc.

1.4.4 Análises Petrográficas

Um conjunto de 28 amostras de mão foi descrito e posteriormente foram selecionadas amostras representativas das principais variedades petrográficas identificadas para estudos petrográficos em microscopia ótica. A análise petrográfica foi realizada a partir de 34 lâminas polidas, envolvendo a identificação do conteúdo mineral, análise de texturas magmáticas e deformacionais, análises modais a partir da contabilização de 1500 pontos em Contador Automático de Pontos SWIF do laboratório de petrografia do PPGG e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002, Fettes & Desmonds 2008, Gill 2010). O estudo petrográfico foi fundamental para selecionar amostras para outros estudos geoquímicos e geocronológicos.

1.4.5 Análises geoquímicas

Para a caracterização geoquímica dos granitos, 18 amostras foram selecionadas e preparadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFGA, utilizando procedimentos analíticos padrões que incluem etapas de britagem e trituração em britador de mandíbula de aço, moagem e homogeneização em *shatterbox*, quarteamento e pulverização em moinho de ágata. Posteriormente, cerca de 10g de cada amostra foi encaminhada para o laboratório ACME (*Analytical Laboratories - Vancouver, Canada*).

As análises químicas envolveram a determinação de elementos maiores, menores e traços. Os elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ após abertura com metaborato ou tetraborato de lítio, foram analisados por espectrometria de massa ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são: SiO₂ = 0,02%, Al₂O₃ = 0,03%, Fe₂O₃ = 0,04% e TiO₂, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ = 0,01%.

Os elementos traços (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), incluindo os terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu) foram analisados por espectrometria de massa ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os seus limites de detecção são: Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, V, Zr, La, Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Co e Zn = 0,5 ppm; Cs, Sn, Cu e Ni = 1 ppm; Hg, Ta, Th, Ti, U, W, Y, Sm, Lu = 0,1 ppm; Bi, Cd e Sb = 0,1 ppm; Pr e Pb = 0,02 ppm; Nd = 0,4 ppm.

O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel 2013* e para os cálculos e elaboração de diagramas geoquímicos específicos para interpretação dos dados foi utilizado o *software Geochemical Data Toolkit (GCDkit)* versão 3.0. A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Wilson (1989), Rollinson (1993) e Gill (2010).

Os resultados analíticos foram lançados em diagramas de caracterização e discriminação geoquímica e geotectônica, a exemplo do diagrama TAS para rochas plutônicas (Cox *et al.* 1979, Wilson 1989), composição normativa An-Ab-Or (Barker 1979), R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980), A/CNK vs. A/NK (Maniar & Piccoli 1989), AFM (Irvine & Baragar 1971), K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976) e diagramas multielementos e terras raras normalizados.

1.4.6 Análises geocronológicas e isotópicas

A preparação das amostras para geocronologia foi desenvolvida inicialmente na Oficina de Preparação de Amostras (OPA, IG/UFPA), onde foram britadas e pulverizadas 11 amostras. Posteriormente, no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências/UFPA realizou-se o peneiramento via úmida em intervalos classificatórios granulométricos de 250-180 μ e 180-125 μ (areia média a fina). Sequencialmente, houve o bateamento em água das respectivas frações para pré-concentração dos minerais pesados, seguido de microbateamento em água, secagem, separação de grãos magnéticos e minerais máficos utilizando-se imã de Nd, microbateamento com álcool e secagem. Essas etapas foram estabelecidas como rotina no laboratório Pará-Iso a partir desta dissertação e o procedimento detalhado está descrito em anexo.

Por fim, os concentrados de minerais pesados foram analisados em lupa binocular, identificando-se os cristais de zircão e separando-os aleatoriamente. Os grãos foram montados em resina epóxi (pastilha) em molde padrão, polidos e imageados em microscópio eletrônico de varredura com catodo luminescência acoplada.

1.4.6.1 Datação U-Pb em zircão via SRHIMP

As datações U-Pb em zircão visaram a determinação da idade de cristalização dos granitos estudados e a identificação de possíveis componentes de Pb herdados para discussão das idades das rochas fontes. Para esse estudo, foram selecionadas 4 amostras de granitos representativas dos plútons Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia, sendo três monzogranitos e um granodiorito.

As análises geocronológicas U-Pb de alta resolução foram realizadas em cristais de zircão pelo equipamento SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) do laboratório de geocronologia da USP, com o apoio de imagens de catodoluminescência (CL) e

as idades foram calculadas pelo *software* ISOPLOT (Ludwig 2003). Os procedimentos analíticos deste método estão descritos em Sato *et al.* (2014).

Todas as análises isotópicas foram realizadas nos laboratórios do CPGeo/USP. Foram selecionados grãos de zircão com morfologias diversas para a análise por SHRIMP. A população de zircões é relativamente heterogênea e apresenta um ligeiro arredondamento das faces piramidais. Os cristais de zircão apresentam, na sua maioria, uma estrutura zonada oscilatória (zonas de crescimento ou zonamento setorial) e, por vezes, núcleos herdados, apresentando uma razão Th/U elevada característica de cristais de origem ígnea. Todos os cristais apresentam sobrecrecimento periférico, distinguindo-se cristais que apresentam apenas sobrecrecimento externo e cristais que apresentam sobrecrecimento interno e externo. Os sobrecrecimentos internos são de natureza magmática e desenvolvem-se em continuidade com as zonas internas ou envolvem núcleos herdados. À semelhança das zonas internas e núcleos herdados, os sobrecrecimentos internos apresentam também razões Th/U elevadas. Por sua vez, os sobrecrecimentos externos apresentam na sua maioria teor elevado de U (alta luminescência nas imagens) e razões Th/U baixas, o que representa possível crescimento metamórfico.

a) Princípio do método

O Sistema U-Pb baseia-se no decaimento isotópico, sob taxas diferentes, de dois isótopos-pai (^{235}U e ^{238}U) que geram dois isótopos-filhos (^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente). Trata-se de um sistema interdependente, bivalente. O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão (ZrSiO_4), devido às seguintes propriedades: i) O mineral incorpora na sua estrutura U em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum ^{204}Pb (comum) durante a cristalização; ii) Tem ocorrência bem distribuída como mineral acessório na maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas; iii) Apresenta a propriedade de, frequentemente, preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de 800° C. A estrutura do zircão também acomoda ^{232}Th , o qual produz um isótopo de Pb (^{208}Pb) que não é utilizado na determinação de idade absoluta.

O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência (Concórdia), a qual mostra em diagrama de eixos coordenados $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ as variações de razões isotópicas em função do tempo (Wetherill 1956). Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concórdia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais e podem representar um sistema isotópico fechado. Por isso, são chamadas

“Concordantes” e as razões localizadas fora da curva são designadas de “Discordantes”. Nesse caso, um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) trunca a curva concórdia. Nos casos mais simples, interceptam em dois pontos os quais correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam as idades de formação e do distúrbio do cristal.

1.4.6.2 Análises isotópicas Sm-Nd em rocha total

As análises Sm-Nd em rocha total são destinadas a determinar o tempo de residência crustal dos protólitos dos granitos investigados e identificar a idade dos episódios de acreção crustal (formação da crosta continental).

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas em 8 amostras de rochas dos diferentes corpos graníticos estudados (duas amostras de cada corpo). As leituras isotópicas Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa ICP-MS *Thermo Finnigan Neptune* e também no espectrômetro de massa por termoionização (TIMS) da marca *Finnigan MAT262* do Laboratório Pará-Iso. O objetivo principal desse estudo foi determinar o tempo de residência crustal dos protólitos dos granitos investigados, discutir as fontes desses granitoides e identificar a idade dos episódios de acreção crustal (formação da crosta continental).

a) Princípio do método

O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento de um isótopo radioativo de ^{147}Sm para um isótopo radiogênico de ^{143}Nd a partir da emissão de partículas α à uma taxa de desintegração de $6,54 \times 10^{-12}$ ano $^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978) e meia vida de 106 Ga. Diferentemente dos outros isótopos, o Sm e o Nd, por serem elementos terras raras, são pouco afetados por processos crustais (diagênese, hidrotermalismo, etc.) e não sofrem modificações substanciais por processos de alteração e intemperismo devido as suas baixas taxas de solubilidade e mobilização geoquímica e alta estabilidade química. Além disso, são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes de minerais como clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos (Sato *et al.* 1995).

Devido a essas características, o sistema Sm-Nd pode auxiliar na determinação do tempo que uma determinada rocha teve a sua assinatura isotópica similar a da sua fonte, fornecendo assim, idades modelo e parâmetro petrogenético ϵNd mediante o cálculo das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

A idade modelo (T_{DM}) é então calculada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (CHUR ou DM). Nesse trabalho foi adotado o modelo de evolução isotópica definido por DePaolo (1981) como “Manto Empobrecido” ou *Depleted Mantle* (DM), o qual admite que o manto superior sofreu episódios sucessivos de diferenciação e fracionamento através da extração de magmas basálticos, tornando-se gradativamente mais empobrecido geoquimicamente e, conseqüentemente, mais enriquecido na razão Sm/Nd, uma vez que o Nd é mais incompatível do que o Sm durante a fusão. A idade modelo T_{DM} representa, portanto, o tempo em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em uma rocha tinha composição similar ao do DM, ou seja, a época em que a rocha diferenciou-se do manto.

O parâmetro ϵNd , por sua vez, é definido comparando-se a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no tempo (t) de cristalização da amostra analisada com a composição isotópica do reservatório condrítico uniforme (CHUR), fornecendo assim informações acerca da fonte que originou essa rocha. Segundo DePaolo (1988), os valores de ϵNd são positivos, quando a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, na época de sua formação, for mais elevada do que a do CHUR, indicando fonte mantélica para o magma “parental” e negativos quando a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no momento de formação da rocha for menor que a do CHUR, indicando que a rocha foi originada a partir de rochas crustais. Há casos em que várias fontes participam da formação das rochas, o que provoca variações nos valores entre positivos e negativos, dependendo do grau de participação dessas fontes. Nesse caso, a interpretação dessas idades é complexa e pode indicar um modelo de mistura de fontes (Arndt & Goldstein 1987).

Em rochas com quantidades elevadas de minerais acessórios como alunitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, sheelita e cassiterita, pode ocorrer um fracionamento significativo de Sm e Nd como na diferenciação magmática, modificando substancialmente a razão Sm/Nd (Pimentel & Charnley 1991). Nesse caso, a idade modelo T_{DM} fica comprometida quando calculada em estágio único. Para minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento, deve-se adotar um modelo de evolução em estágio duplo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ conforme relatam Sato & Tassinari (1997).

b) Procedimento analítico

No Laboratório Pará-Iso, os procedimentos analíticos empregados para a metodologia Sm-Nd seguem os protocolos descritos por Gioia & Pimentel (2000) e por Oliveira *et al.* (2008), com algumas modificações. Esses procedimentos são divididos em quatro etapas: (a)

pesagem e introdução de traçador misto ($^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$); (b) dissolução e abertura química; (c) separação química de elementos por cromatografia de troca iônica e (d) espectrometria de massa.

Seguindo este procedimento, na primeira etapa, é pesada 100 mg da amostra e misturada com 100 mg de um traçador misto $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ em um cadinho de teflon Savillex. A solução contendo a amostra + traçador é então submetida à abertura química utilizando os ácidos HNO_3 , HF e HCl. Em seguida, é realizada a coleta dos elementos terras raras (ETR) usando resina catiônica Biorad DOWEX AG 50x8. A etapa seguinte consiste na extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETR anteriormente separada e evaporada, utilizando técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de teflon contendo resina *Eichrom® Ln-Spec*. Após a coleta, os concentrados de Sm e Nd são levados a chapa quente e secos a aproximadamente 100°C . Na última etapa, os concentrados são dissolvidos utilizando aproximadamente 2 ml de HNO_3 para então serem lidos em espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

As análises no espectrômetro de massa ICP-MS foram realizadas a partir de sucessivas etapas de leitura, com aproximadamente 10 blocos para Nd e 4 para Sm. Para corrigir a discriminação de massa, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, utilizando a lei exponencial (Russell *et al.* 1978) e a constante de decaimento utilizada foi a de Lugmair & Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12}$ ano $^{-1}$. As idades modelos de Nd foram calculadas de acordo o modelo de evolução isotópica do Nd do manto empobrecido de DePaolo (1981). Para aferição do método e controle das análises isotópicas no ICP-MS, foram utilizados o padrão La Jolla e os padrões internacionais de rocha BHVO-1 e BCR-1.

Durante o período das análises de Sm e Nd, os brancos de química apresentaram valores inferiores a 0,1% dos teores de elementos nas amostras, considerados desprezíveis.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 GENERALIDADES

O Cinturão Araguaia (CA) é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico que atravessa o centro-norte do País em posição estrutural submeridiana, apresentando configuração com cerca de 1200 km de comprimento por ~ 100 km de largura (Alvarenga *et al.* 2000). Encontra-se limitado a oeste por terrenos arqueanos e/ou paleoproterozoicos do Cráton Amazônico, por meio de discordâncias erosivas ou cavalgamentos, enquanto que nas porções norte e leste são encobertos por rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba. Ao sul e sudeste o Cinturão faz contato com o terreno Paleoproterozoico do Maciço de Goiás (Almeida *et al.* 1976, Gorayeb *et al.* 2008) (Figura 2.1).

A edificação do CA é interpretada a partir da colisão de blocos continentais entre os crátons Amazônico e São Francisco-Congo (Pimentel *et al.* 2000), durante o evento Brasileiro/Pan-Africano em 850-750 Ma durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.* 2001).

O Cinturão Araguaia é composto predominantemente por seqüências metassedimentares pelíticas e psamíticas com contribuições menores de rochas carbonáticas e complexos de rochas máficas e ultramáficas, que se submeteram a transformações termotectônicas variando desde o anquimetamorfismo até a fácies anfíbolito médio. O metamorfismo regional é do tipo Barrowiano e aumenta gradativamente de oeste para leste (Silva 1980, Gorayeb 1981, Pamplona 2010). Ocorre, ainda, uma série de plútons graníticos de posicionamento sin a tarditectônico em relação ao Ciclo Brasileiro com idade aproximada de 550 Ma (Moura & Gaudette 1999, Gorayeb *et al.* 2008).

As diversas unidades litoestratigráficas do Cinturão Araguaia foram individualizadas e estão sintetizadas em Abreu (1978), Hasui *et al.* (1984), Alvarenga *et al.* (2000) e Gorayeb *et al.* (2008). O quadro estratigráfico das unidades está representado na Figura 2.2.

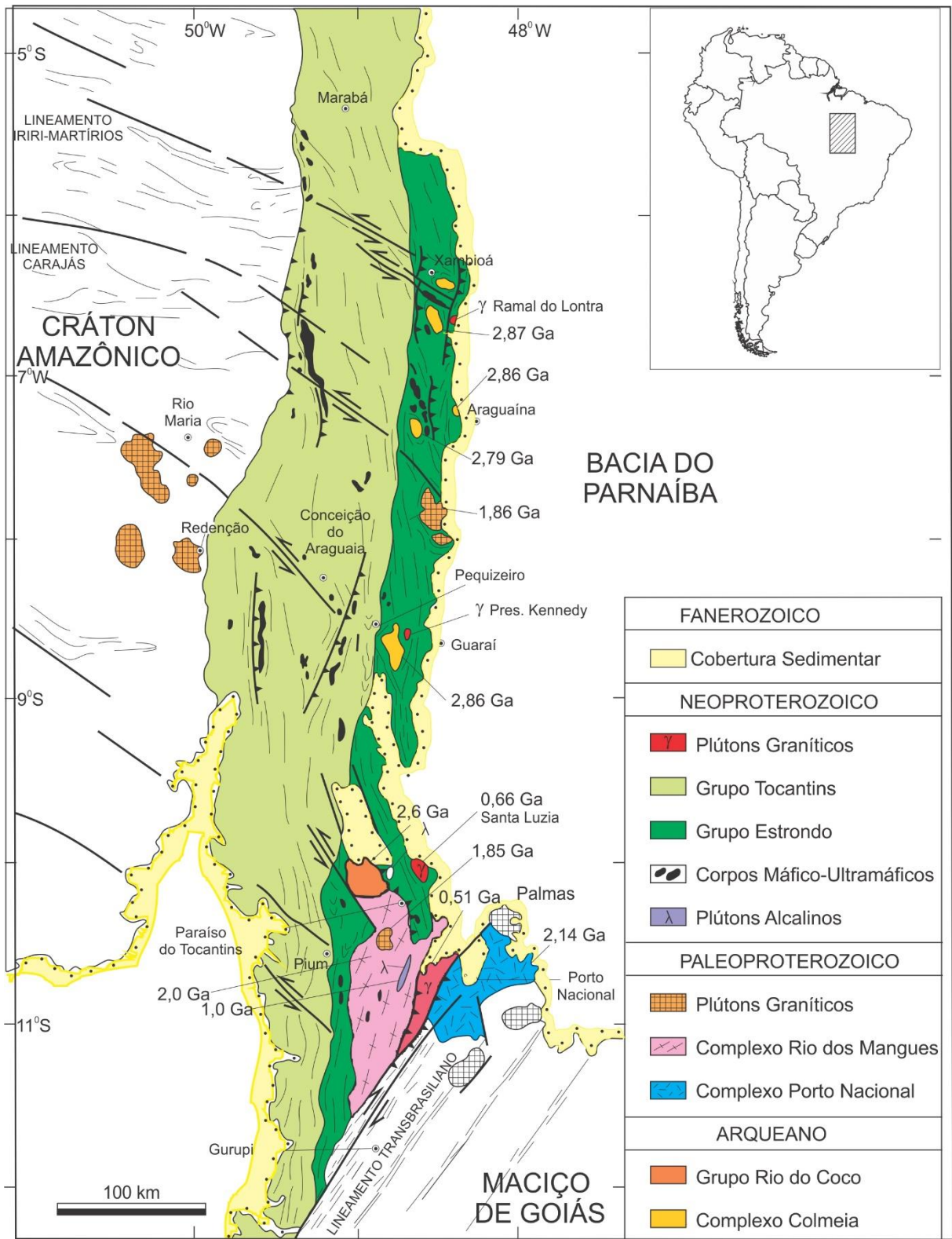


Figura 2.1 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia, ressaltando suas principais unidades litoestratigráficas e embasamento, com indicação de suas idades.
 Fonte: Gorayeb *et al.* (2008).

PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	GRANITO SANTA LUZIA, GRANITO RAMAL DO LONTRA E GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY (0,55 Ga)		Granodioritos, monzogranitos e granitos pegmatóides	
		SUÍTE GABRÓICA XAMBICA (0,82 Ga)		Escapolita metagabros, metadiabásios e anfíbolitos	
		SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	Filitos, metarcóseos, metassiltitos e metacalcários
				FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	Clorita-muscovita-quartzo xistos, filitos, e intercalações de quartzitos
			GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO XAMBIOÁ	Micaxistos variados, grafita xistos, xistos feldspáticos, mármore, anfíbolitos, metamáficas e metaultramáficas
			FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	Quartzitos puros e micáceos com intercalação de micaxistos	
			ASSOCIAÇÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA	Basaltos, peridotitos, serpentinitos, esteatitos, talco xistos e clorititos	
			SUÍTE SERRA DA ESTRELA (1,0 Ga)	Nefelina sienito gnaisses	
	PALEOPROTEROZOICO		COMPLEXO RIO DOS MANGUES (2,0 Ga)	Gnaisses tonalíticos, calciossilicáticos, anfíbolitos, quartzitos e micaxistos	
	ARQUEANO		GRUPO RIO DO COCO (2,6 Ga)	Seqüência metavulcanossedimentar, metabasaltos e metaultramáficas	
		COMPLEXO COLMÉIA (2,85 Ga)	Ortognaisses de composição tonalítica a trondhjemítica		

Figura 2.2 - Quadro litoestratigráfico geral do Cinturão Araguaia e unidades do embasamento.

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

2.2.1 Unidades do embasamento

As unidades do embasamento do Cinturão Araguaia são representadas a oeste, pelo conjunto de rochas arqueanas paleoproterozoicas da porção oriental do Cráton Amazônico e a

sudeste pelas rochas do Paleoproterozoico do Maciço de Goiás, que compreendem terrenos gnáissicos e granulíticos (Arcanjo & Moura 2000, Gorayeb *et al.* 2001).

O sudeste do Cráton Amazônico, no limite oeste com o Cinturão Araguaia, é representado predominantemente pelo Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria, que é composto por rochas tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas, além de sequências metabasálticas, metassedimentares e ultramáficas tipo *greenstone*, de idade arqueana (Macambira & Lafon 1995, Dall'Agnol *et al.* 1997, Dall'Agnol *et al.* 1999). Além disso, nessas rochas ocorrem diversos plútons de granitos anorogênicos do Paleoproterozoico com idade de aproximadamente 1,85 Ga.

Na porção leste do Cinturão Araguaia o Complexo Colméia (Costa 1980) compreende um conjunto de ortognaisses de idade arqueana de 2,85 Ga (Moura & Gaudette 1999) de composição tonalítica a trondhjemítica, que aflora em janelas erosivas nos núcleos de braquianticlinais a exemplo das estruturas de Xambioá, Lontra e Colméia.

O Grupo Rio do Coco, interpretado como remanescente de um *greenstone belt* arqueano, é constituído litologicamente por uma seqüência de metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas contendo sulfetos, metabasitos e metaultramafitos com formações ferríferas intercaladas (Costa *et al.* 1983). Essas rochas foram datadas por Arcanjo & Moura (2000) que obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 2.618 ± 14 Ma.

O Complexo Rio dos Mangues é uma unidade do Paleoproterozóico de idade entre 2,1 e 2,0 Ga (Moura & Souza 1996) constituída por rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas, que passaram por transformações metamórficas na fácies anfibolito médio resultando em granada quartzitos, quartzitos, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálcio-silicáticos, anfibolitos e micaxistos subordinados (Costa *et al.* 1983).

Encaixadas nas rochas do Complexo Rio dos Mangues, as suítes alcalinas Monte Santo e Serra da Estrela compreendem plútons de nefelina sienitos metamorfizados. De acordo com Alvarenga *et al.* (2000), esse magmatismo alcalino está associado ao rifteamento crustal nos estágios iniciais da instalação da Bacia Araguaia, que recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. Moura & Souza (1996) obtiveram a idade de 1.006 ± 0.086 Ma para gnaisses sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela, sendo interpretada como idade do evento magmático que gerou esses corpos.

2.2.2 Unidades do Cinturão Araguaia

As rochas metassedimentares que compõem o Cinturão Araguaia foram reunidas por Abreu (1978) no Supergrupo Baixo Araguaia, subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins. Há ainda a ocorrência de corpos metamáficos e metaultramáficos em meio às rochas metassedimentares principalmente no domínio do Grupo Tocantins.

2.2.2.1 Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo distribui-se em faixas N-S ao longo da porção leste do Cinturão Araguaia e foi subdividido nas formações Morro do Campo e Xambioá (Abreu 1978).

A Formação Morro do Campo representa a unidade basal do Grupo Estrondo e é composta predominantemente por quartzitos puros e micáceos com cristais de cianita e magnetita, além de metaconglomerados com intercalações de biotita xistos, quartzo-mica xistos e xistos grafitosos. Suas melhores exposições são encontradas em cortes na rodovia BR-153 e na estrada que liga Xambioá a São João da Chapada, bem como nas Serras das Andorinhas (Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas) e do Bodocó (Gorayeb *et al.* 2008). Seu contato com a Formação Xambioá é gradual com progressivo espessamento dos níveis de micaxisto e adelgaçamento dos níveis de quartzito (Macambira 1983).

A Formação Xambioá representa a porção superior do Grupo Estrondo e é composta por micaxistos variados (grafita xistos, xistos feldspáticos, granada micaxistos), bem como mármores e anfibolitos, rochas metamáficas e metaultramáficas (Abreu 1978, Gorayeb *et al.* 2008). Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente mais alto grau metamórfico.

2.2.2.2 Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins sobrepõe-se concordantemente ao Grupo Estrondo e apresenta ampla distribuição na porção central e oeste do Cinturão Araguaia. É subdividido nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães (Gorayeb 1981).

A Formação Pequizeiro proposta por Abreu (1978) é constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos e talco xistos. Em geral, apresentam foliação pervasiva, definida principalmente pela xistosidade, com direção geral N-S, NNW-SSE ou NNE-SSW e mergulhos variáveis para leste (Gorayeb 1981, Dall'Agnol *et al.* 1988). Esta

unidade atingiu condições de metamorfismo na fácies xisto verde (Silva 1980 e Gorayeb 1981).

A Formação Couto Magalhães, também definida por Abreu (1978), compõe um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representado por ardósias, filitos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos (Gorayeb 1981). Essa formação apresenta estruturas sedimentares primárias preservadas como estratificações plano-paralelas e cruzadas. Em geral, o metamorfismo nessas rochas varia do anquimetamorfismo a fácies xisto verde (Gorayeb 1981, Gorayeb *et al.* 2008).

2.2.3 Associações Máficas e Ultramáficas

Ao longo do Cinturão Araguaia ocorre um seletivo grupo de rochas máficas e ultramáficas que se encontram alojadas concordante ou discordantemente à estruturação do Cinturão Araguaia, representadas por peridotitos e dunitos serpentinizados e seus produtos metamórficos, metabasaltos (*pillow basalts*), anfibolitos, metagabros e outras associações de rochas (Gorayeb *et al.* 2008). Uma parte delas é apontada como fragmentos de ofiolitos e dentre os corpos mais expressivos estão os maciços Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho.

Embora nas últimas décadas tenha havido avanço no conhecimento geológico do Cinturão Araguaia, os estudos sobre o magmatismo são restritos e localizados, inclusive o corpo que definiu a unidade. Um dos primeiros estudos sistemáticos nos corpos ofiolíticos foi realizado por Gorayeb (1981) e mais recentemente outros trabalhos com maior detalhe foram realizados tais como Paixão e Nilson (2002), Paixão (2009), Miyagawa (2012), Miyagawa & Gorayeb (2012), Barros (2013) e Silva Neto (2014).

Os maiores corpos ofiolíticos no Cinturão Araguaia são representados pelas suítes Quatipuru e Serra do Tapa. Outros corpos se localizam principalmente na porção Centro-sul do Cinturão, onde os mais bem preservados são representados pelos Complexos Morro do Agostinho e Quatipuru. Paixão *et al.* (2008) sugerem que eles podem ser parte de um mesmo complexo que foi tectonicamente desmembrado em duas porções.

Esses corpos máficos e/ou ultramáficos estão encaixados tectonicamente em rochas metassedimentares de baixo grau da Formação Couto Magalhães. Esses corpos rochosos, segundo Gorayeb (1981), se dispõem em morros e serras alongadas, com formato lentiforme, acompanhando a estruturação principal do Cinturão Araguaia e são conhecidos como Morro

Grande, Morro do Agostinho, Jacu, Salto, Pau Ferrado, Travessão, Serrinha, Juarina, Arapoema/Pau D'Arco, entre outros.

2.3 METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA

Conforme dados da literatura, o metamorfismo no Cinturão Araguaia é do tipo regional, Barrowiano e aumenta gradualmente do anquimetamorfismo na porção oeste até atingir a fácies anfíbolito a leste, apresentando diferentes zonas metamórficas com orientação aproximada N-S (Alvarenga et al. 2000).

O trabalho pioneiro de Silva (1980) foi de extrema importância para o entendimento e caracterização dos processos metamórficos atuantes na região setentrional do Cinturão Araguaia. Esse estudo teve como enfoque o estudo petrográfico-mineralógico que caracterizou os diferentes tipos de metapelitos a partir das associações mineralógicas em equilíbrio e da análise dos aspectos texturais e microestruturais. Este autor definiu as variações do metamorfismo, indicando um zoneamento regional de oeste para leste. Na seção Conceição do Araguaia-Guaraí, definiu nas proximidades do Cráton Amazônico rochas metassedimentares pouco deformadas e de características anquimetamórficas, enquanto que na região mais a leste há o aparecimento das zonas metamórficas da sericita, clorita e biotita. A zona da granada foi definida ao redor da braquianticlinal de Xambioá.

Segundo Silva (1980), a presença de cianita e a ausência de glaucofana, jadeíta e andaluzita enquadraram a área no tipo pressão média ou média para alta. Enquanto que a biotita, granada e estauroлита corresponderam ao tipo pressão média, semelhante aos *Highlands* da Escócia, e o estabelecimento dessas condições se deu gradativamente, conforme o próprio zoneamento regional. O pico do metamorfismo foi indicado pela cristalização da estauroлита e cianita. O ciclo metamórfico foi encerrado com a cristalização de microporfiroblastos de biotita e muscovita, na fase de esfriamento do pacote sedimentar.

Gorayeb (1981) também apresentou em sua pesquisa na região de Araguacema-Pequizeiro considerações importantes acerca do metamorfismo do Cinturão Araguaia; caracterizando-o de forma espacial e temporal.

A identificação de bolsões quartzo-feldspáticos e pequenos corpos graníticos sintectônicos em áreas restritas do Cinturão Araguaia, levou Abreu et al. (1994) e Gorayeb *et al.* (2008) a sugerirem que o pico do metamorfismo alcançou temperaturas de aproximadamente 650° C e pressão de 6 kbar. Estudos geocronológicos nos granitos Santa Luzia e Ramal do

Lontra pelo método Pb-Pb em zircão apresentaram idade de aproximadamente 550 Ma, o que revela contemporaneidade ao evento termo-tectônico Brasileiro que afetou as rochas do Cinturão Araguaia, inclusive as do embasamento, no final do Neoproterozoico.

Idades K/Ar obtidas por Macambira (1983) em biotita e muscovita provenientes de xistos e hornblenda de anfíbolitos do Grupo Estrondo revelaram idades de 518 a 565 Ma, interpretadas como idade do metamorfismo.

2.4 MAGMATISMO GRANÍTICO DO CINTURÃO ARAGUAIA

O magmatismo granítico identificado no Cinturão Araguaia (CA) não é de grande expressão no nível crustal atual em que encontra este orógeno sendo marcado apenas por alguns corpos de dimensões relativamente pequenas que ocorrem sempre nos domínios de maior grau metamórfico do CA, dentre os quais se destacam os granitos Ramal do Lontra, Santa Luzia e Presidente Kennedy. Apesar de espacialmente pouco representativo, esse magmatismo tem grande importância para o entendimento da evolução do respectivo cinturão, pois, segundo a literatura, estaria relacionado à fase principal do metamorfismo regional do CA (Abreu *et al.* 1994, Gorayeb *et al.* 2008).

O Granito Ramal do Lontra (GRL) foi reconhecido inicialmente por Abreu (1978), que identificou corpos granitóides aflorantes no “Ramal do Lontra”, próximo à Fazenda Marinheiro, a leste da Braquianticlinal do Lontra, na região de Xambioá-TO. Posteriormente, Macambira (1983) descreveu rochas granitóides aflorantes próximos a esta estrutura, a principal delas correspondendo ao GRL. Segundo Macambira (1983), este granito apresenta cor cinza, homogênea com incipiente orientação em corpos grosseiramente elípticos, de aproximadamente 2 por 3 km. Suas rochas são cortadas por veios pegmatíticos graníticos de espessura centimétrica, constituídos de quartzo, feldspato, micas e hematita. Estudos petrográficos realizados pelo mesmo autor indicam que a mineralogia essencial é representada por microclina, quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita.

Para Macambira (1983) este granito apresenta algumas evidências de deformação, tais como orientação das micas e recurvamento das maclas de oligoclásio, relatando não apresentar feições metamórficas, concluindo que o granito foi gerado após o metamorfismo regional que afetou a área. Ainda Macambira (1983) reporta que as relações de campo mostram que este corpo é intrusivo nos quartzitos e micaxistos da Formação Morro do Campo sem, entretanto, apresentar qualquer evidência disso. O GRL foi datado por Macambira (1983) pelo método Rb-Sr em rocha total, cuja isócrona formada por apenas três pontos

forneceu idade de $496,7 \pm 46,4$ Ma. A partir desses dados Macambira (1983) interpretou o GRL como de origem tardi-tectônica.

Um outro corpo granítico identificado por Macambira (1983) é um albita granito localizado na Serra da Ametista, na porção sudeste da Braquianticlinal do Lontra, em seu flanco interno. Segundo o autor este corpo estaria encaixado nos gnaisses do embasamento e anfibolitos localizados estratigraficamente abaixo dos quartzitos da Formação Morro do Campo. O corpo é de pequena dimensão, sendo que a porção aflorante possui cerca de 50 m de largura por 500 m de comprimento na direção N-S, sugerindo uma forma lenticular para o mesmo. As rochas têm coloração rósea, caráter aplítico, sem orientação definida em sua maior parte, e é interpretado como de origem tardi-tectônica.

Alves (2006) estudou em detalhe o Granito Ramal do Lontra, sob enfoque petrográfico, geoquímico e geocronológico, em datações pelo método de evaporação de Pb em zircão que resultaram na idade 549 ± 5 Ma.

Outra importante referência desse magmatismo é a Suíte Santa Luzia, identificada por Costa *et al.* (1983) próximo à cidade de Paraíso do Tocantins, que reúne diversos corpos com formas subcirculares e diâmetros variando de 1 a 10 km, e diques alojados em xistos e quartzitos do Grupo Estrondo. Nas bordas destes corpos foram registradas foliações incipientes. Petrograficamente são rochas leucocráticas, muitas vezes sem máficos, de granulação média com variação para grossa e apresentam raros fenocristais.

Posteriormente, o plúton mais expressivo desta Suíte (Granito Santa Luzia - GSL), foi estudado em maior detalhe por Lamarão & Kotschoubey (1996). Segundo estes autores, o Granito Santa Luzia ocorre na forma de pequenos stocks, diques, veios e lentes encaixados nos micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo, cuja relação com a estrutura dessas rochas é geralmente de concordância estrutural sugerindo alojamento sin a tardi-tectônico. Os estudos petrográficos identificaram os tipos granodioritos, monzogranitos e granitos pegmatóides, e geoquimicamente o GSL apresenta caráter peraluminoso. Esses autores interpretam essas rochas como originadas a partir de um magma pouco fracionado gerado na crosta continental, e sugerem que o embasamento gnáissico seria a principal fonte desse magma. Datações realizadas por Moura & Gaudette (1993) em cristais de zircão do GSL utilizando o método de evaporação de Pb com filamento simples revelou idade de 583 ± 39 Ma. No entanto, datações utilizando o mesmo método, porém com a sistemática de filamento duplo, forneceram idades entre 550 e 560 Ma (Moura & Sousa 2002).

O Granodiorito Presidente Kennedy localizado a norte de Paraíso do Tocantins, foi estudado inicialmente com enfoque cartográfico e petrográfico por Bulhões & Dall'Agnol (1985) que delimitaram dois pequenos stocks intrusivos em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo, posicionados no núcleo de estruturas anticlinais. Segundo esses autores, os stocks ocupam uma área total de aproximadamente 12 km² e registraram nas rochas graníticas uma foliação formada pela orientação preferencial de micas, que é mais bem definida na borda e difusa no centro dos corpos. A composição petrográfica é uniforme em ambos *stocks*, consistindo de muscovita-biotita granodioritos a monzogranitos. Estudos texturais revelaram que as feições magmáticas são bem evidentes, porém, frequentemente estão superimpostas por efeitos deformacionais e de recristalização o que é destacado por presença de foliação e texturas em mosaico. A partir de dados estruturais os autores sugerem que os corpos foram colocados por processos diapíricos, supostamente contemporâneos com a formação das estruturas braquianticlinais do Cinturão Araguaia.

Em estudos mais recentes, Santos (2011) identificou e estudou o Granito Barrolândia, que aflora em duas porções distintas na forma de stocks subcirculares encaixados em micaxistos do Grupo Estrondo. Petrograficamente as rochas do Granito Barrolândia apresentam composição monzogranítica, e estudos geoquímicos comparativos com o Granodiorito Presidente Kennedy e os dados revelaram que eles são semelhantes, possuindo caráter levemente peraluminoso, com elevados valores SiO₂, Al₂O₃ e álcalis e baixos valores de MgO, Fe₂O₃ e TiO₂. No que tange à geocronologia, Santos (2011) obteve idades de evaporação de Pb em zircão de 539 ± 5 Ma, interpretada como a idade mínima de cristalização do Granodiorito Presidente Kennedy.

3 GEOLOGIA DOS GRANITOS ESTUDADOS E UNIDADES ASSOCIADAS

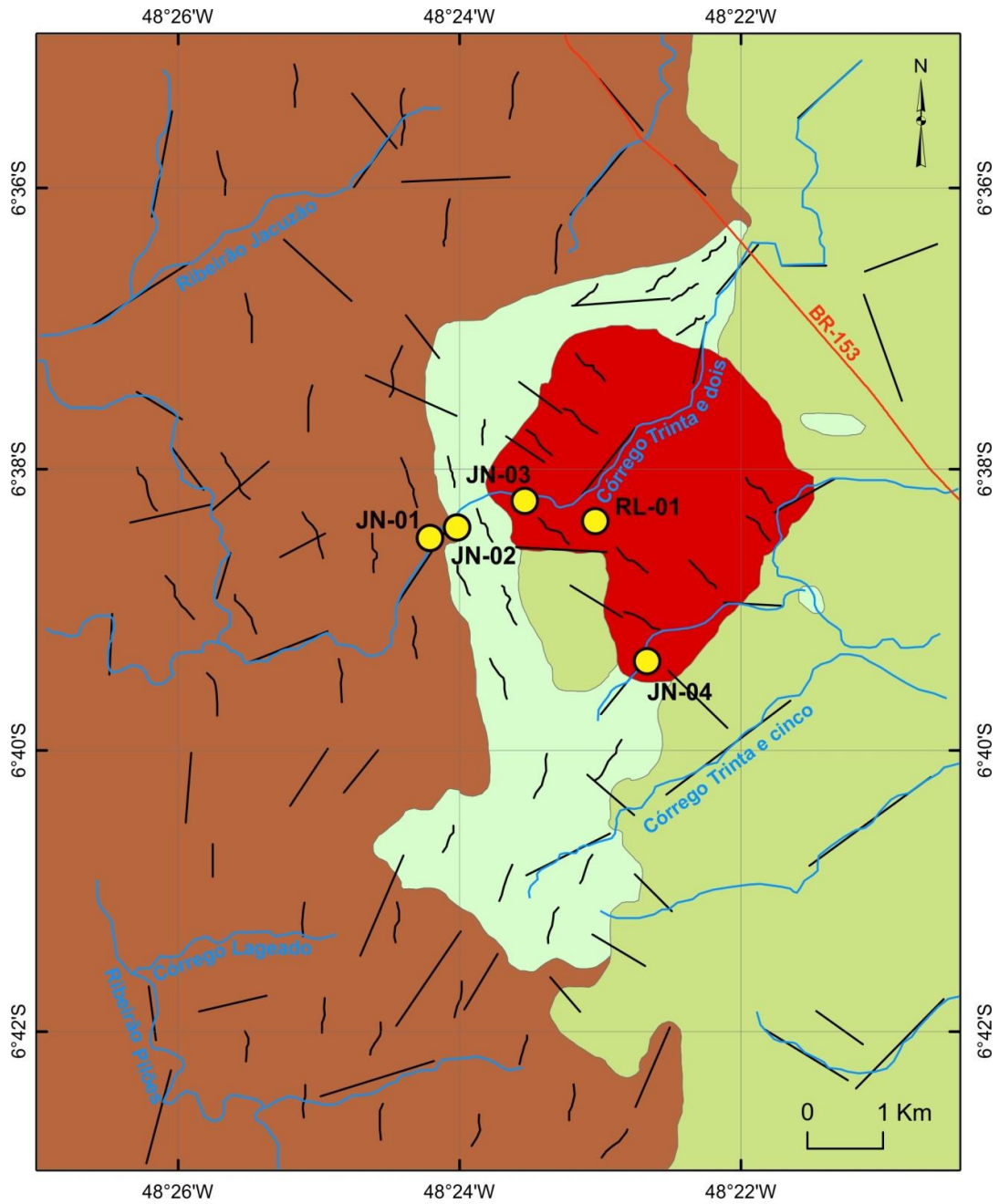
As quatro áreas de estudo, onde se encontram os granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia, estão inseridas nas Folhas Xambioá (SB-22-Z-B), Conceição do Araguaia (SC-22-X-B), Miracema do Norte (SC-22-X-B) e Porto Nacional (SC-22-Z-B), respectivamente. De acordo com os levantamentos geológicos iniciais, foram selecionadas quatro áreas-alvo onde ocorrem os corpos graníticos caracterizados neste trabalho, conforme indicados na Figura 1.1.

A ocorrência desses corpos graníticos situa-se ao longo do domínio leste do Cinturão Araguaia, cuja porção refere-se ao domínio de mais elevado grau metamórfico do Grupo Estrondo, no qual os granitos Ramal do Lontra (GRL), Presidente Kennedy (GPK), Barrolândia (GBR) e Santa Luzia (GSL), estão encaixados em micaxistos, predominantemente, e mais raramente em quartzitos correspondentes às Formações Xambioá e Morro do Campo, respectivamente.

A Formação Morro do Campo representa a unidade basal do Grupo Estrondo e é composta predominantemente por quartzitos puros e micáceos com cristais de cianita e magnetita, além de metaconglomerados com intercalações de biotita xistos, quartzo-mica xistos e xistos grafitosos. A Formação Xambioá é litologicamente composta por uma sequência de micaxistos variados como: grafita xistos, xistos feldspáticos, granada micaxistos, bem como mármores e anfibolitos, rochas metamáficas e metaultramáficas predominantemente, representando a porção superior do Grupo Estrondo.

A partir dos dados levantados em campo pelo grupo de pesquisa “Petrologia e Evolução Crustal”, aliados à interpretação dos produtos do sensoriamento remoto, bem como, da base cartográfica geológica existente, foram elaborados quatro mapas geológicos onde estão localizados os afloramentos estudados e as amostras coletadas (Figuras 3.1 a 3.4). No geral, foram identificados dois conjuntos litológicos, em que o mais amplo corresponde a uma associação de micaxistos e quartzitos correlacionados ao Grupo Estrondo. O segundo reúne plútons graníticos de composição relativamente uniforme, caracterizando os corpos estudados neste trabalho.

A seguir serão descritas as principais unidades aflorantes em cada área-alvo, correlacionadas às unidades geológicas já definidas e que podem ser observadas nos mapas geológicos das figuras 3.1 a 3.4.

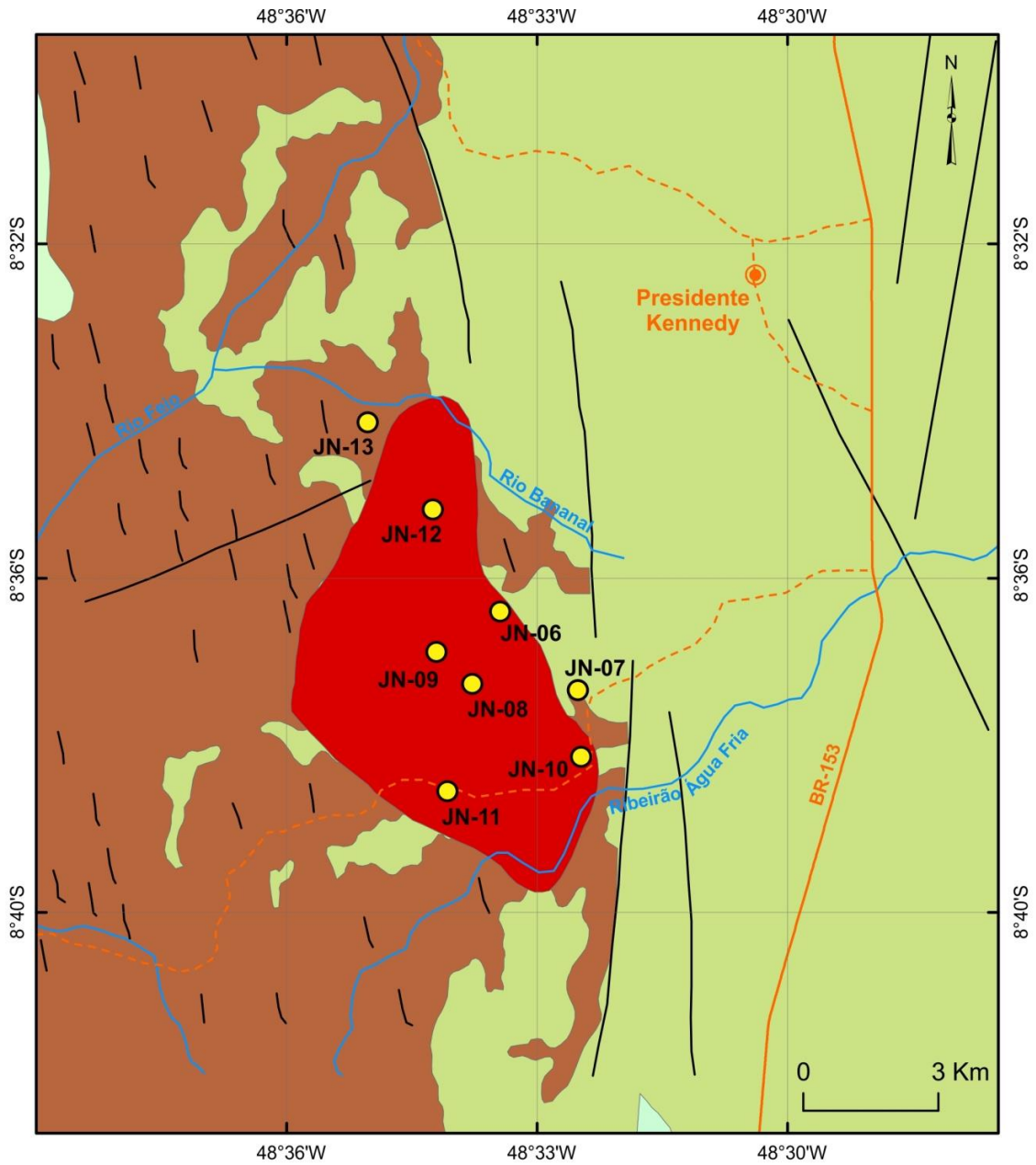


- LEGENDA**
- Pontos estudados
 - Rodovia
 - ~ Rios
 - Falha ou fratura
 - Traço de foliação

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

PALEOZOICO	DEVONIANO	358 Ma	Formação Pimenteiras	<p>Formação Pimenteiras: Pacotes decimétricos a métricos de arenitos brancos e amarelados com Intercalações de siltitos e argilitos avermelhados com estratificação plano-paralelas marcantes.</p> <p>Granito Ramal do Lontra: Muscovita-biotita metamonzogranitos a granodioritos e mais raramente biotita-muscovita metagranodioritos.</p> <p>Formação Xambioá: Quartzo micaxistos com ou sem granada e subordinadamente quartzo micaxistos com granada, estauroilita e cianita.</p> <p>Formação Morro do Campo: Quartzitos puros de granulação grossa, quartzitos muscovíticos de granulação média, magnética e cianita quartzitos, cianititos.</p>
	419 Ma	Granito Ramal do Lontra		
NEOPROTEROZOICO	EDIIACARANO	541 Ma	Formação Xambioá	
	CROIGENIANO	635 Ma	Formação Morro do Campo	
	850 Ma	Formação Morro do Campo		

Figura 3.1 – Mapa geológico da área alvo Ramal do Lontra com a localização dos pontos estudados. Fonte: Modificado de Alves (2006).



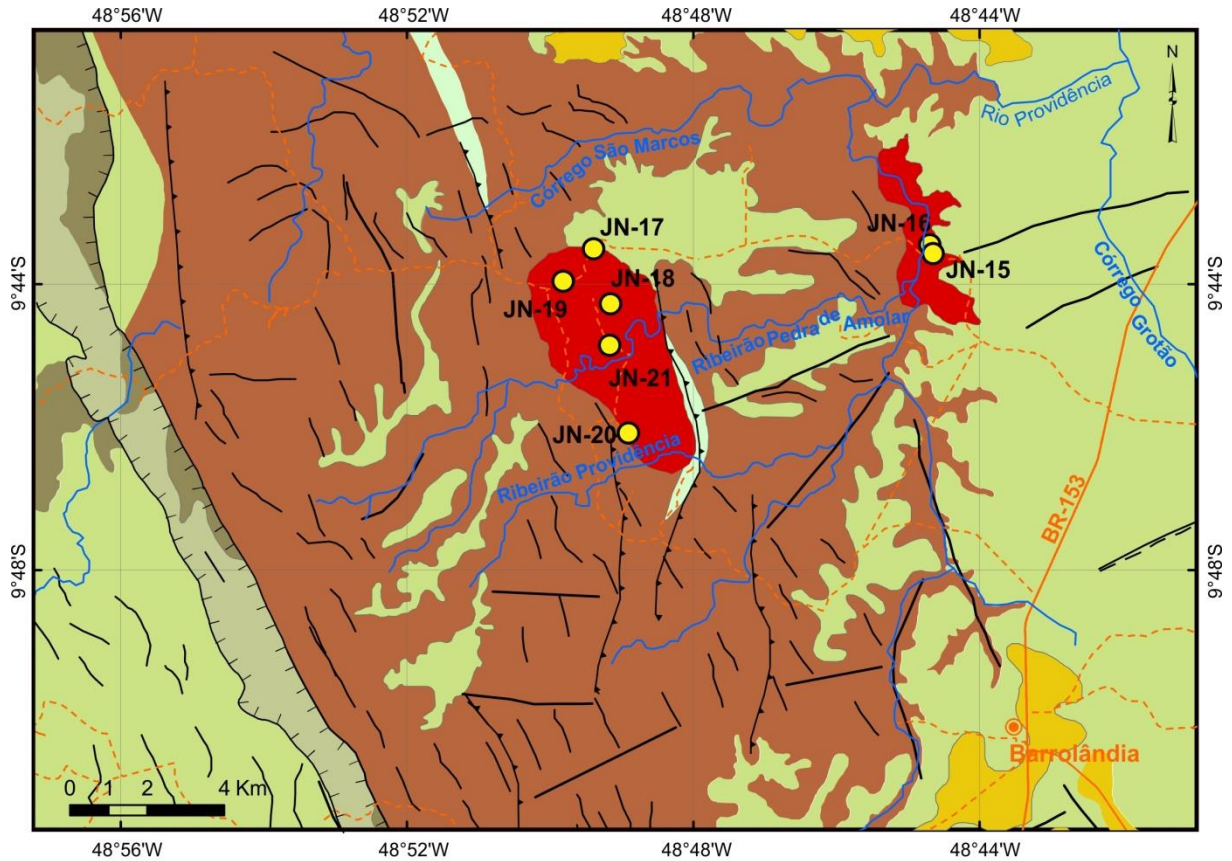
LEGENDA

- Pontos estudados
 - ~ Drenagem principal
 - Cidade
 - Rodovia Federal
 - - - Estradas Secundárias
- ESTRUTURAS**
- Falha ou Fratura
 - ~ Traço de foliação

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

PALEOZOICO	DEVONIANO	358 Ma	BACIA DO PARNAÍBA		<p>Formação Pimenteiras: Pacotes decimétricos a métricos de arenitos brancos e amarelados com Intercalações de siltilitos e argilitos avermelhados com estratificação plano-paralelas marcantes.</p>	
			■	Formação Pimenteiras		
NEOPROTEROZOICO	EDÍACARANO	419 Ma 541 Ma	OROGENIA BRASILIANA-CINTURÃO ARAGUAIA			<p>Granito Presidente Kennedy: Muscovita-biotita granodiorito a monzogranitos.</p> <p>Formação Xambioá: Quartzito micaxistos com ou sem granada e subordinadamente quartzito micaxistos com granada, estaurolita e cianita.</p> <p>Formação Morro do Campo: Quartzitos puro de granulação grossa, quartzitos muscovíticos de granulação média, magnetita e cianita quartzitos, cianititos.</p>
			■	Granito Presidente Kennedy		
	CRIOGENIANO	635 Ma	■	Formação Xambioá		
		850 Ma	■	Formação Morro do Campo		

Figura 3.2 - Mapa geológico da área alvo Presidente Kennedy com a localização dos pontos estudados. Fonte: Modificado de Santos (2011).



LEGENDA

- Pontos estudados
- ~ Drenagem principal
- Cidade
- Rodovia Federal
- - - Estradas Secundárias

ESTRUTURAS

- ▲▲ Falha contracional
- ┆┆┆ Falha extensional normal
- Falha ou Fratura
- - - Falha ou zona de cisalhamento
- ~ Traço de foliação

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CENOZOICO	NEOGENO	2.59 Ma	■ Coberturas detrito-lateríticas	Coberturas detrito-lateríticas: Coberturas argilosas, quartzosas e ferruginosas
		23 Ma 358 Ma	■ Formação Cabeças	Formação Cabeças: Arenitos brancos a levemente rosados, friáveis, com granulometria média a grossa e intercalação subordinada de níveis de granulometria fina.
PALEOZOICO	DEVONIANO	419 Ma 541 Ma	■ Formação Pimenteiras	Formação Pimenteiras: Pacotes decimétricos a métricos de arenitos brancos e amarelados com intercalações de siltitos e argilitos avermelhados com estratificação plano-paralelas marcantes.
	OROGENIA BRASILIANA-CINTURÃO ARAGUAIA		■ Granito Barroilândia	Granito Barroilândia: Muscovita-biotita monzogranito e biotita-muscovita monzogranito com relação concordante com a foliação da rocha encaixante
NEOPROTEROZOICO	EDIACARANO	635 Ma	■ Formação Xambioá	Formação Xambioá: Quartzo micaxistos com ou sem granada e subordinadamente quartzo micaxistos com granada, estauroilota e cianita.
	CRIOGENIANO	850 Ma	■ Formação Morro do Campo	Formação Morro do Campo: Quartzitos puro de granulação grossa, quartzitos muscovíticos de granulação média, magnetita e cianita quartzitos, cianítitos.

Figura 3.3 - Mapa geológico da área alvo Barroilândia com a localização dos pontos estudados. Fonte: Modificado de CPRM (2013) e Sousa *et al.* (2015).

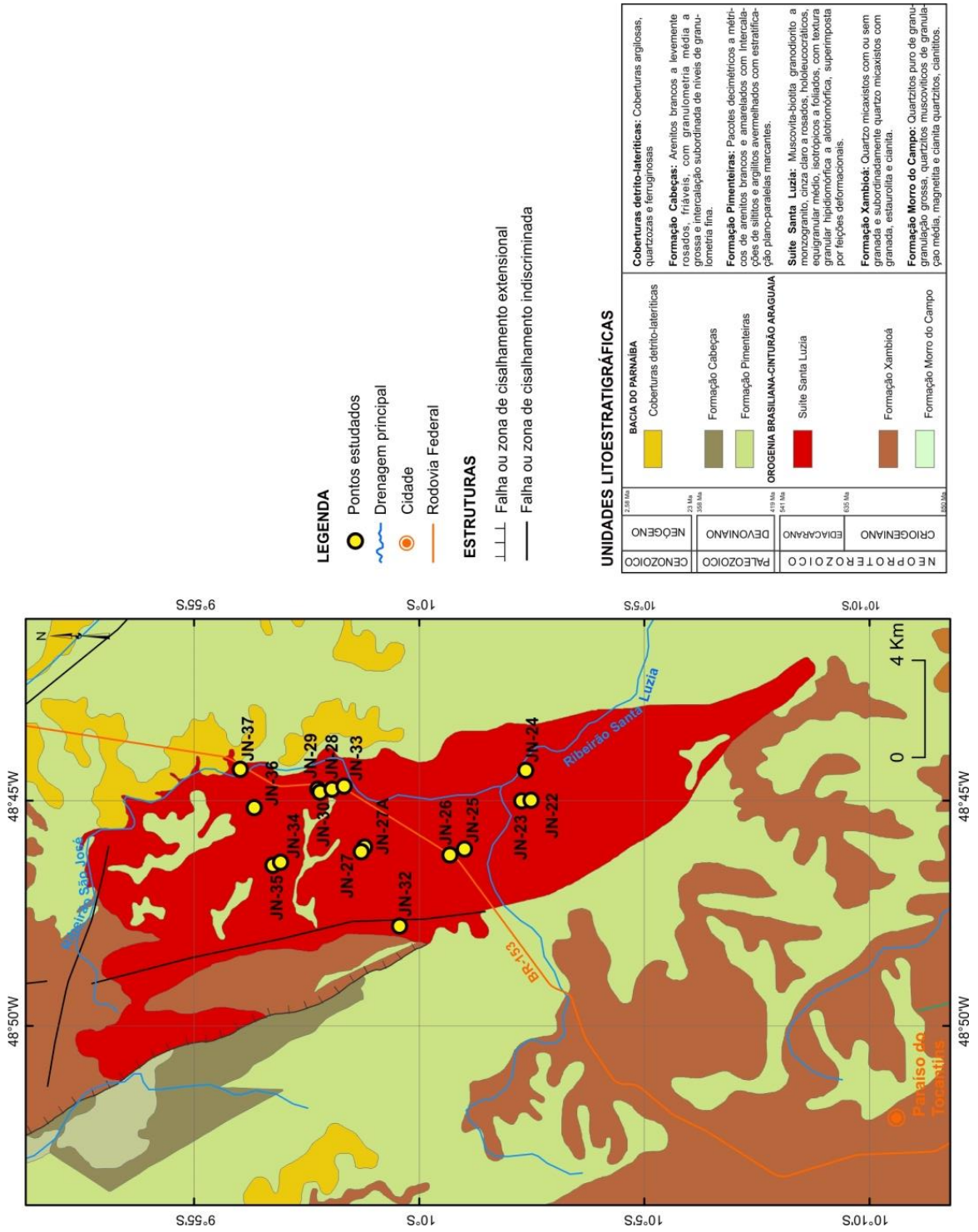


Figura 3.4 - Mapa geológico da área alvo Santa Luzia com a localização dos pontos estudados. Fonte: Modificado de Ribeiro & Alves (2017).

3.1 GRUPO ESTRONDO

3.1.1 Formação Morro do Campo

Na região de ocorrência dos granitos GRL, GPK, GBR e GSL, foi possível identificar em afloramentos do tipo lajedo e em corte de estrada, camadas de quartzitos encaixantes, principalmente no Granito Ramal do Lontra na região de Xambioá. As melhores exposições ocorrem em cortes de estrada ao longo da rodovia BR-153, a sudeste da cidade de Xambioá e em ramais que levam às fazendas Liberdade e Marinheiro. Os quartzitos afloram principalmente na porção centro-norte da área de ocorrência do GRL, sustentando serras alinhadas orientadas aproximadamente N-S.

De acordo com a cartografia geológica mais detalhada (Alves & Gorayeb 2006), esta unidade é formada essencialmente por quartzitos puros de granulação grossa na base, gradando para quartzitos de granulação média em direção ao topo, e que se enriquecem em muscovita gradualmente, para o topo. Nas porções superiores da sequência estão presentes micaxistos, que se intercalam com os quartzitos.

Os quartzitos são rochas de cor branca com tons amarelados e granulação que varia de grossa a média. Apesar da recristalização, são registradas feições primárias como acamamento, estratificação cruzada e estratificação gradacional. Esses quartzitos apresentam com frequência veios de quartzo leitoso, concordantes e discordantes, de dimensões métricas a decamétricas, localmente estirados. Além do quartzo são encontradas palhetas de sericita que definem a foliação (muscovita quartzitos). A foliação se dispõe geralmente na direção NNW-SSE com mergulhos entre 65° e 80° NE.

3.1.2 Formação Xambioá

A Formação Xambioá ocupa grande parte das áreas de estudo, compreende uma sequência de micaxistos com intercalações menores de quartzitos. Ocorre em morfologias levemente onduladas, sustentando morros e colinas com topos arredondados. De acordo com a estratigrafia do Cinturão Araguaia, apresenta-se sobreposta concordantemente a sequência de quartzitos da Formação Morro do Campo. Esta unidade é representada principalmente por micaxistos variados com cianita, granada, estauroлита, biotita e muscovita, além de xistos quartzosos feldspáticos.

Os micaxistos ocorrem geralmente em lajedos métricos a decamétricos e cortes de estrada, possuindo coloração cinza em tons escuros e granulação média ou grossa.

Apresentam xistosidade característica, destacando bandamentos milimétricos alternando-se porções psamíticas enriquecidos em quartzo e feldspatos e bandas micáceas. A foliação (S_1) se dispõe na direção NNW-SSE com valores de mergulho entre 50° a 80° NE, com variações para SW. A lineação de estiramento mineral, por sua vez, apresenta baixos valores de mergulho $5-20^\circ$ Az para NEE.

Associados a essas rochas ocorrem ainda veios quartzo-feldspáticos com até 10 cm de espessura, concordantes e discordantes à foliação, geralmente exibindo feições de boudinagem. Além disso, há bolsões pegmatíticos com formas irregulares de até 35 cm de espessura encaixados nos micaxistos nas proximidades dos corpos graníticos. A composição mineralógica destes bolsões é predominantemente quartzo e álcali-feldspato, com pontuações de micas e granada. Os cristais de álcali-feldspato atingem até 1,5 cm, marcando a granulação grossa. Estes veios são bastante comuns nas áreas adjacentes a todos os corpos granitos caracterizados neste trabalho, muitas vezes constituindo massas isoladas nos xistos e representam anatexia *in situ*.

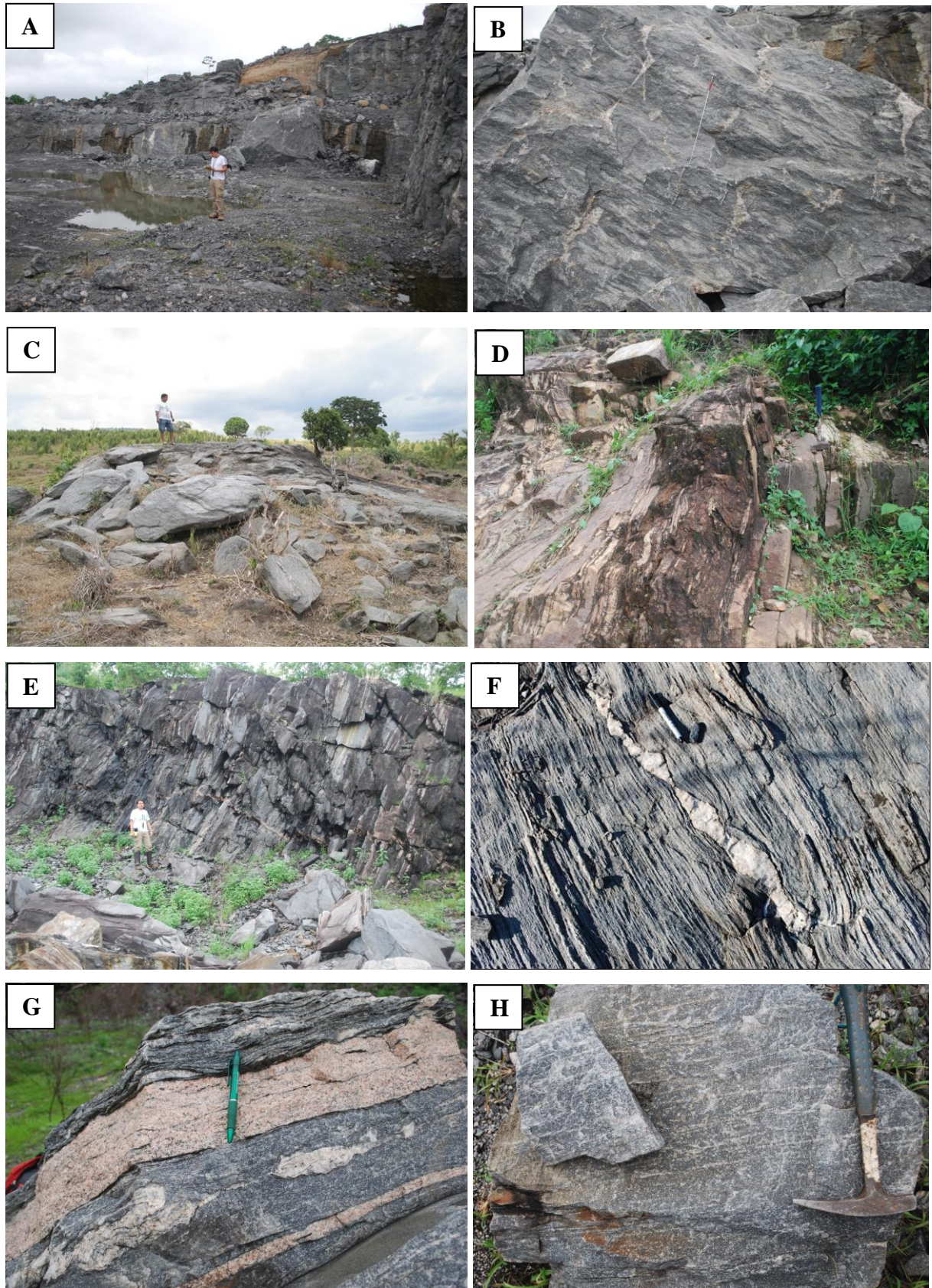


Figura 3.5 - Aspectos gerais das rochas do Grupo Estrondo: A) Pedreira inativa de brita, destacando afloramento de biotita xistos. B) Feições migmatíticas anatéticas em biotita xisto. C) Aspectos morfológicos dos domínios dos biotita xistos, destacando expressivos expressivos lajedos, onde se nota a xistosidade com baixos valores de mergulho. D) e E) Feições migmatíticas em biotita xisto fedspático subvertical encaixante do Granito Barrolândia, com corpos tabulares de espessura centimétrica a decamétrica de aplitos e pegmatitos concordantes. F) Biotita xisto em detalhe, destacando o bandamento milimétrico, com veio quartzo-feldspático budinado

concordante à foliação. G) Biotita xisto destacando a foliação com corpos tabulares concordantes do granito Presidente Kennedy. Notar restitos de biotita (biotititos). H) Feições migmatíticas anatéticas em biotita xisto concordantes à estruturação da rocha.

3.2 ALVO RAMAL DO LONTRA

O Granito Ramal do Lontra (GRL) localiza-se 40 km a sudeste da cidade de Xambioá no Estado do Tocantins. Como retratado anteriormente, o GRL está encaixado em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo e recoberto parcialmente a leste pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Formação Pimenteiras). O mapeamento deste granito foi realizado por Macambira (1983) e Alves & Gorayeb (2006).

De acordo com o mapa geológico (Fig. 3.1), o GRL possui forma de um *stock* grosseiramente elíptico, que abrange área aflorante de aproximadamente 5 km por 4 km. Ele sustenta pequenas colinas formando pequenas colinas e morros com encostas suaves, onde as altitudes situam-se em torno de 260 m, chegando a atingir até 300 m. Os escassos afloramentos têm forma de lajedos abaulados de dimensões métricas a decamétricas, ou estão presentes no leito das drenagens. As suas melhores exposições situam-se ao longo da estrada vicinal da BR para a Fazenda Marinheiro, onde ocorrem com maior frequência.

O GRL é bastante estruturado, apresentando foliação com direção preferencial NW-SE, concordante com as encaixantes, embora em algumas porções o granito apresente direção NE-SW. Essas diferenças estruturais podem estar relacionadas a eventos de deformação tardios ou posteriores na evolução do Cinturão Araguaia, o que também pode justificar a presença de crenulações nos micaxistos encaixantes.

Provavelmente, o gradiente de temperatura entre o corpo e a encaixante durante a colocação do GRL foi pequeno, pois não foram encontradas estruturas magmáticas de borda que evidenciassem gradientes térmicos entre o corpo e as encaixantes (xenólitos, margens resfriadas, etc.) nem efeitos termais nas encaixantes. Por outro lado, de acordo com Alves & Gorayeb (2006), na borda do plúton o granito apresenta foliação melhor desenvolvida e trama metamórfica bem definida. Isso sugere que o GRL foi colocado sin a tectonicamente aos processos tectono-metamórficos que edificaram o Cinturão Araguaia.

O GRL apresenta composição relativamente homogênea, predominando monzogranitos. São rochas de coloração cinza levemente rosada, hololeucocráticas e de granulação média ou grossa. Ocorrem comumente veios quartzo-feldspáticos que seguem ou não a estruturação da rocha. A foliação é definida, sobretudo, pela orientação das micas e do quartzo, sendo mais

evidente nas zonas de borda do GRL, com direção preferencial 130 a 170° Az e mergulhos de 27 a 78° NE.

3.3 ALVO PRESIDENTE KENNEDY

O Granito Presidente Kennedy (GPK) localiza-se 15 km a sudoeste da cidade de Presidente Kennedy no Estado do Tocantins, estando encaixado em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo e recoberto parcialmente por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba a leste. O reconhecimento preliminar e mapeamento em detalhe deste granito foi realizado por Bulhões & Dall'Agnol (1985) e Santos (2011).

De acordo com o mapa geológico (Fig. 3.2), o GPK possui forma de um *stock* grosseiramente elíptico, que abrange uma área aflorante cujo diâmetro maior é de aproximadamente 12 km, e o menor de 6 km, e sustenta pequenas colinas e morros com encostas suaves. Os afloramentos têm forma de lajedos abaulados de dimensões métricas a decamétricas, estão presentes também no leito de drenagens e ainda em pedreira desativada. As melhores exposições do GPK situam-se na Fazenda Santa Tereza, a cerca de 200 m da sede.

O corpo faz contato concordante com os micaxistos da Formação Xambioá e a cobertura sedimentar das unidades basais da Bacia do Paranaíba recobre essas unidades em inconformidade. O GPK é bem estruturado, melhor definido em suas bordas, apresentando foliação com direção preferencial entre 164 a 178° e mergulho variando de 30 a 70° NE. Essa estruturação é mais marcante nas zonas de borda do GPK, e torna-se difusa e até imperceptível no núcleo do plúton. A foliação é definida, sobretudo, pela orientação de micas e quartzo. A orientação da foliação deste granito é concordante com as dos xistos encaixantes.

O GPK apresenta composição variável entre monzogranito e granodiorito, predominando o último, caracterizando rochas de coloração cinza rosada, hololeucocráticas e de granulação média ou grossa. Ocorrem veios quartzo-feldspáticos, com ou sem turmalina, pegmatíticos, com espessuras centimétricas a métricas, que seguem ou não a estruturação da rocha.



Figura 3.6 - Aspectos gerais dos granitos Ramal do Lontra e Presidente Kennedy: A) e C) Modo de ocorrência dos afloramentos destes granitos, formando pequenos lajedos abaulados e em leitos de drenagens. B) Monzogranito isotrópico (núcleo do corpo). D) Granito estruturado, destacando a foliação presente nasa regiões de borda dos *stocks*.

3.4 ALVO BARROLÂNDIA

O Granito Barrolândia (GBR) localiza-se às proximidades da cidade de Barrolândia no Estado do Tocantins e encontra-se encaixado em micaxistos do Grupo Estrondo sendo recoberto parcialmente por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e coberturas detrítico-lateríticas. O reconhecimento e mapeamento em detalhe deste granito foi realizado por Santos (2011).

De acordo com o mapa geológico (Fig. 3.3), o GBR ocorre na forma de dois pequenos *stocks* grosseiramente elípticos e ovalados. O primeiro, no extremo norte da área, abrange uma área aflorante cujo diâmetro maior é de aproximadamente 3 km, e o menor de 1 km. O segundo, a noroeste da área, aflora em área de 4 km por 2 km. O GBR se dispõe em pequenas colinas e morros com encostas suaves, os afloramentos têm forma de lajedos abaulados de dimensões métricas a decamétricas, ou estão presentes no leito de drenagens. As melhores exposições do GBR situam-se ao longo da estrada vicinal da rodovia BR-153 de acesso à Fazenda Nova Olinda para a Fazenda Cocal, onde há uma pedreira abandonada de brita, e também na pedreira Santa Mônica às margens da rodovia BR-153.

Nas duas áreas de exposição do GBR, os corpos graníticos têm relações de contato concordante e subconcordante com os micaxistos encaixantes. É importante registrar que não há efeitos de metamorfismo de contato nas encaixantes desses corpos graníticos. Além disto, há enclaves tabulares ou discoides de dimensões centimétricas a métricas, definidos por concentração de biotita. Em alguns casos esses enclaves são micaxistos encaixantes, apresentando feições indicativas de reações com o granito. Veios pegmatíticos tem composição granítica contendo quartzo e feldspato, com micas e turmalina, em formas tabulares, caracterizando bolsões de espessuras centimétricas a métricas.

O GBR apresenta composição relativamente homogênea, predominando monzogranitos seguido de sienogranitos, que são rochas de coloração cinza rosada, por vezes alteradas, hololeucocráticas e de granulação média ou grossa. A foliação é definida, sobretudo, pela orientação das micas e do quartzo, sendo mais evidente nas zonas de bordas dos plútons. A foliação possui direção preferencial entre 150 a 180° Az e mergulho variando de 20 a 70° NE.

3.5 ALVO SANTA LUZIA

O Granito Santa Luzia (GSL) localiza-se às proximidades da vila Santa Luzia, a norte da cidade de Paraíso do Tocantins (TO). Apresenta-se na forma de pequenos stocks, diques, lentes e veios, e que, juntos, correspondem a uma grande área aflorante entremeados aos micaxistos (Fig. 3.4). O GSL está encaixado em micaxistos do Grupo Estrondo e encontra-se recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e coberturas detrítico-lateríticas. As melhores exposições do GSL foram registradas no Morro Dois Amigos, nos arredores da vila Santa Luzia, e em um corte da rodovia Belém-Brasília, próximo à localidade de Cachoeirinha.

Nas áreas de exposição do GSL, os corpos graníticos têm relações intrusivas concordantes e subconcordantes com os micaxistos encaixantes. Igualmente aos outros granitos, não há registros de efeitos termiais de metamorfismo de contato nas encaixantes, no entanto, foram identificados enclaves tabulares, de dimensões centimétricas a métricas, dos micaxistos encaixantes com feições que sugerem reações com o granito. Ocorrem comumente veios pegmatíticos graníticos de composição quartzo-feldspática, com micas e turmalina, em formas tabulares ou em bolsões centimétricos a métricos, chegando inclusive a formar corpos maiores.

Os granitos possuem composições mineralógicas e características texturais bastante semelhantes aos demais estudados, exibindo coloração cinza a rosa-acinzentada e granulação média, constituídos por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita.

Localmente, distinguem granitos pegmatóides presentes principalmente na forma de lentes, diques e massas que geralmente cortam as rochas graníticas, com granulação grossa a muito grossa. Neles podem ser identificados álcali-feldspato e quartzo, bem como plagioclásio e muscovita como minerais essenciais, destacando-se cristais de álcali-feldspato rosados de até 8 cm. Ocorrem ainda, acessoriamente, turmalina preta na forma de cristais prismáticos milimétricos a centimétricos, isolados ou formando massas intercrescidas com quartzo. Cristais milimétricos de granada marrom avermelhada e berilo verde-azulado também estão presentes, geralmente associados aos cristais de álcali-feldspato.

A foliação também é definida nesses granitos, sobretudo, pela orientação de micas e quartzo, sendo mais evidente nas zonas de borda do plúton. Possuem direção preferencial entre 125° a 160° Az e mergulho variando de 30° a 70° NE.

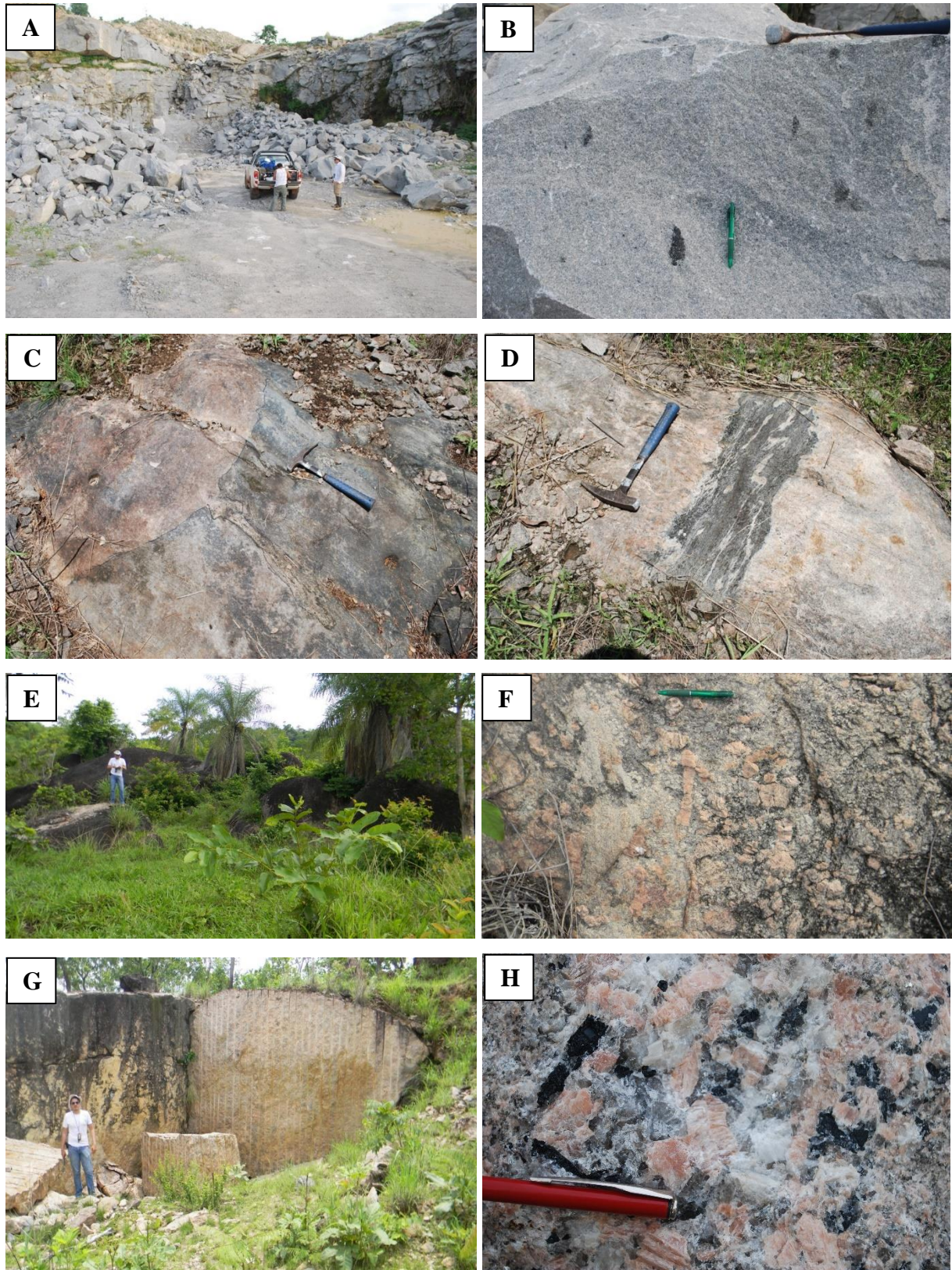


Figura 3.7 - Aspectos gerais dos granitos Barrolândia e Santa Luzia: A) Pedreira desativada de lavra do granito Barrolândia para exploração de brita. B) Restitios de biotita (biotititos) no granito Barrolândia. C) Região de contato entre o granito Santa Luzia e os micaxistos encaixantes, denotando relações intrusivas concordantes e subconcordantes. D) Destaque para o xenólito na encaixante. E) Formas de ocorrência em lajedos abaulados. G) e H) Porções pegmatíticas do granito Santa Luzia em frente de lavra e em detalhe, destacando a composição quatzo-feldspática.

4 PETROGRAFIA DOS GRANITOS ESTUDADOS

4.1 INTRODUÇÃO

As análises petrográficas foram realizadas utilizando-se um total de 28 amostras selecionadas de coletas realizadas durante a campanha de campo (Nov/2014) e também de trabalhos anteriores do acervo do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal. Foi realizada a descrição detalhada de amostras de mão e lâminas delgadas o que permitiu uma melhor caracterização mineralógica, além da análise textural e microestrutural dos granitos estudados e classificação dos litotipos. A análise modal foi executada em 81 amostras representativas de cada corpo granítico, com o objetivo de quantificar os minerais da rocha e classificar os litotipos no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

A descrição petrográfica do Granito Ramal do Lontra foi complementada a partir dos dados de Alves (2006), enquanto que a dos granitos Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia contou com informações dos trabalhos de Bulhões & Dall'Agnol (1985), Santos (2011) e Lamarão & Kotschoubey (1996), respectivamente.

4.2 PETROGRAFIA DO GRANITO RAMAL DO LONTRA

4.2.1 Aspectos petrográficos

Em termos petrográficos o GRL é bastante homogêneo por todo o corpo o que é refletido no diagrama QAP de Streckeisen (1976) que define uma área restrita no limite dos campos do monzogranito e granodiorito (Fig. 4.1), e de acordo com seus componentes varietais as rochas são classificadas como muscovita-biotita metamonzogranitos e mais raramente muscovita-biotita metagranodioritos. Devido, de um modo geral, os granitos apresentarem-se foliados com recristalização, texturas metamórficas e estruturas de deformação, são definidos como metagranitos.

Devido à homogeneidade petrográfica, às semelhanças mineralógicas e texturais observadas entre os litotipos e o corpo ser relativamente pequeno, optou-se por descrevê-lo em conjunto. Na Figura 4.5 destacam-se os aspectos macroscópicos do GRL.

De um modo geral os granitos são hololeucocráticos ($M < 6$), de cor cinza rosada com variações para o róseo mais intenso quando alterados, equigranulares de granulação média, com algumas variações para grossa na porção norte do corpo. Algumas vezes ocorrem variações no tamanho dos grãos devido à deformação e recristalização dinâmica, caracterizando textura inequigranular.

O conteúdo mineralógico é formado essencialmente por oligoclásio An_{11-16} (38-47 % modal), quartzo (21-33 %) e álcali feldspato (19–33%). Biotita e muscovita são os minerais varietais com ~ 8 e 6% modal, respectivamente, sendo que uma parte dos cristais de muscovita é produto de reequilíbrio metamórfico. Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita, alanita e minerais opacos (magnetita, titano-magnetita, ilmenita).

Transformações em alguns minerais são representadas por sericitização e saussuritização do plagioclásio, cloritização da biotita e argilização do álcali-feldspato. Nas amostras JN-03 e JN-04 do centro do corpo, predominam essas alterações de natureza pós-magmáticas.

Conclui-se a partir dos dados da petrografia, análise textural e modal, sintetizada na Tabela 4.1, que o corpo não possui grandes variações texturais ou mineralógicas, e as pequenas diferenças texturais são relacionadas à deformação e recristalização.

4.2.2 Aspectos microestruturais

No que diz respeito às microestruturas, são identificadas nos granitos duas feições principais: a) a foliação S_1 é definida pela orientação e estiramento dos minerais (Fig. 4.8) e predominância de textura granoblástica, e rochas onde a foliação é incipiente com relíquias de textura magmática granular hipidiomórfica (Fig. 4.6).

A textura granular hipidiomórfica representa a textura ígnea original, identificada principalmente em amostras da porção central do corpo, onde as características ígneas do granito são mais preservadas. Esta é caracterizada principalmente pela presença de cristais relativamente grandes de plagioclásio e microclina, e algumas vezes de quartzo, anédricos e subédricos, com contatos sinuosos, alguns com formas levemente arredondadas e plagioclásio com formas tabulares com características ígneas. Em algumas amostras a textura granular hipidiomórfica é dominante, ocorrendo localmente algumas porções recristalizadas. Apesar de ainda identificarem-se feições primárias, todas as rochas apresentam foliação incipiente.

Tabela 4.1 – Análise modal das amostras do Granito Ramal do Lontra.

Granito Ramal do Lontra																							
Minerais (%)	JN-01	JN-03	JN-04	PAR-IX-77	PAR-IX-78	EXA-VIII-11a	EAX-VIII-13	EXA-VIII-29	RL-01	RL-02	RL-03a	RL-03b	RL-06a	RL-11	RL-26a	RL-26b	RL-34	RL-36	RL-53	RL-54	RL-56a	RL-56b	
Quartzo	26,5	28,2	27,9	27,1	26	33	28,2	22,3	31,1	24,7	29,3	27,8	33	28,9	29,4	28,4	21,7	27,1	23,6	24,7	26,6	27,3	
Plagioclásio	37,9	43	41,4	42,4	45,7	43	41,8	39,9	40	43,7	40,6	41,5	40,8	39,4	40	43,4	44,3	47	43,9	45	43	44	
Álcali Feldspato	25,1	22,5	23	25	24,4	20,3	27,7	33,3	23,9	26,2	25,5	27,2	21,2	27,9	26,7	24,5	31,4	22,5	30,2	28,7	29	23,7	
Biotita	8,4	4,6	1,8	5	1,5	0,6	2	2,1	3,1	4	2,4	1	4,1	2,8	1,7	1,1	2,5	3,2	2,3	1,5	0,8	5	
Muscovita	2,1	1,5	5,6	0,2	1,1	3	0,1	2,1	1,7	1,1	1,7	1,9	0,8	0,8	1,3	2,2		0,2			0,4		
Apatita				0,2	0,2			0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1						
Zircão				0,1	0,1			0,1	0,1	0,1	0,2	0,2		0,1	0,1	0,1							
Opacos			0,1		1	0,1	0,2	0,1			0,1	0,2			0,6	0,1				0,1	0,2		
Nº de Pontos	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1600	2200	1800	2000	1500	1500	1900	2100	1500	1700	2000	1400	1800	1800	1400	1600	
Q+A+P	89,5	93,7	92,3	94,5	96,1	96,3	97,7	95,5	95	94,6	95,4	96,5	95	96,2	96,1	96,3	97,4	96,6	97,7	98,4	98,6	95	
<i>100% Calculation</i>																							
Quartzo	29,6	30,1	30,2	28,7	27,1	34,3	28,9	23,4	32,7	26,1	30,7	28,8	34,7	30,0	30,6	29,5	22,3	28,1	24,2	25,1	27,0	28,7	
Álcali Feldspato	28,0	24,0	24,9	26,5	25,4	21,1	28,4	34,9	25,2	27,7	26,7	28,2	22,3	29,0	27,8	25,4	32,2	23,3	30,9	29,2	29,4	24,9	
Plagioclásio	42,3	45,9	44,9	44,9	47,6	44,7	42,8	41,8	42,1	46,2	42,6	43,0	42,9	41,0	41,6	45,1	45,5	48,7	44,9	45,7	43,6	46,3	
Máficos	8,4	4,6	1,9	5,3	2,8	0,7	2,2	2,4	3,3	4,3	2,9	1,6	4,2	3	2,6	1,5	2,6	3,2	2,3	1,6	1	5	
A+P	63	65,5	64,4	67,4	70,1	63,3	69,5	73,2	63,9	69,9	66,1	68,7	62	67,3	66,7	67,9	75,7	69,5	74,1	73,7	72	67,7	
Quartzo	26,5	28,2	27,9	27,1	26	33	28,2	22,3	31,1	24,7	29,3	27,8	33	28,9	29,4	28,4	21,7	27,1	23,6	24,7	26,6	27,3	
∑	97,9	98,3	94,2	99,8	98,9	97	99,9	97,9	98,3	98,9	98,3	98,1	99,2	99,2	98,7	97,8	100	99,8	100	100	99,6	100	
<i>100% Calculation</i>																							
M'	8,6	4,7	2,0	5,3	2,8	0,7	2,2	2,5	3,4	4,3	3,0	1,6	4,2	3,0	2,6	1,5	2,6	3,2	2,3	1,6	1,0	5,0	
A+P	64,4	66,6	68,4	67,5	70,9	65,3	69,6	74,8	65,0	70,7	67,2	70,0	62,5	67,8	67,6	69,4	75,7	69,6	74,1	73,7	72,3	67,7	
Q	27,1	28,7	29,6	27,2	26,3	34,0	28,2	22,8	31,6	25,0	29,8	28,3	33,3	29,1	29,8	29,0	21,7	27,2	23,6	24,7	26,7	27,3	

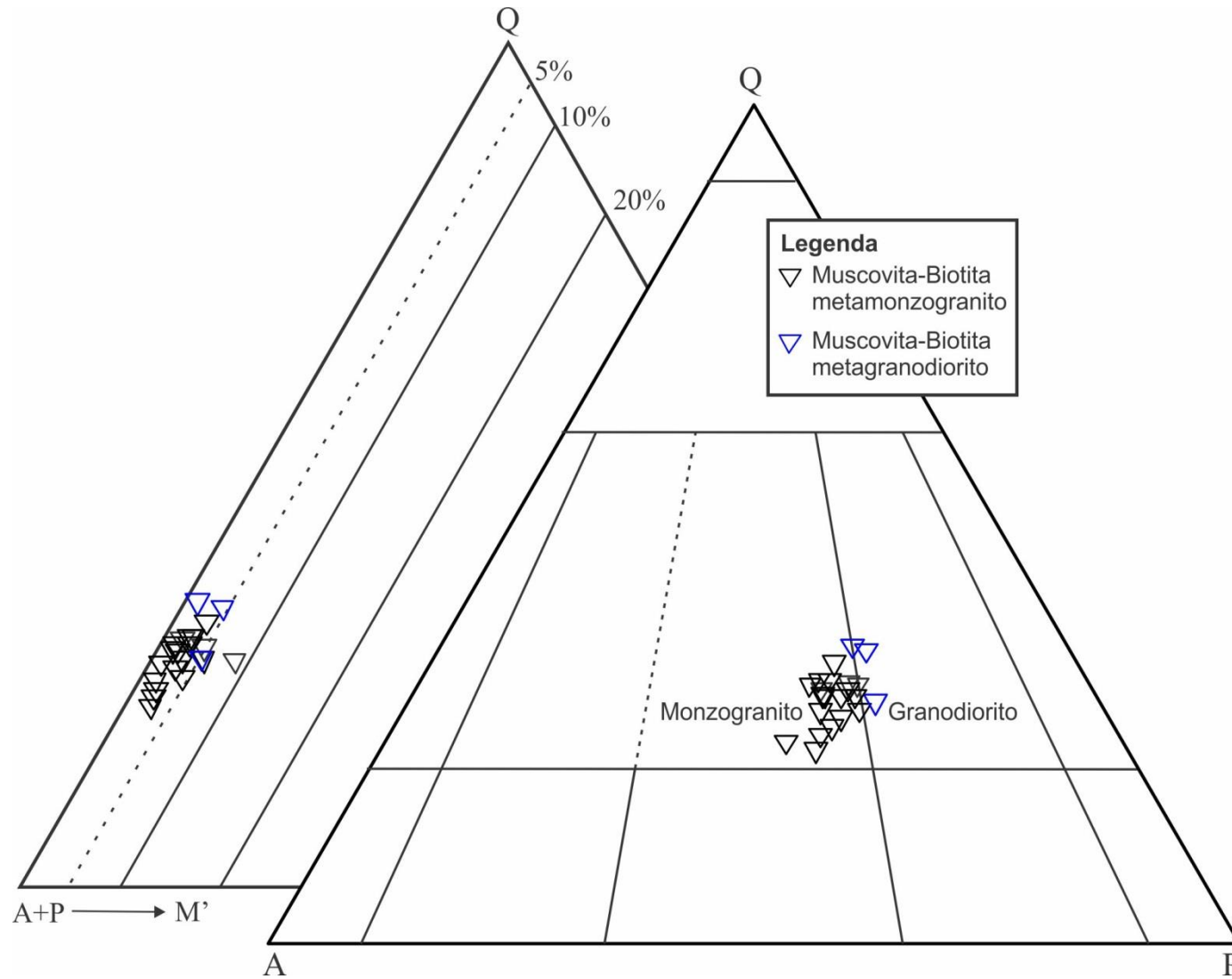


Figura 4.1- Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M' do Granito Ramal do Lontra.

A textura granoblástica poligonal é identificada predominantemente no corpo, sendo caracterizada pela presença de cristais de quartzo, álcali feldspato e plagioclásio de granulação mais fina, articulados num arranjo poligonal, além de lamelas de biotita e muscovita subédricas, todos com contatos retilíneos, geralmente formando pontos (Fig. 4.6).

Essa textura é encontrada também constituindo a matriz englobando cristais ígneos parcialmente preservados de quartzo e feldspato mais preservados. Sua origem está associada a processos de recristalização dos cristais ígneos originais de quartzo, feldspatos e micas, dando origem a novos grãos menores, devido a efeitos tectônicos e metamórficos durante a formação do Cinturão Araguaia.

Nas bordas do corpo, onde houve maior concentração de deformação, a foliação definida por biotita e muscovita é mais marcante (Fig. 4.8) e o estiramento de cristais de quartzo e mais raramente álcali feldspato e plagioclásio é mais pronunciado.

Além destas características texturais do granito, os efeitos de deformação e metamorfismo na rocha são destacados por feições microestruturais representadas por estiramento e orientação de cristais de quartzo, feldspato, biotita e muscovita; extinção ondulante, formas subgrãos e recristalização além de *kink bands* que são registradas principalmente nas maclas de plagioclásio (Fig. 4.8).

Outro aspecto textural no granito é dado pelo intercrescimento mimerquítico identificado em quase todas as amostras, que é caracterizado por gotículas ou feições vermiformes de quartzo intercrescido no plagioclásio (Fig. 4.7). Esta feição desenvolve-se, com frequência, na interface plagioclásio-microclina e geralmente caracterizam texturas tipo coroa ou bulbo, ou ainda podem distribuir-se nos cristais de plagioclásio. Essa textura de formação/estágio subsolidus é interpretada como de geração pós-magmática envolvendo provavelmente processos de exsolução ou dissolução induzida por pressão e reprecipitação (Smith & Brown 1988) devido aos efeitos deformacionais provavelmente sendo este o caso do Granito Ramal do Lontra.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio sódico (An_{11-16}) e, com frequência apresenta intercrescimento peristerítico, o qual é caracterizado pela presença de lamelas oblíquas à orientação do maclamento albita ou albita-calrsbad definindo uma textura tipo “espinha de peixe”, desenhada por lamelas geralmente bem finas e outras mais espessas, possuindo limites bem definidos. A origem dessa textura segundo Smith (1974) e Smith & Brown (1988) estaria relacionada a processos de dissolução no estado sólido, devido aos efeitos de metamorfismo e deformação, cujas condições requeridas para instalação desse processo de

exsolução e formação da peristerita, envolvem elevação de temperatura e manutenção constante por longo período.

A muscovita apresenta dois tipos texturais bem distintos. A primeira (Ms_1) ocorre apenas nos granitos fracamente estruturados que ainda preservam as características magmáticas, onde se identificam relíquias de textura granular hipidiomórfica. Neste caso, a muscovita apresenta-se em cristais anédricos, relativamente pequenos (< 1 mm), apresentando bordas irregulares e em alguns casos são cristais poiquilíticos. Geralmente está associado ao plagioclásio ou se dispõe entre agregados quartzo-feldspáticos.

A segunda (Ms_2) está presente principalmente nos granitos estruturados e recrystalizados e caracteriza-se por cristais bem desenvolvidos ($> 2,5$ mm), subédricos, orientados preferencialmente, associada a biotita e mantendo relações de contato retilíneas ou em ponto tríplice com cristais de quartzo, feldspatos e biotita caracterizando crescimento metamórfico em equilíbrio.

Uma explicação para essas gerações de muscovita é que a Ms_1 representa cristais de origem primária, cristalizada em estágio tardio da evolução magmática, que ficou preservada das transformações tectono-metamórficas, acontecida concomitantemente ao alojamento do GRL, e que levaram à recrystalização e neoformação dos cristais Ms_2 .

4.2.3 Aspectos mineralógicos

Quartzo - Três aspectos texturais do quartzo foram identificados. O primeiro (Qz_1) é definido por cristais anédricos ou subédricos de dimensões entre 1,5 a 4 mm, e apresenta contatos irregulares e sinuosos entre si e com cristais de microclina e plagioclásio e geralmente retilíneo com biotita e muscovita. Em alguns casos tem forma arredondada e algumas vezes estão levemente estirados acompanhando a direção da foliação (Fig. 4.8). Comumente, o Qz_1 está bastante deformado apresentando forte extinção ondulante, com formação de subgrãos e recrystalização nas bordas. Localmente possuem pequenas inclusões de biotita e zircão. Este tipo de cristal de quartzo está associado com microclina e plagioclásio primário e representam cristais de natureza magmática preservados em algumas amostras do GRL.

O segundo tipo (Qz_2) é subédrico, formando aglomerados de grãos recrystalizados, ou associados com a microclina e plagioclásio, em contatos tipo ponto tríplice. Em outra situação distribuem-se na borda dos cristais Qz_1 ou formam bandas orientadas de agregados de quartzo poligonal, e são produtos da recrystalização dos cristais primários (Qz_1),

conduzida pelo metamorfismo regional do CA, como evidenciado por outros dados aqui descritos.

O terceiro tipo (Qz_3) é representado por simplectitos em formas goticulares ou vermiformes intercrescidos nos bordos de cristais de plagioclásio quando em contato com álcali-feldspatos, caracterizando intercrescimentos mimerquíticos.

Plagioclásio - Dois tipos são identificados, o Pl_1 representa cristais primários de origem magmática maiores que 5 mm (Fig. 4.7), possui forma tabular ou levemente alongada e no geral são subédricos ou anédricos, apresentando contatos irregulares e subordinadamente retilíneos entre si e com Qz_1 , microclina e biotita. O maclamento dominante é do tipo albita, sendo identificado ainda os tipos albita-carlsbad e albita-periclina. Em vários casos o maclamento não é evidenciado. O Pl_1 está bem menos deformado e recristalizado, quando comparado com o quartzo e microclina associados, porém, alguns cristais apresentam leve a moderada extinção ondulante, discreta formação de subgrãos e recristalização incipiente nas bordas, mas, comumente, apresentam estrutura tipo *kink bands*. Em determinadas amostras o Pl_1 apresenta moderada a forte substituição para sericita ou muscovita e localmente para carbonato. Esta alteração é mais intensa no núcleo dos cristais, realçando o zoneamento magmático. Comumente o Pl_1 possui pequenas inclusões de biotita, zircão e apatita, revelando sua origem ígnea. Zoneamento não são frequentes nos cristais de plagioclásio do GRL, porém onde identificado é do tipo normal com três zonas concêntricas, caracterizado por uma alteração mais intensa dos seus núcleos, o que sugere origem magmática.

Os cristais do tipo 2 (Pl_2) ocorrem nas rochas mais estruturadas, são cristais límpidos e sem zoneamento, têm tamanhos de aproximadamente 1 mm, com formas anédricas e contatos em pontos tríplexes (Fig. 4.6). Estes são produtos de recristalização do Pl_1 e junto com microclina e quartzo, compõe a textura granoblástica.

Neste tipo de plagioclásio é que se identificou a peristerita caracterizada pela presença de lamelas oblíquas ao maclamento, com limites bem definidos, algumas bem finas e outras mais espessas, com desenho tipo “espinha de peixe”. A presença do intercrescimento peristerítico reforça a interpretação de alojamento sintectônico do Granito Ramal do Lontra e dos efeitos do metamorfismo do CA.

Microclina - Igualmente ao quartzo e ao plagioclásio dois tipos foram identificados. O primeiro (Mic_1) é de origem magmática e destaca cristais maiores que 5 mm, anédricos ou subédricos, são tabulares, apresentando contatos irregulares, sinuosos e, algumas vezes, englobam cristais menores. Foi identificado o maclamento xadrez típico, porém muitas vezes

os cristais não apresentam maclamento. Com frequência a Mic_1 possui recristalização nas bordas dos cristais, além de extinção ondulante e formas de subgrãos. Apresentam também inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. Alteração para argilo-minerais e sericita ocorre com maior ou menor frequência.

A Mic_2 possui dimensões inferiores a 1,5 mm e são produtos da recristalização da Mic_1 , são geralmente anédricos, e constituem aglomerados de cristais, seja apenas de microclina ou de microclina com quartzo e plagioclásio que definem contatos em ponto tríplices. Em rochas mais estruturadas os cristais apresentam-se levemente estirados.

Biotita - Este mineral ocorre em quantidades pequenas (< 5 % modal), formam lamelas anédricas ou subédricas com dimensões inferiores a 2 mm. É o principal mineral que define a foliação da rocha. Ela apresenta contato retilíneo com o quartzo, plagioclásio e microclina, entretanto também ocorrem como inclusão em cristais de plagioclásio e microclina. O pleocroísmo varia de amarelo pálido (X) a marrom esverdeado escuro (Y, Z). Na amostra RL-11 a biotita apresenta bordas corroídas no contato com a microclina, formando textura simplectítica. Algumas vezes a biotita está parcial a totalmente cloritizada.

Muscovita - Assim como a biotita esse mineral também ocorre em pequena quantidade (< 3 % modal), caracterizando dois tipos texturais distintos. Um deles (Ms_1) ocorre como cristais subédricos, com dimensões até 2,5 mm, estabelecendo contatos retilíneos com quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, e estão orientadas definindo junto com a biotita a foliação (Fig. 4.8).

O outro tipo (Ms_2) apresenta-se como pequenos cristais anédricos, com bordas irregulares, associado ao plagioclásio. A forma irregular de algumas lamelas de muscovita, localmente assume aspecto poiquilítico englobando outros minerais.

Os cristais de muscovita mais desenvolvidos e melhor formados geralmente ocorrem em rochas onde a recristalização foi mais intensa, enquanto que os cristais menores de formas anédricas ocorrem principalmente em domínios onde a deformação foi menos intensa.

Essas duas características da trama da muscovita e de outros minerais a eles associados e que acompanham os aspectos texturais, indicam que os cristais mais desenvolvidos (Ms_1) resultam da recristalização sob a ação do metamorfismo.

Minerais acessórios - São representados principalmente por apatita, zircão, raramente alanita, titanita e minerais opacos. Monazita e um óxido de elementos terras raras foram

identificados com a técnica da microscopia eletrônica. Os cristais de zircão e apatita ocorrem geralmente como inclusões em plagioclásio, quartzo ou biotita. São cristais muito pequenos, prismáticos, subédricos ou euédricos. A apatita pode ainda ocorrer com formas hexagonais ou arredondadas e geralmente está associada com a biotita.

Os minerais opacos geralmente não ultrapassam 0,5 % modal e constituem cristais anédricos ou subédricos. As análises no microscópio eletrônico de varredura identificaram os tipos ilmenita, magnetita e titano-magnetita. A magnetita foi identificada apenas nas amostras RL-56 e RL-53, que possui características petrográficas semelhantes. Já ilmenita e titano-magnetita ocorrem principalmente na amostra RL-01.

A alanita ocorre raramente em poucas amostras, em cristais prismáticos euédricos, os quais estão algumas vezes fraturados e metamitizados. A titanita forma pequenos cristais fraturados com relevo alto.

A monazita e um óxido de terras raras foram identificados na amostra RL-56, onde os mesmos formam cristais muito pequenos. A monazita é algumas vezes subédrica, prismática, e outras vezes forma, junto com o óxido de terras raras, cristais anédricos, com formas muito irregulares.

Minerais secundários - São representados principalmente por sericita, clorita, carbonato, argilominerais e raramente epidoto. A sericita e o carbonato ocorrem freqüentemente nas amostras RL-26a, b; EXA-VIII-29 e PAR-IX-78 como produtos de alteração do plagioclásio. A sericita é bem mais abundante e ocorre sob a forma de finas e pequenas lamelas substituídas do plagioclásio, preferencialmente dispostas nos planos de clivagem do mesmo; enquanto o carbonato ocorre com menor distribuição, formando pequenos cristais anédricos sobre o plagioclásio. Observou-se que a alteração para sericita e carbonato é mais intensa no núcleo dos cristais de plagioclásio. Na amostra PAR-IX-78, foram identificados pequenos cristais de epidoto em associação com sericita e carbonato substituindo o plagioclásio, indicando processo de saussuritização do mesmo. A clorita ocorre substituindo parcial ou totalmente a biotita. Argilominerais desenvolvem-se preferencialmente sobre a microclina, formando pequenas manchas escuras.

4.3 GRANITO PRESIDENTE KENNEDY

4.3.1 Aspectos petrográficos

O estudo petrográfico desenvolvido no Granito Presidente Kennedy envolveu a descrição detalhada de amostras de mão e lâminas delgadas o que permitiu junto com a análise modal uma melhor caracterização mineralógica e textural do Granito. Em termos petrográficos o Granito Presidente Kennedy é bastante homogêneo por todo o corpo o que é refletido do diagrama de Strekeisen (1976) que define uma área restrita no limite dos campos monzogranito e granodiorito (Fig. 4.2), classificando as rochas como muscovita-biotita metagranodiorito e muscovita-biotita metamonzogranitos.

Os granitos são hololeucocráticos (M=6-9), de cor cinza levemente rosada, geralmente equigranular de granulação média (Fig. 4.5).

O conteúdo mineralógico essencial é formado por oligoclásio An₂₃₋₂₉ (35-50% modal), quartzo (22-33%) e microclina (21-29%), seguido por biotita e muscovita como constituintes menores entre 2 a 6% e 1 a 6% modal, respectivamente. Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita e minerais opacos.

A partir dos dados petrográficos, análise textural e conteúdo modal (Tabela 4.2), se constata que o granito não possui grandes variações mineralógicas e texturais, tratando-se de um plúton homogêneo composicionalmente, variando entre monzogranito e granodiorito.

4.3.2 Aspectos mineralógicos

A seguir serão descritas as características mineralógicas do Granito presidente Kennedy.

Quartzo – Três aspectos texturais do quartzo foram identificados. O primeiro (Qtz1) apresenta-se na forma cristais anédricos ou subédricos de dimensões entre 1,5 a 6 mm, com contatos irregulares e sinuosos entre si e com microclina e plagioclásio, e geralmente retilíneo com a biotita e muscovita. Em alguns casos tem forma arredondada e algumas vezes os cristais estão levemente estirados acompanhando a direção da foliação, e neste caso estão bastante deformados apresentando forte extinção ondulante, com formação de subgrãos e recristalização nas bordas. Localmente possuem pequenas inclusões de biotita e zircão. Este tipo de cristal de quartzo está frequentemente associado com microclina (Mic1) e plagioclásio (Pl1), descritos adiante e representam cristais de natureza magmática, preservados em certas porções do Granito Presidente Kennedy.

Tabela 4.2 – Análise modal das amostras do granito Presidente Kennedy.

Granito Presidente Kennedy																							
Minerais (%)	JN-06	JN-10	PK-01	PK-13	PK-15	PK-17	PK-18	PK-19	4	11	26	46	55	74	76	86	91	95	98	110	112	126	133
Quartzo	30,6	29,9	28,8	28,4	22,7	25,9	27,5	23,3	22,8	25,8	28,9	23,5	27,9	25,4	23,4	27,7	28,5	30,9	28,3	33,3	29,4	29,9	30
Plagioclásio	47	46,1	41,5	35,9	45	37,9	41,6	47,6	45	37,4	40,7	49	50,1	43,4	47,9	41,2	45,8	50,2	46	43,3	35,3	49,4	42,6
Álcali Feldspato	17,4	15,1	23,5	27,7	25,2	29,4	23,5	21,5	25	29,3	23,9	20	15,3	25,3	21	23,3	19,2	13,3	18,4	16,9	27,3	11,3	19,1
Biotita	4	5,6	5,3	6,5	6,8	5,8	4,9	6,8	6,8	5,8	5,3	6,4	6,1	3,4	6,8	2,5	2,8	3,3	2,9	4,1	1,5	4,3	4,4
Muscovita	0,8	3,2	0,9	1,5	0,3	1	2,5	0,8	0,3	1,2	0,9	0,9	0,6	2,5	0,8	4,9	3,7	2,3	4,1	2,4	6,5	4,9	3,5
Apatita																							
Zircão																							
Outros	0,2	0,1							0,1	0,5	0,3	0,2			0,1	0,4			0,3			0,2	0,4
Nº de Pontos	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1059	1133	805	1084	1000	943	909	1343	828	886	1007	917	1045	1402	875
Q+A+P	95	91,1	93,8	92	92,9	93,2	92,6	92,4	92,8	92,5	93,5	92,5	93,3	94,1	92,3	92,2	93,5	94,4	92,7	93,5	92	90,6	91,7
<i>100% Calculation</i>																							
Quartzo	32,2	32,8	30,7	30,9	24,4	27,8	29,7	25,2	24,6	27,9	30,9	25,4	29,9	27,0	25,4	30,0	30,5	32,7	30,5	35,6	32,0	33,0	32,7
Álcali Feldspato	18,3	16,6	25,1	30,1	27,1	31,5	25,4	23,3	26,9	31,7	25,6	21,6	16,4	26,9	22,8	25,3	20,5	14,1	19,8	18,1	29,7	12,5	20,8
Plagioclásio	49,5	50,6	44,2	39,0	48,4	40,7	44,9	51,5	48,5	40,4	43,5	53,0	53,7	46,1	51,9	44,7	49,0	53,2	49,6	46,3	38,4	54,5	46,5
Máficos	4,2	5,7	5,3	6,5	6,8	5,8	4,9	6,8	6,9	6,3	5,6	6,6	6,1	3,4	6,9	2,9	2,8	3,3	3,2	4,1	1,5	4,5	4,8
A+P	64,4	61,2	65	63,6	70,2	67,3	65,1	69,1	70	66,7	64,6	69	65,4	68,7	68,9	64,5	65	63,5	64,4	60,2	62,6	60,7	61,7
Quartzo	30,6	29,9	28,8	28,4	22,7	25,9	27,5	23,3	22,8	25,8	28,9	23,5	27,9	25,4	23,4	27,7	28,5	30,9	28,3	33,3	29,4	29,9	30
∑	99,2	96,8	99,1	98,5	99,7	99	97,5	99,2	99,7	98,8	99,1	99,1	99,4	97,5	99,2	95,1	96,3	97,7	95,9	97,6	93,5	95,1	96,5
<i>100% Calculation</i>																							
M'	4,2	5,9	5,3	6,6	6,8	5,9	5,0	6,9	6,9	6,4	5,7	6,7	6,1	3,5	7,0	3,0	2,9	3,4	3,3	4,2	1,6	4,7	5,0
A+P	64,9	63,2	65,6	64,6	70,4	68,0	66,8	69,7	70,2	67,5	65,2	69,6	65,8	70,5	69,5	67,8	67,5	65,0	67,2	61,7	67,0	63,8	63,9
Q	30,8	30,9	29,1	28,8	22,8	26,2	28,2	23,5	22,9	26,1	29,2	23,7	28,1	26,1	23,6	29,1	29,6	31,6	29,5	34,1	31,4	31,4	31,1

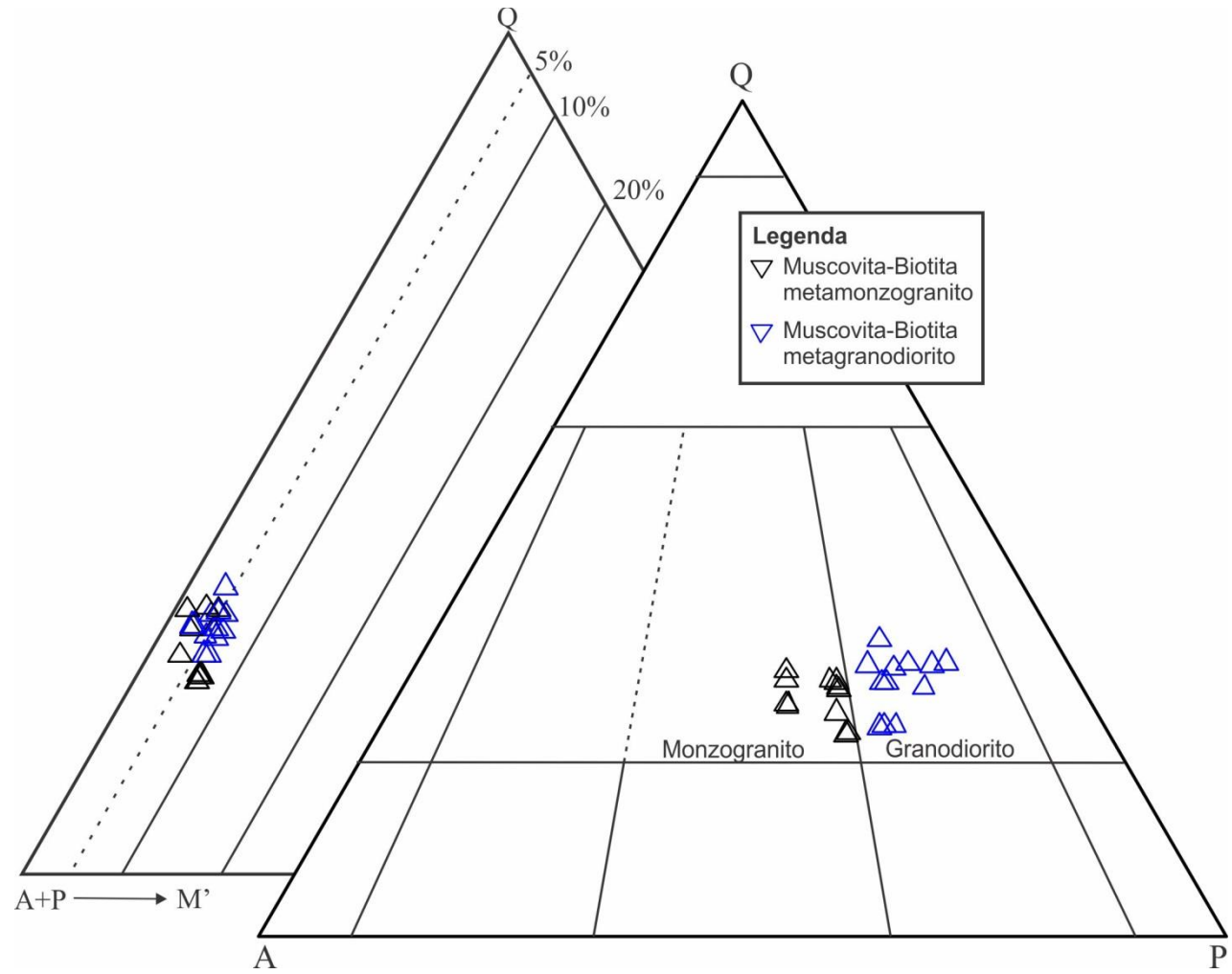


Figura 4.2 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Presidente Kennedy.

A segunda geração (Qtz2) é definida por agregados de grãos recristalizados juntamente com microclina e plagioclásio, articulados em pontos tríplices e formam pequenas faixas orientadas. O Qtz2 é produto de recristalização dos cristais primários, conduzida pelo metamorfismo regional do CA, como evidenciado por outros dados aqui descritos.

A terceira geração (Qtz3) é representada por simplectitos com formas goticulares ou vermiformes de quartzo dispostos nos bordos de cristais de plagioclásio próximo ao contato com álcali-feldspatos, caracterizando a textura mimerquítica.

Plagioclásio – Dos tipos identificados, o P11 representa cristais primários, de origem magmática, com dimensões maiores que 5 mm, que se associam com Qtz 1 e Mic 1. Possuem forma tabular ou levemente alongada e no geral são subédricos, com contatos retos entre si e com quartzo, microclina e biotita. O maclamento dominante é do tipo albita, sendo identificados ainda os tipos albita-carlsbad e albita-periclina. Em vários grãos o maclamento não é evidenciado. Os cristais do tipo P11 estão bem menos deformados e recristalizados, em comparação com quartzo e microclina, porém, em alguns casos, apresentam leve a moderada extinção ondulante, subgrãos, *kink bands* e recristalização incipiente nas bordas. Em outros casos o P11 apresenta moderada a forte substituição para sericita e localmente para carbonato com formação até de lamelas de muscovita anédrica. Esta alteração é mais intensa no núcleo dos cristais, o que realça um discreto zoneamento magmático normal. Este tipo de plagioclásio (P11) contém pequenas inclusões de biotita, zircão e apatita, indicativo de origem ígnea. Zoneamento não é frequente e onde identificado é do tipo normal com três zonas concêntricas, realçado pela alteração mais intensa no núcleo, o que sugere origem magmática (Fig. 4.7).

Os cristais do tipo 2 (P12) têm tamanhos menores (~1mm) e formas anédricas, são límpidos e sem zoneamento, e ocorrem nas rochas estruturadas em contato tipo ponto tríplice entre os vários constituintes minerais. Essas feições apontam ser produto de recristalização de cristais primários juntamente com microclina, quartzo, biotita e muscovita, que definem a textura granoblástica poligonal e foliação definida pelas micas. No P12 destaca-se ainda, o desenvolvimento de intercrescimento peristerítico, caracterizado pela disposição de lamelas oblíquas ao maclamento, com feições tipo “espinha de peixe”. A peristerita é indicativa de efeitos metamórficos sobre o plagioclásio, reforçando a contemporaneidade do alojamento deste granito com o metamorfismo regional que afetou a área.

Microclina – Igualmente ao quartzo e ao plagioclásio duas gerações foram identificadas. A Mic1 de origem magmática é destacada por cristais maiores que 5 mm, subédricos com formas granulares, apresentando contatos retos entre as várias fases minerais, maclamento xadrez típico, embora, muitas vezes, os cristais não apresentam maclamento, e contém inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. Registra-se também extinção ondulante moderada, subgrãos e recristalização nas bordas desses cristais. Alteração para argilo-minerais e sericita ocorre com maior ou menor frequência.

A Mic2 possui dimensões inferiores a 1,5 mm e é produto da recristalização dos cristais primários (Mic1). Os grãos são geralmente anédricos, e constituem aglomerados de cristais, seja apenas de microclina ou de microclina com quartzo e plagioclásio que definem contatos em ponto tríplices. Em rochas mais estruturadas os cristais apresentam-se levemente estirados.

Biotita – Este mineral ocorre em quantidades modais inferiores a 6 %, constituindo formas lamelares subédricas com dimensões inferiores a 2 mm. É o principal mineral que define a foliação da rocha. Ela apresenta contato retilíneo com o quartzo, plagioclásio e microclina, entretanto também ocorrem em pequenas inclusões no plagioclásio e microclina. O pleocroísmo varia de amarelo pálido (X) a marrom escuro esverdeado (Y, Z). Algumas vezes a biotita encontra-se parcial a totalmente cloritizada.

Muscovita – Assim como a biotita esse mineral também ocorre em pequena quantidade (< 5 % modal), caracterizando duas gerações. A primeira (Ms1) ocorre como cristais subédricos, com dimensões até 2,5 mm, estabelecendo contatos retilíneos com quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, e estão orientadas definindo, junto com a biotita, a foliação tectônica (Fig. 4.8).

O outro tipo (Ms2) apresenta-se como pequenos cristais anédricos, com bordas irregulares sendo produtos de substituição do plagioclásio. Associado ao plagioclásio. A forma irregular de algumas lamelas de muscovita, localmente assume aspecto poiquiloblástica englobando outros minerais.

Os cristais de muscovita mais desenvolvidos e melhor formados geralmente ocorrem em rochas onde a recristalização foi mais intensa.

Essas duas características da trama da muscovita e de outros minerais a eles associados e que acompanham os aspectos texturais, indicam que os cristais mais desenvolvidos (Ms1) resultam da recristalização sob a ação do metamorfismo.

Minerais Acessórios – Os minerais acessórios comuns nestas rochas são apatita, zircão e titanita. A apatita apresenta-se frequentemente em pequenos cristais (0,1 a 0,3 mm) e seus cristais são geralmente anédricos subédricos. Na maioria das vezes ocorrem em inclusões na biotita. O zircão ocorre em minúsculos cristais euédricos, menores que 0,5 mm, inclusos em cristais de biotita, muscovita e quartzo. A titanita apresenta-se em forma anédrica ($\leq 0,3$ mm) e associada à biotita. Os opacos estão presentes em todas as amostras, com suas dimensões inferiores a 0,3 mm. Localmente ocorrem cristais euédricos, sendo que, em geral, são anédricos. Os primeiros destacam formas prismáticas perfeitas e oxidadas na cor vermelha intensa.

4.4 GRANITO BARROLÂNDIA E GRANITO SANTA LUZIA

As amostras dos corpos graníticos Barrolândia e Santa Luzia apresentaram caracterizações petrográficas idênticas, portanto, serão detalhadas em conjunto.

4.4.1 Aspectos petrográficos

O estudo petrográfico desenvolvido nos Granitos Barrolândia e Santa Luzia envolveu a análise de 27 amostras, em que foi feita a descrição detalhada de amostras de mão e lâminas delgadas, gerando suas caracterizações mineralógicas e análise textural. A análise modal foi executada nas amostras para a classificação mais precisa dos litotipos no diagrama QAP de Strekeisen (1976), tendo sido contados, em média, 1500 pontos em cada amostra (Tabelas 4.3 e 4.4).

Em termos petrográficos, os Granitos Barrolândia e Santa Luzia variam composicionalmente em toda a extensão do corpo, o que é refletido no diagrama das figuras 4.3 e 4.4, em que as amostras se agrupam predominantemente nos campos do monzogranito e granodiorito. A análise dos componentes varietais da rocha levou à classificação como muscovita-biotita metamonzogranito, biotita-muscovita metamonzogranito e muscovita-biotita metagranodiorito.

De modo geral esses granitos são hololeucocráticos com índice de coloração variando de 4 a 10, apresentando cor cinza e textura granular hipidiomórfica ou alotriomórfica equigranular. No geral possui granulação média, mas ocorrem também variações no tamanho dos grãos para grossa, com raros tipos inequigranulares.

O conteúdo mineralógico é formado essencialmente por microclina (21-52%), oligoclásio-An₁₅₋₂₀ (20-37%), quartzo (21-40%), biotita (3-7%) e muscovita (0-3%). Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita e minerais opacos.

4.4.2 Aspectos microestruturais

No que diz respeito aos aspectos texturais/microestruturais, são identificadas duas feições principais: rochas com foliação S₁ evidente com orientação e estiramento dos minerais e predominância de textura granoblástica, e rochas onde a foliação é incipiente com relíquias de textura magmática granular hipidiomórfica (Fig. 4.8).

A textura granular hipidiomórfica representa a textura ígnea original, identificada principalmente em amostras da porção central do corpo, onde as características ígneas do granito são mais preservadas. Esta é caracterizada principalmente pela presença de cristais relativamente grandes de plagioclásio e microclina, e algumas vezes de quartzo, anédricos e subédricos, com contatos sinuosos, alguns com formas levemente arredondadas e plagioclásio com formas tabulares com características ígneas. Em algumas amostras a textura granular hipidiomórfica é dominante, ocorrendo localmente algumas porções recristalizadas. Apesar de ainda identificarem-se feições primárias, todas as rochas apresentam foliação incipiente.

A textura granoblástica poligonal é identificada em quase todas as amostras estudadas, sendo mais ou menos evidente por todo o corpo granítico. Esta textura é caracterizada pela presença de cristais de quartzo, álcali feldspato e plagioclásio de granulação mais fina, articulados num arranjo granoblástico poligonal, além de lamelas de biotita e muscovita subédricas, todos com contatos retilíneos, geralmente formando pontos tríplices e é a textura predominante nas rochas.

Essa textura é encontrada também constituindo a matriz englobando cristais ígneos parcialmente preservados de quartzo e feldspato mais preservados. Sua origem está associada a processos de recristalização dos cristais ígneos originais de quartzo, feldspatos e micas, dando origem a novos grãos menores, devido a efeitos tectônicos e metamórficos durante a formação do Cinturão Araguaia.

Nas bordas do corpo, onde houve maior concentração de deformação, a foliação definida por biotita e muscovita é mais marcante e estiramento de cristais de quartzo e mais raramente álcali feldspato e plagioclásio é mais pronunciado (Fig. 4.8).

Além destas características texturais dos granitos, os efeitos de deformação e metamorfismo na rocha são destacados por feições microestruturais representadas por estiramento e orientação de cristais de quartzo, feldspato, biotita e muscovita (Fig. 4.8); extinção ondulante, formas subgrãos e recristalização além de *kink bands* que são registradas principalmente nas maclas de plagioclásio (Fig. 4.8).

Outro aspecto textural nos granitos é dado pelo intercrescimento mirmequítico identificado em quase todas as amostras, que é caracterizado por gotículas ou feições vermiformes de quartzo intercrescido no plagioclásio. Estas mirmequitas desenvolvem-se, com frequência, na interface plagioclásio-microclina e geralmente caracterizam texturas tipo coroa ou bulbo, ou ainda podem distribuir-se nos cristais por todo o cristal de plagioclásio. Essa textura é interpretada em alguns casos como de geração pós-magmática envolvendo provavelmente processos de exsolução ou dissolução induzida por pressão e reprecipitação (Smith & Brown 1988) devido aos efeitos deformacionais sendo este o caso proposto para os Granitos Barrolândia e Santa Luzia.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio sódico (An_{11-16}) e, frequentemente, apresenta intercrescimento peristerítico. É caracterizado pela presença de lamelas oblíquas à orientação do maclamento albita ou albita-calrsbad, definindo uma textura tipo “espinha de peixe”, desenhada por lamelas geralmente bem finas e outras mais espessas, possuindo limites bem definidos (Fig. 4.8).

A origem dessa textura segundo Smith (1974) e Smith & Brown (1988) estaria relacionada a processos de dissolução no estado sólido, devido aos efeitos do metamorfismo e deformação. As condições requeridas para instalação desse processo de exsolução e formação da peristerita, segundo os referidos autores, são de que o sistema seja submetido à elevação de temperatura e manutenção constante por longo período.

A muscovita apresenta dois tipos texturais bem distintos. A muscovita 1 (Ms_1) está presente principalmente em rochas mais estruturadas e bem recristalizadas e caracteriza-se por cristais bem desenvolvidos ($> 2,5$ mm), subédricos, lamelares, com orientação preferencial, acompanhada de biotita e relações de contato retilíneos ou em ponto tríplice com cristais de quartzo, feldspatos e biotita definindo texturas de equilíbrio (Fig. 4.6 e 4.8).

A muscovita 2 (Ms_2) ocorre apenas nos granitos que ainda preservam características magmáticas, fracamente estruturadas, onde se identificam relíquias de textura granular hipidiomórfica. Os cristais são anédricos, relativamente pequenos (< 1 mm), apresentando

bordas irregulares e em alguns casos assumem aspecto poiquilítico. Geralmente está associado ao plagioclásio ou se dispõe entre agregados quartzo-feldspáticos (Fig. 4.6).

Uma das explicações para essa variação textural é que a Ms_2 representa cristais de origem primária, provavelmente cristalizada em estágios tardios da evolução magmática, que ficou preservada das transformações tectono-metamórficas que se seguiram concomitantemente ao alojamento do GBR e do GSL, e que levaram à recristalização e neoformação os cristais Ms_1 .

4.4.3 Aspectos mineralógicos

Quartzo - No geral possui três aspectos texturais. O primeiro (Qtz1) apresenta formas anédricas e subordinadamente subédricos, com tamanhos que varia entre 0,2 e 1,0 mm. Apresentam forte extinção ondulante e possuem contatos irregulares entre si e com cristais de microclina e plagioclásio. Possuem raras inclusões de zircão e biotita. Esses tipos são característicos de formação ígnea.

O segundo tipo (Qtz2) forma aglomerados de cristais menores recristalizados em equilíbrio com a microclina e em menor quantidade com o plagioclásio estabelecendo contatos retilíneos em ponto tríplice definindo um arranjo granoblástico poligonal (Fig. 4.6).

O terceiro tipo (Qtz3) define texturas simplectíticas e que ocorrem na forma de pequenas gotas ou vermiformes no interior de cristais de plagioclásio caracterizando intercrescimentos mirmequíticos.

Plagioclásio – Dois tipos são identificados, o primeiro de origem magmática com dimensões variando entre 0,5 mm e 0,3 mm, possuem forma tabular levemente alongado e no geral são subédricos. Os contatos do plagioclásio com quartzo e microclina são irregulares, ao passo que com biotita e, por vezes com muscovita são geralmente retilíneos. Apresenta, no geral, maclamentos do tipo albita e, raramente, albita-carlsbad.

Esse plagioclásio magmático é do tipo oligoclásio (An_{22-29}) e com frequência encontram-se alterações para sericita, epidoto, e, raramente, carbonato no núcleo dos cristais, destacando um discreto zoneamento (Fig. 4.7).

O segundo tipo de plagioclásio (PI2), ocorrem nas rochas mais estruturadas, em que os cristais possuem tamanho aproximado de 1 mm e forma comumente anédrica. As relações de contato são em pontos tríplices com os demais minerais, principalmente microclina e quartzo,

compondo a textura granoblástica poligonal. Verifica-se também a presença de peristerita tipo alguns desses cristais e se fazem presentes na forma de finas lamelas, formando textura em “espinha de peixe”, ou muito raramente em lamelas bem desenvolvidas que sugere um processo de exsolução bastante avançado relacionado ao metamorfismo.

Microclina – Igualmente ao plagioclásio dois tipos foram identificados, o primeiro de origem magmática (Mic1) que possui dimensões variando entre 0,3 a 7 mm. Possuem maclamento albíta-periclina ou polissintético característico, além de extinção ondulante. Apresentam também inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. A alteração deste mineral para argilo-minerais e sericita.

O segundo tipo (Mic2) é claramente produto da recristalização da Mic1 (magma), e constituem aglomerados de cristais de microclina, ou de microclina com quartzo ou plagioclásio, cujos contatos são irregulares, ocorrendo subordinadamente contatos retilíneos principalmente com os plagioclásios, formando ponto tríplice em agregados granoblásticos. As pertitas ocorre de modo irregular no interior dos cristais. Auréolas albíticas e mirmequitas são freqüentes principalmente nos contatos da microclina com o plagioclásio (Fig. 4.6).

Biotita – A biotita é um constituinte menor, ocorrendo em quantidades entre 0,4 e 11%, aproximadamente, com dimensões inferiores a 1,5 mm, constituindo cristais lamelares com formas subédricas e anédricas. Apresenta forte pleocroísmo variando do marrom esverdeado ou marrom escuro (x, z). Em alguns casos acham-se parcialmente substituídos pela clorita.

Em todas as amostras as lamelas seguem uma orientação preferencial que definem uma foliação visível nas lâminas petrográficas, e apresenta intensidade variável desde fraca até extremamente marcante (Fig. 4.8).

Muscovita – De forma semelhante à da biotita a muscovita ocorre em pequena quantidade variáveis (menos que 5%), possuem dois tipos texturais na rocha. O primeiro ocorre como cristais subédricos, com dimensões de até 2 mm, possuindo contatos retilíneos com plagioclásio, quartzo, biotita e microclina, e está definindo junto com a biotita a foliação (Fig. 4.8), o que caracteriza uma formação por processos metamórficos.

O outro tipo de muscovita apresenta-se como pequenos cristais anédricos de dimensões entre 0,4 e 1,5 mm encontram-se orientados definindo a foliação, geralmente estão associados ao plagioclásio.

Minerais Acessórios – os minerais acessórios são representados principalmente por apatita, zircão e minerais opacos. A apatita define cristais euédricos e subédricos, apresenta-se frequentemente em pequenos cristais (menores que 0,1 mm), inclusa em biotita, plagioclásio e quartzo. O zircão ocorre geralmente em cristais euédricos, inclusos em biotita, muscovita e plagioclásio. Apresentam-se como cristais muito pequenos, menores que 0,2 mm. Os minerais opacos são frequentes em todas as amostras em quantidades insignificantes, em geral são anédricos, e possuem dimensões que não ultrapassam 0,2 mm.

Tabela 4.3 – Análise modal das amostras do Granito Barrolândia.

Granito Barrolândia																	
Minerais (%)	JN-15	JN-16A	JN-17	JN-18	JN-20	JN-21	BAR-01	BAR-02	BAR-06A	BAR-06B	BAR-07	BAR-12	CL-18	CL-24A	CL-24C	CL-31	CL-32
Quartzo	26,3	29	32,2	26,7	21,3	28,8	30	32,2	39,6	21	23,7	22,2	25,1	20	28,2	30	30,9
Plagioclásio	27,1	37,9	34,6	31,2	37,2	25,1	22,2	37	26,3	30,5	36,8	20,8	35,9	44,6	39,1	28,4	45
Álcali Feldspato	36,8	26,9	26,8	36,5	40	34,2	37,5	21,6	26,2	42,5	33	52	23,8	28	24,5	31,1	14,2
Biotita	7,2	5,4	3,4	3,6	0,4	7,6	7	6	6,2	6	6,3	5	11,3	6,4	6,5	7,8	3,3
Muscovita	1,7	0,4	3	2	1,5	4,1	3,1	3	1,6				3,6	0,7	1,5	2,4	5,4
Apatita	0,3	0,1				0,1											
Zircão	0,1	0,1				0,1											
Outros	0,5	0,2					0,2	0,2	0,1		0,2		0,1				0,6
Nº de Pontos	1500	2800	2800	2000	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1300	1300	1300	1300	1296
Q+A+P	90,2	93,8	93,6	94,4	98,5	88,1	89,7	90,8	92,1	94	93,5	95	84,8	92,6	91,8	89,5	90,1
<i>100% Calculation</i>																	
Quartzo	29,2	30,9	34,4	28,3	21,6	32,7	33,4	35,5	43,0	22,3	25,3	23,4	29,6	21,6	30,7	33,5	34,3
Álcali Feldspato	40,8	28,7	28,6	38,7	40,6	38,8	41,8	23,8	28,4	45,2	35,3	54,7	28,1	30,2	26,7	34,7	15,8
Plagioclásio	30,0	40,4	37,0	33,1	37,8	28,5	24,7	40,7	28,6	32,4	39,4	21,9	42,3	48,2	42,6	31,7	49,9
Máficos	8,1	5,8	3,4	3,6	0,4	7,8	7,2	6,2	6,3	6	6,5	5	11,4	6,4	6,5	7,8	3,9
A+P	63,9	64,8	61,4	67,7	77,2	59,3	59,7	58,6	52,5	73	69,8	72,8	59,7	72,6	63,6	59,5	59,2
Quartzo	26,3	29	32,2	26,7	21,3	28,8	30	32,2	39,6	21	23,7	22,2	25,1	20	28,2	30	30,9
∑	98,3	99,6	97	98	98,9	95,9	96,9	97	98,4	100	100	100	96,2	99	98,3	97,3	94
<i>100% Calculation</i>																	
M'	8,2	5,8	3,5	3,7	0,4	8,1	7,4	6,4	6,4	6,0	6,5	5,0	11,9	6,5	6,6	8,0	4,1
A+P	65,0	65,1	63,3	69,1	78,1	61,8	61,6	60,4	53,4	73,0	69,8	72,8	62,1	73,3	64,7	61,2	63,0
Q	26,8	29,1	33,2	27,2	21,5	30,0	31,0	33,2	40,2	21,0	23,7	22,2	26,1	20,2	28,7	30,8	32,9

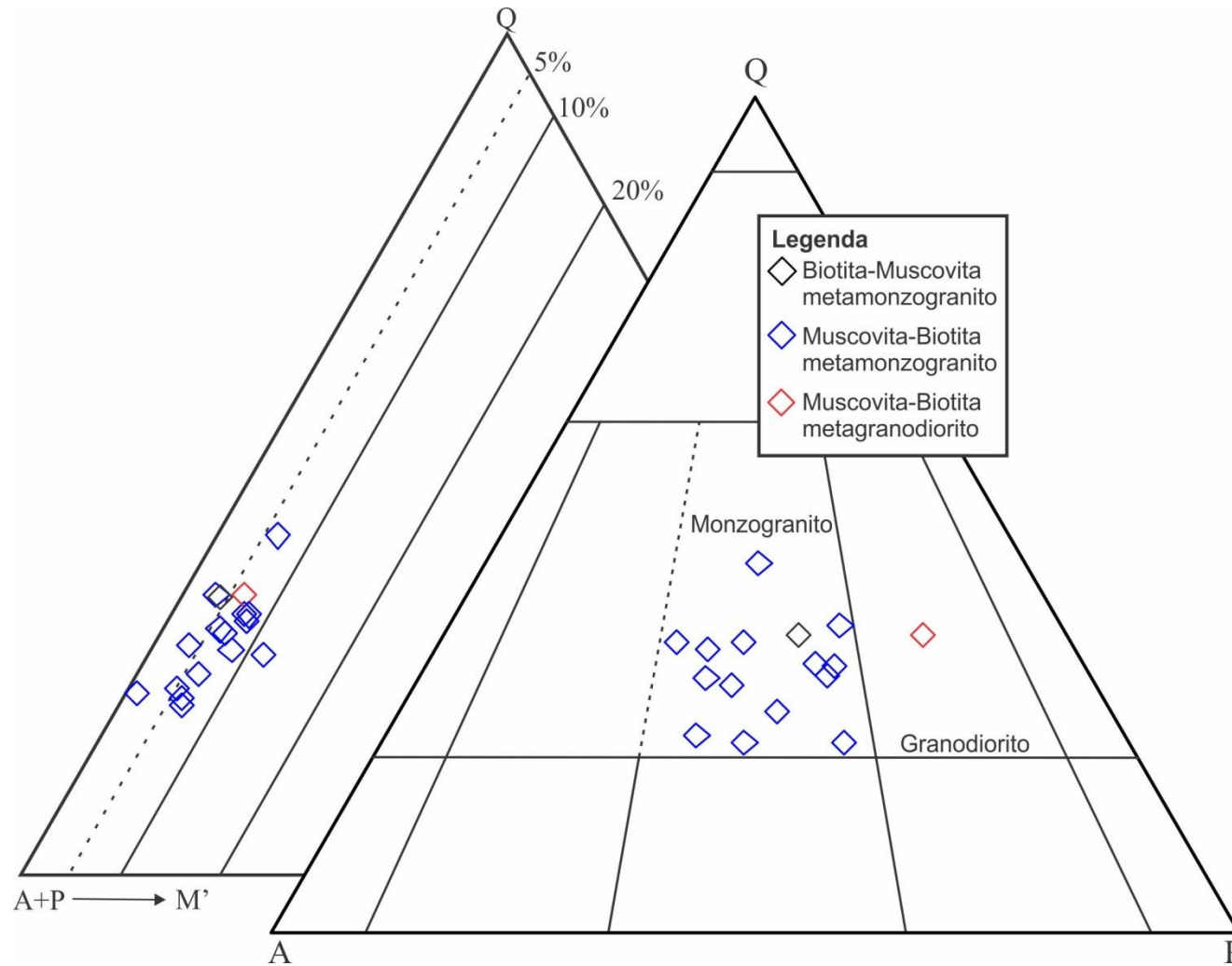


Figura 4.3 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Barroilândia.

Tabela 4.4 – Análise modal das amostras do Granito Santa Luzia.

Granito Santa Luzia																				
Minerais (%)	JN-22	JN-25	JN-26	JN-27A	JN-29	JN-30B	JN-32	JN-33	JN-34A	CL-03A	CL-08A	CL-21	CL-06	CL-09	CL-36	CL-38	CL-39A	CL-39D	CL-41	CL-42D
Quartzo	25	30,6	38,5	37,8	32,3	23,8	44,6	28,9	29,6	39	31,3	48	31,6	23,7	21,5	26,2	28,5	34,8	25,4	33,3
Plagioclásio	48,5	41,7	32,9	35,2	35,2	39,1	37,3	46,5	38,7	17,5	32,5	7,3	26	34,9	49,5	46,8	47,5	46,7	52	46,7
Álcali Feldspato	20,9	18,6	19,5	24,3	20	25,4	12,2	18,7	27,2	24,9	31,6	38,6	28,6	32,3	19,6	16,9	17,3	13	14,2	10
Biotita	4,2	7,1	6,1	2,6	8,3	5,6	4,8	3,3	4,2					0,7	8	6,6	3,8	3,3	4,1	8,5
Muscovita	1,4	2	2,4		4,2	5,4	1	2,1		17,8	4,4	6	13,2	8	0,9	3	1,8	2	3,9	1,1
Apatita			0,4			0,3	0,1	0,2												
Zircão			0,1			0,1														
Outros	0,1		0,1	0,1		0,3		0,3	0,3	0,8			0,2		0,3	0,3	0,9		0,2	0,2
Nº de Pontos	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1000	1260	900	1300	1295	1300	1300	2000	1200	1500	1200
Q+A+P	94,4	90,9	90,9	97,3	87,5	88,3	94,1	94,1	95,5	81,4	95,4	93,9	86,2	90,9	90,6	89,9	93,3	94,5	91,6	90
<i>100% Calculation</i>																				
Quartzo	26,5	33,7	42,4	38,8	36,9	27,0	47,4	30,7	31,0	47,9	32,8	51,1	36,7	26,1	23,7	29,1	30,5	36,8	27,7	37,0
Álcali Feldspato	22,1	20,5	21,5	25,0	22,9	28,8	13,0	19,9	28,5	30,6	33,1	41,1	33,2	35,5	21,6	18,8	18,5	13,8	15,5	11,1
Plagioclásio	51,4	45,9	36,2	36,2	40,2	44,3	39,6	49,4	40,5	21,5	34,1	7,8	30,2	38,4	54,6	52,1	50,9	49,4	56,8	51,9
Máficos	4,3	7,1	6,7	2,7	8,3	6,3	4,9	3,8	4,5	0,8	0	0	0,2	0,7	8,3	6,9	4,7	3,3	4,3	8,7
A+P	69,4	60,3	52,4	59,5	55,2	64,5	49,5	65,2	65,9	42,4	64,1	45,9	54,6	67,2	69,1	63,7	64,8	59,7	66,2	56,7
Quartzo	48,5	41,7	32,9	35,2	35,2	39,1	37,3	46,5	38,7	17,5	32,5	7,3	26	34,9	49,5	46,8	47,5	46,7	52	46,7
	122,2	109,1	92	97,4	98,7	109,9	91,7	115,5	109,1	60,7	96,6	53,2	80,8	102,8	126,9	117,4	117	109,7	122,5	112,1
<i>100% Calculation</i>																				
M'	3,5	6,5	7,3	2,8	8,4	5,7	5,3	3,3	4,1	1,3	0,0	0,0	0,2	0,7	6,5	5,9	4,0	3,0	3,5	7,8
A+P	56,8	55,3	57,0	61,1	55,9	58,7	54,0	56,5	60,4	69,9	66,4	86,3	67,6	65,4	54,5	54,3	55,4	54,4	54,0	50,6
Q	39,7	38,2	35,8	36,1	35,7	35,6	40,7	40,3	35,5	28,8	33,6	13,7	32,2	33,9	39,0	39,9	40,6	42,6	42,4	41,7

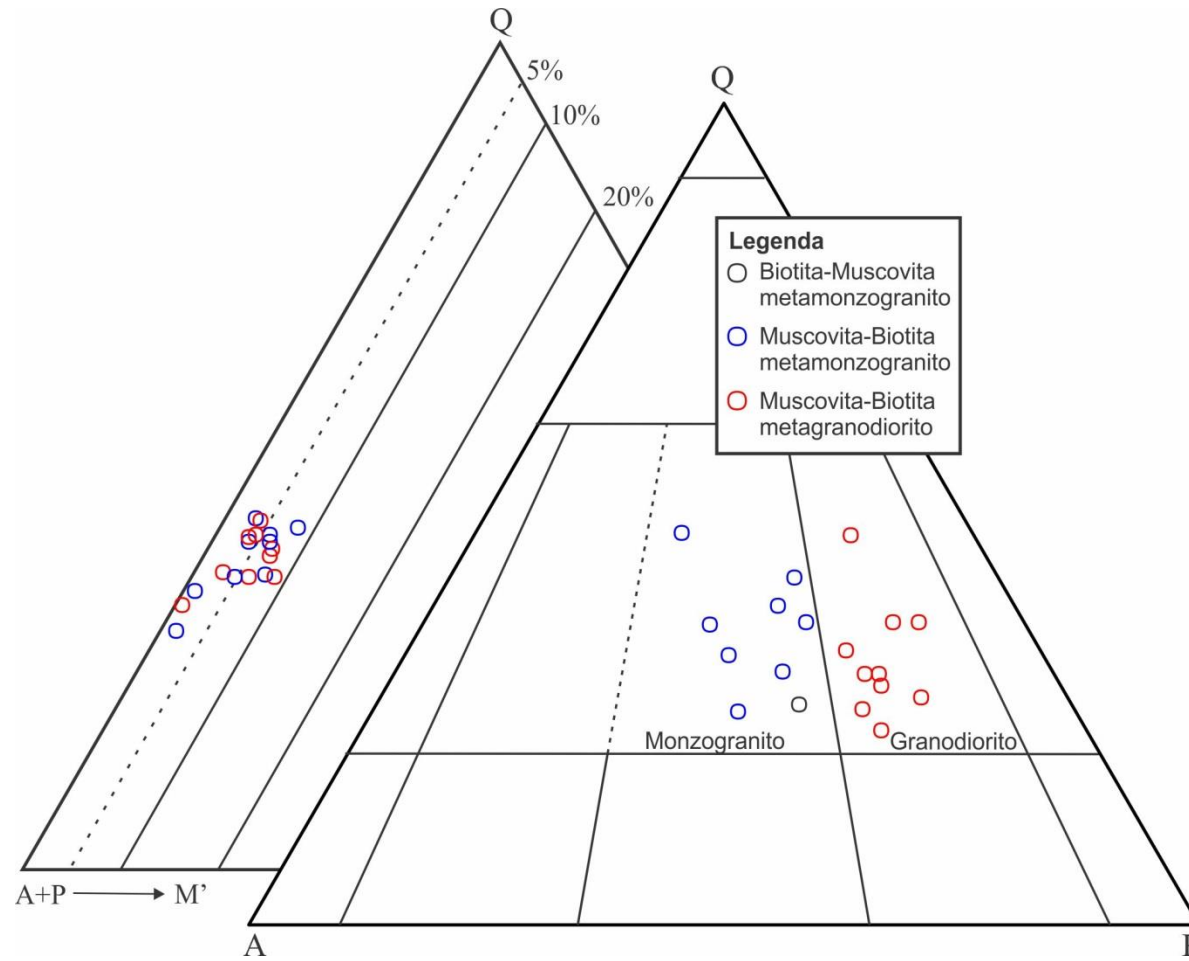


Figura 4.4 - Diagrama Q-A-P e Q-(A+P)-M do Granito Santa Luzia.

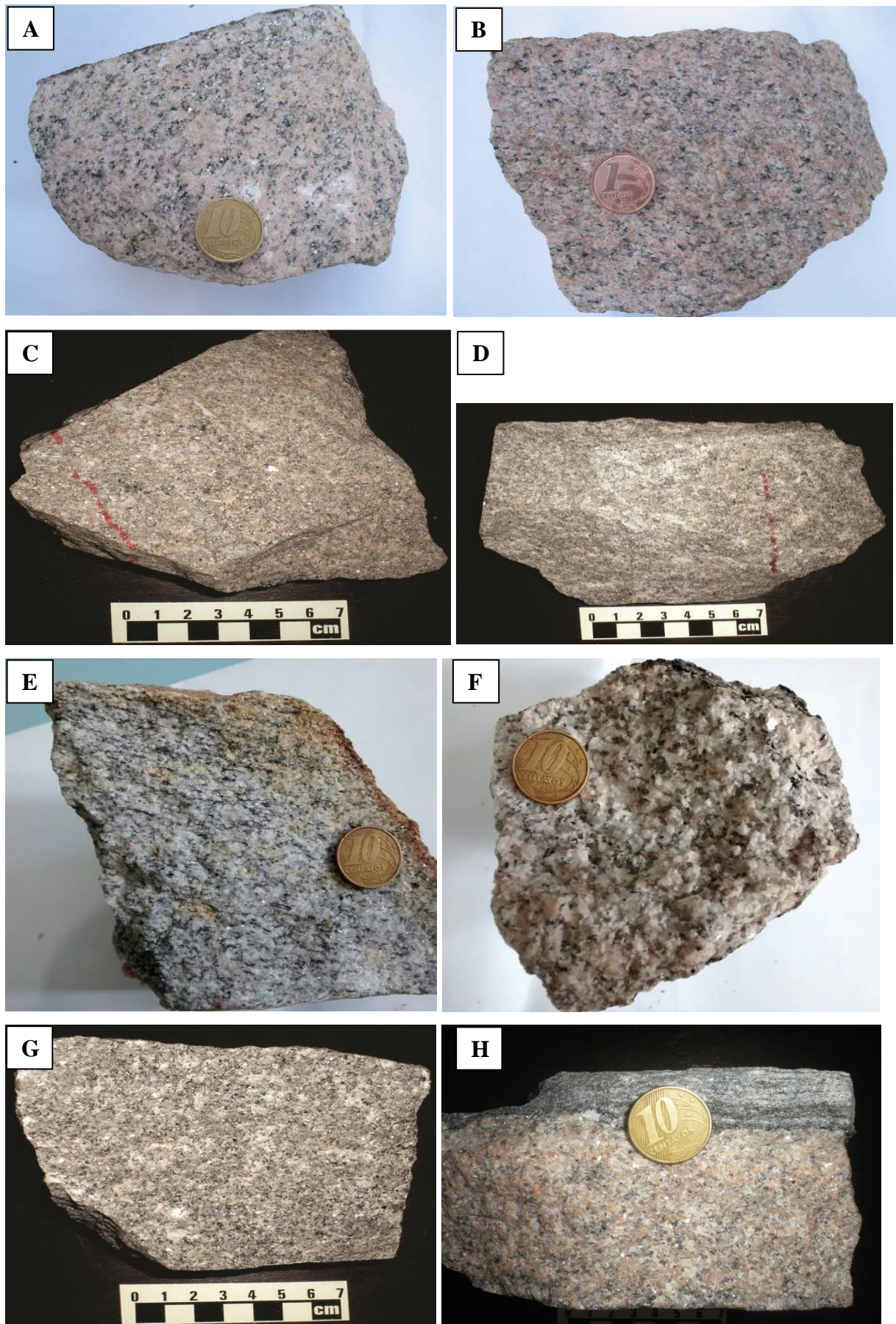


Figura 4.5 - Aspectos Macroscópicos dos Granitos Estudados: A) e B) Granito Ramal do Lontra de cor cinza rosada com variações para o róseo mais intenso quando alterado, equigranular de granulação média. C) e D)

Granito Presidente Kennedy de cor cinza levemente rosada, equigranular de granulação média. E) e F) Granito Barrolândia de cor cinza, equigranular de granulação média. G) e H) Granito Santa Luzia de cor cinza, equigranular de granulação média.

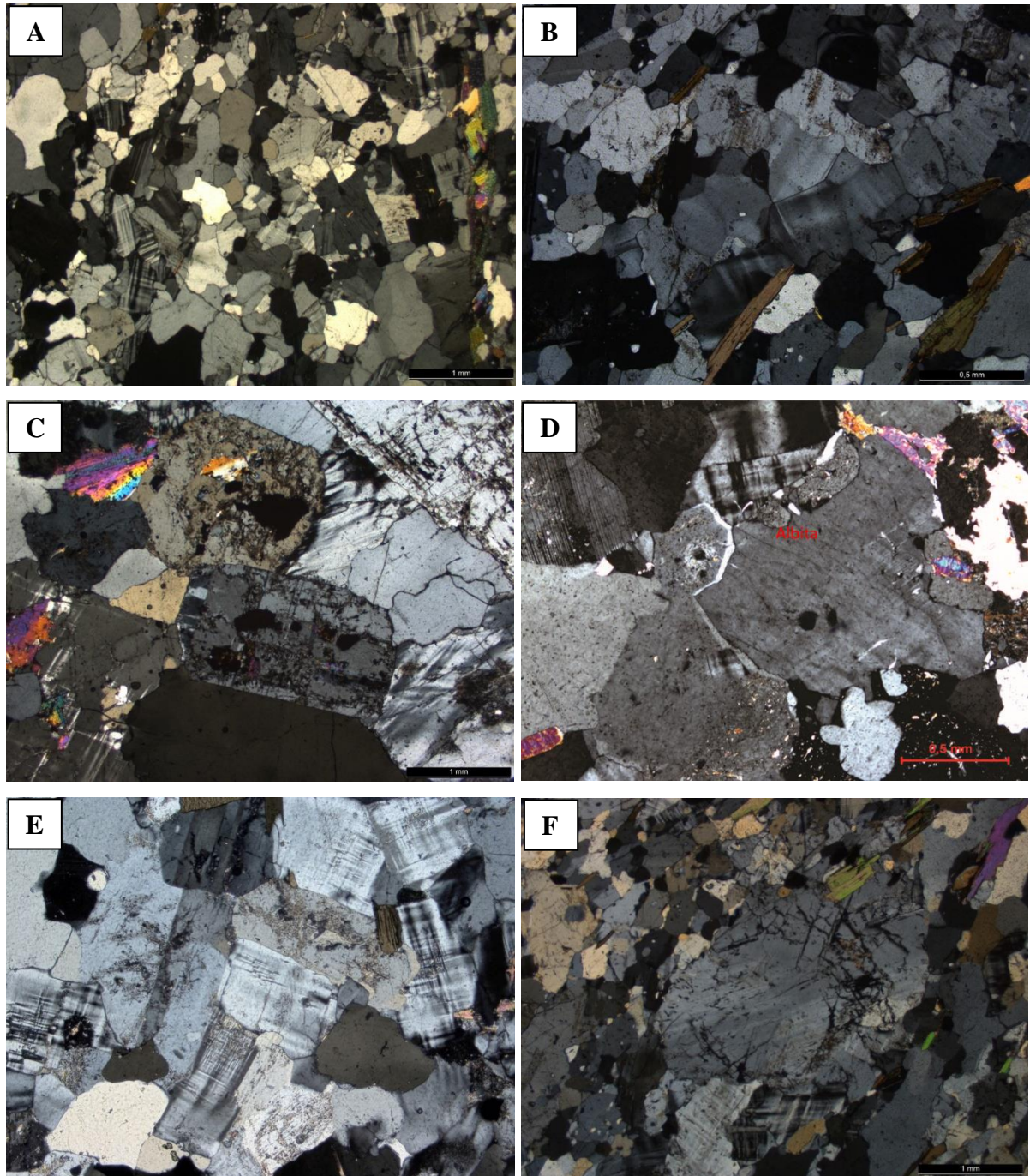


Figura 4.6 - Aspectos texturais dos Granitos Estudados: A) e B) Textura granoblástica poligonal caracterizada por contatos em ponto tríplice entre quartzo, plagioclásio e microclina. C) Textura granular hipidiomórfica preservada em algumas porções. D) Aureola albítica na margem de cristais de plagioclásio em contato com microclina. E) Contatos retilíneos entre os cristais, formando pontos tríplices em agregados granoblásticos. F) Fenocristal de plagioclásio com núcleo mais preservado.

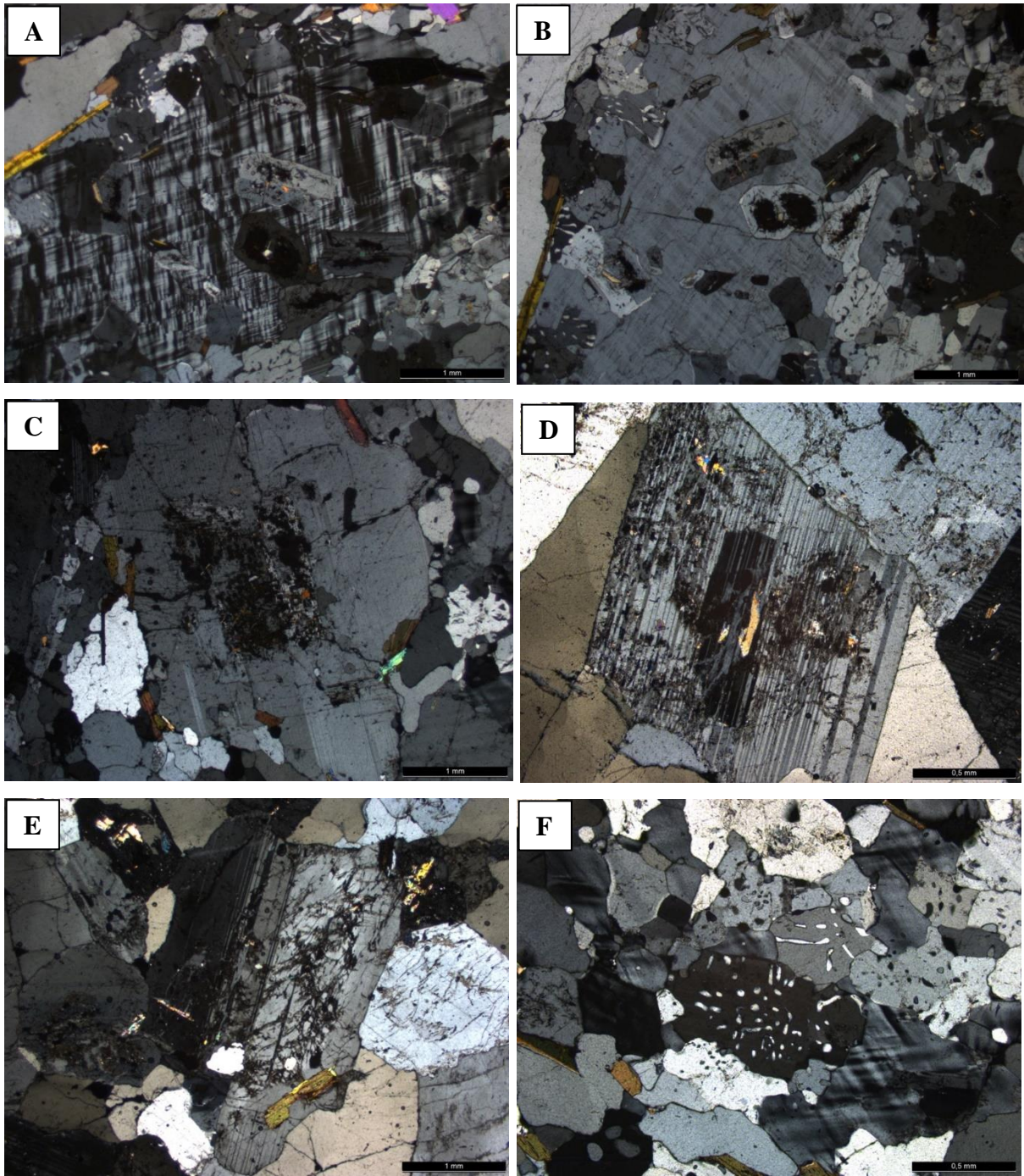


Figura 4.7 - Feições em detalhe dos Granitos Estudados: A) e B) Aspecto poiquilítico, com minerais sendo englobados por matriz de microclina. C) Cristal de Plagioclásio com inclusões de biotita, zircão e apatita. D) Plagioclásio magmático intensamente alterado, ressaltando o zoneamento. E) Presença de carbonatos. F) Intercrescimento mirmequítico em pequenos cristais de plagioclásio em contato com cristais de microclina.

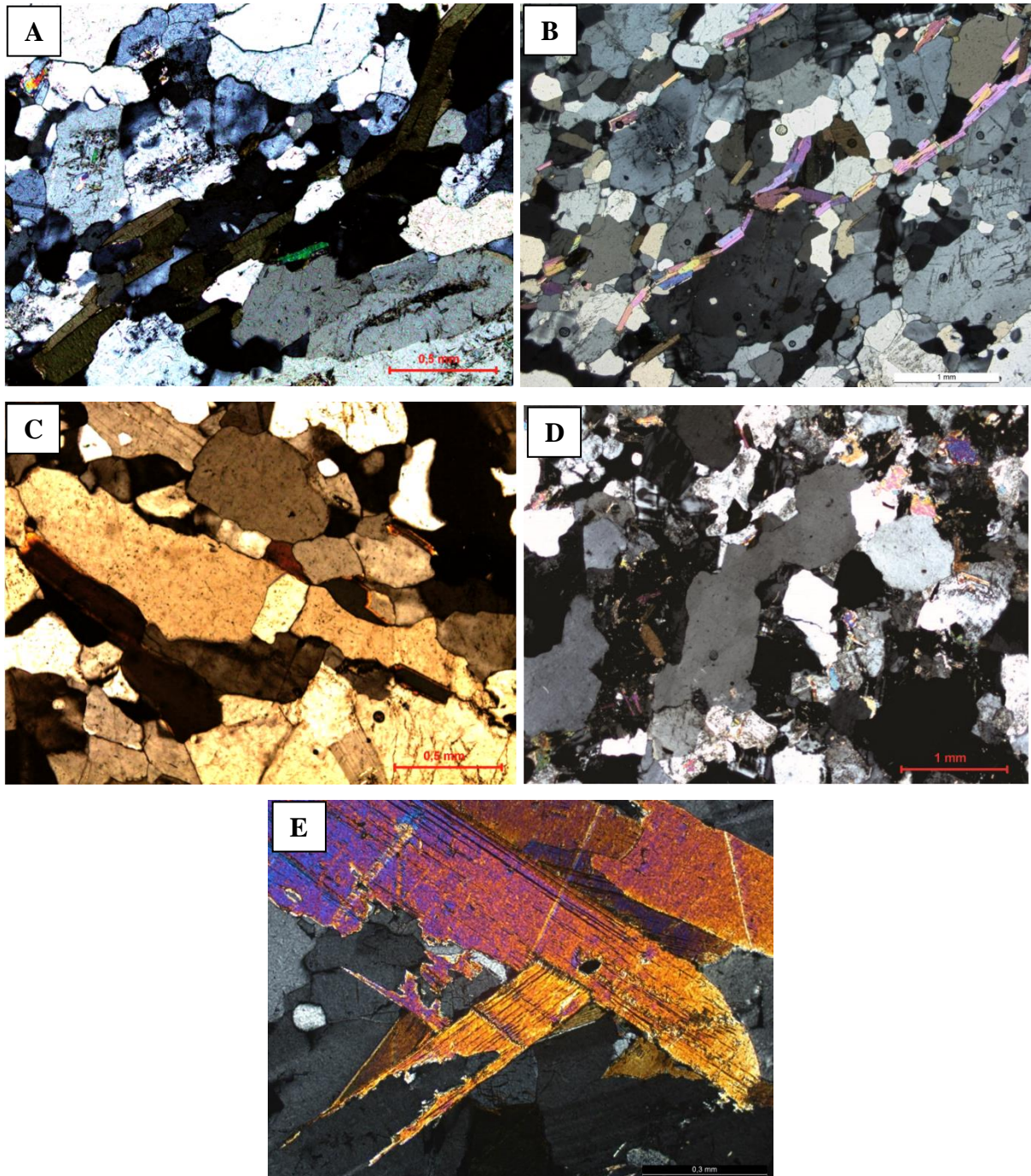


Figura 4.8 – Aspectos Microestruturais: A) Destaque para a orientação e estiramento dos minerais, definindo a foliação S1. B) Foliação incipiente com relíquias da textura magmática. C) Cristais de quartzo e feldspatos alongados definindo a foliação do granito juntamente com a biotita e muscovita. D) Destaque para o cristal de quartzo estirado com forte extinção ondulante. E) *Kink bands*.

5 GEOQUÍMICA

Neste capítulo serão apresentados os resultados das análises químicas dos granitos investigados nessa dissertação, onde se buscou a caracterização da assinatura geoquímica, a classificação mais precisa das rochas, a definição da natureza e tipologia destes granitos, além da caracterização de seu ambiente tectônico de colocação. Para isto foram utilizados diagramas de discriminação e classificação geoquímica para rochas graníticas. Além disto, a geoquímica, associada aos dados de campo e estudos petrográficos e geocronológicos serviu para comparação com outros granitos semelhantes do Cinturão Araguaia e interpretação sobre sua evolução.

A amostragem para os estudos geoquímicos foi realizada paralelamente aos estudos petrográficos e geocronológicos e constou da coleta de aproximadamente 1 kg de amostras, fragmentadas no próprio afloramento em tamanhos aproximados de 1,5 a 3 cm, com o objetivo de minimizar a contaminação laboratorial. A seleção das amostras foi executada evitando amostras alteradas ou contendo veios ou zonas fraturadas. Dezoito (18) amostras dos granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia foram coletadas nesta dissertação para este fim e foram utilizadas, ainda, outras vinte e cinco (25) provenientes de trabalhos anteriores, cujos resultados são apresentados nas Tabelas 5.1 e 5.2 e seus locais de coleta podem ser visualizados nos mapas das Figuras 3.1 a 3.4.

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da *ACME-Analytical Laboratories LTDA* e envolveram a determinação de elementos maiores, menores e traços. Após a abertura das amostras com metaborato/tetraborato de lítio, os elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são: SiO₂ = 0,02%, Al₂O₃ = 0,03%, Fe₂O₃ = 0,04% e K₂O, CaO, MgO, Na₂O, MnO, TiO₂ e P₂O₅ = 0,01%. Os elementos traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), incluindo os terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os limites de detecção para os elementos traços são: Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, V, Zr, La, Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Co e Zn = 0,5 ppm; Cs, Sn, Cu e Ni = 1 ppm; Hg, Ta, Th, Ti, U, W, Y, Sm, Lu = 0,1ppm; Bi, Cd e Sb = 0,1 ppm; Pr e Pb = 0,02 ppm; Nd = 0,4 ppm.

O somatório total de óxidos das amostras apresenta valores próximos a 100%, com perda ao fogo variando aproximadamente de 1 a 3,5 o que indica boa qualidade analítica. Para cálculo de parâmetros e o uso de diagramas geoquímicos, as concentrações dos elementos maiores foram recalculadas utilizando o fator de conversão para correção de voláteis, segundo procedimentos de Rollinson (1993), Wilson (1989) e Gill (2010).

Tabela 5.1 – Tabela de análise química das amostras dos Granitos Ramal do Lontra e Presidente Kennedy.

PLÚTON	RAMAL DO LONTRA*															PRESIDENTE KENNEDY**				
	Amostras	JN-01	JN-03	JN-04	RL-26A	RL-06a	RL-02	RL-01	RL-11	RL-03b	RL-03a	RL-53	RL-54	RL-36	RL-34	RL-56	JN-06	JN-08	JN-10	PK-13
SiO₂	65,12	72,71	73,42	71,58	72,22	72,29	72,34	72,53	72,68	72,82	73,33	73,35	73,88	73,96	74,29	71,95	72,51	72,74	73,11	73,46
TiO₂	0,69	0,13	0,09	0,11	0,14	0,15	0,15	0,13	0,12	0,12	0,11	0,09	0,1	0,11	0,05	0,23	0,19	0,20	0,16	0,16
Al₂O₃	14,15	15,32	14,72	14,84	15,04	15,17	15,2	15,11	14,87	15,07	14,76	14,62	14,5	14,54	14,48	15,17	15,07	14,87	14,76	14,8
Fe₂O_{3T}	5,21	0,97	1,00	1,47	0,99	0,98	1	1,01	0,91	0,96	0,74	0,84	0,67	0,77	0,57	1,56	1,34	1,35	2,5	2,39
MnO	0,07	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	2,25	0,22	0,15	0,18	0,25	0,26	0,26	0,25	0,18	0,18	0,17	0,14	0,16	0,16	0,05	0,44	0,37	0,41	0,32	0,3
CaO	3,21	1,29	1,21	0,79	1,34	1,4	1,39	1,31	0,84	0,92	0,93	0,94	1,19	1,04	0,94	1,61	1,69	1,62	1,5	1,41
Na₂O	3,45	5,07	4,61	4,48	5,07	5,08	5,17	4,65	4,57	4,72	4,72	4,86	4,57	4,41	4,42	4,63	4,52	4,40	4,17	4,18
K₂O	3,12	3,49	3,83	4,81	3,39	3,52	3,47	4,1	5,01	4,21	4,18	3,97	3,66	4,12	4,23	3,46	3,21	3,39	3,62	3,78
P₂O₅	0,15	0,03	0,02	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,08	0,06	0,06	0,07	0,07
PF	2,4	0,5	0,7	0,7	0,7	0,4	0,1	0,2	0,5	0,3	0,7	0,9	0,9	0,5	0,7	0,6	0,8	0,7	0,9	0,9
Total	99,82	99,75	99,77	99,01	99,20	99,32	99,15	99,35	99,72	99,34	99,68	99,75	99,68	99,66	99,76	99,76	99,78	99,77	101,13	101,48
Ba (ppm)	594	1000	1240	1732,4	931,3	943,8	977,1	1120,2	1432	1338,6	1177,7	1139,4	1078,7	1469,1	827,5	1105	916	1070	1091	800
Rb	133,8	79,2	93,3	112,5	82,3	85,1	85,5	102,7	158,4	134,5	119,9	106,3	102,5	122,9	97,6	94,3	82,9	110,8	100	115,8
Sr	151,0	577,3	403,8	627,2	604,1	648,5	632,4	601,5	529,5	595,6	557,3	465,2	612,7	621,3	389,6	511,4	418,0	431,8	309,4	290
Ta	1,3	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	8	10	8,3	11,4	10,8	0,5	0,6	1,4	0,8	0,9
Nb	12,9	1,8	2,7	2,3	1,9	2,5	2,1	2,3	3,1	2,2	11,2	13,6	10,5	14,2	15,6	6,9	5,7	8,5	7,2	7,8
Y	29,2	10,1	4,8	6,6	4	17,1	3,8	3,7	160	4,1	438	3,5	17,8	3,9	62,3	6,1	5,7	6,5	4,9	6,4
Ga	16,8	18,9	20,7	24,8	22,3	23,1	22,4	22,9	25	24,2	23,6	25,6	22,6	23,6	24,4	19,0	16,3	16,9	18,8	19,7
Zr	203,1	94,7	73,9	103,9	96,7	104,6	104,4	98,7	104,3	99,6	81,9	74,1	85,3	85,4	54	164,1	119,6	130,4	90,4	80,9
Th	13,3	8,0	9,8	13,1	9,5	7,8	8,7	11,4	14,1	14,3	8,9	10,4	8,7	9,7	6,7	15,0	10,3	12,2	11,7	13,5
Hf	5,8	2,6	2,6	4,4	3,3	3,4	3,9	4	3,5	4,1	2,9	2,9	3	2,9	2,5	4,5	3,2	3,6	2,9	2,7
U	3,2	4,7	2,6	2,8	2,7	5	4,3	2	5,2	6,6	1,4	2,1	3	3,6	5,9	1,7	2,1	2,0	1,2	3,5
V	92	9	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	16	15	15	<8	<8
Co	13,3	2,0	2,0	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	3,0	1,9	2,7	<0,2	<0,2
Ni	32,9	1,8	1,4													2,7	1,8	4,0		
Cu	9,3	4,2	2,9													8,6	7,8	11,0		

Zn	45	30	31													45	32	37		
Mo	0,8	0,1	0,2													0,2	0,2	0,2		
Be		2															3			
W	7,9	3,8	9,4													4,8	2,4	7,9		
Cs	8,6	1,1	1,3	0,6	1,3	1,1	1,7	1,3	0,9	1	0,8	0,5	1,2	1,2	0,4	2,0	1,8	3,4	1,6	4,3
La	35,4	35,1	12,5	20,2	15,5	47,7	25,9	16,2	181,1	23,9	223,8	16,8	54,4	25,2	203,8	51,0	27,1	37,1	31,5	30,2
Ce	66,4	45,6	18,3	36,9	44,1	53,9	44,2	32,7	104,4	46,6	38,8	33,8	58,1	47,7	140,7	83,5	48,6	60,6	56,8	55,7
Pr	8,18	5,93	2,36	4,01	2,82	6,51	4,51	3,37	31,76	5,15	28,79	3,58	7,82	5,22	42,34	8,66	4,75	6,14	5,37	5,26
Nd	30,5	21,2	7,9	14,5	9,3	23,4	13,9	10,7	119,6	17,4	118,2	13,1	29,5	19,9	152,1	30,4	15,4	19,0	18,4	16,8
Sm	5,98	3,30	1,53	3,1	1,8	3,4	2,6	1,7	21,2	2,8	18,5	2,4	4,2	3	22,1	3,73	2,71	2,58	2,31	2,34
Eu	1,15	0,96	0,46	0,77	0,61	1,02	0,74	0,58	5,92	0,79	5,64	0,58	1,05	0,73	5,04	0,85	0,65	0,64	0,53	0,5
Gd	5,44	2,83	1,48	2,09	1,22	2,46	1,64	1,22	26,79	1,49	32,01	1,63	3,23	1,59	14,59	2,48	2,03	2,01	1,45	1,65
Tb	0,86	0,31	0,19	0,28	0,19	0,42	0,23	0,17	4,3	0,18	4,65	0,21	0,41	0,18	1,99	0,25	0,23	0,24	0,18	0,25
Dy	4,82	1,52	0,99	0,99	0,77	1,44	0,72	0,69	20,17	0,64	27,42	0,75	2	0,8	9,07	1,22	0,98	1,25	0,87	1,21
Ho	1,00	0,25	0,15	0,15	0,1	0,32	0,13	0,13	4,45	0,1	7,36	0,1	0,39	0,09	1,56	0,22	0,13	0,19	0,17	0,2
Er	2,58	0,68	0,33	0,39	0,28	0,82	0,26	0,27	10,72	0,22	22,44	0,27	1,02	0,25	4,02	0,45	0,41	0,55	0,37	0,53
Tm	0,42	0,09	0,06	0,07	< 0,05	0,11	0,05	< 0,05	1,5	< 0,05	2,9	< 0,05	0,12	< 0,05	0,55	0,09	0,05	0,07	0,05	0,07
Yb	2,63	0,60	0,43	0,36	0,29	0,47	0,24	0,29	8,28	0,32	12,76	0,18	0,7	0,25	3,09	0,54	0,40	0,51	0,33	0,39
Lu	0,43	0,08	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	1,28	0,04	2,33	0,03	0,1	0,03	0,44	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06
ΣETR	165,8	118,5	46,7	83,86	77,02	142,01	95,17	68,07	541,47	99,63	545,6	73,43	163,04	104,94	601,39	183,45	103,49	130,95	118,38	115,16

*Granito Ramal do Lontra: Sigla JN (este trabalho), Sigla RL (Alves, 2006).

**Granito Presidente Kennedy: Sigla JN (este trabalho), Sigla PK (Santos, 2011).

Tabela 5.2 - Tabela de análise química das amostras dos Granitos Barrolândia e Santa Luzia.

PLÚTON	BARROLÂNDIA ***										SANTA LUZIA ****													
	Amostras	JN-15	JN-16	JN-18	JN-21	BAR-01	BAR-02	BAR-06.a	BAR-07	CL-18	CL-24	JN-22	JN-25	JN-26	JN-27A	JN-29	JN-30B	JN-33	JN-34	CL-21	CL-36	CL-38	CL-41	CL-32
SiO₂	72,82	71,57	73,34	71,37	72,37	72,3	71,69	72,07	71,66	71,52	72,23	72,06	71,35	72,36	72,69	73,47	73,75	72,21	73,77	71,95	73,34	71,89	73,28	
TiO₂	0,21	0,28	0,07	0,27	0,22	0,22	0,2	0,2	0,33	0,36	0,23	0,28	0,25	0,25	0,21	0,17	0,09	0,25	0,10	0,24	0,37	0,23	0,2	
Al₂O₃	14,43	14,84	15,43	15,08	14,76	14,78	14,95	14,92	13,2	15,05	14,79	14,90	14,87	15,12	15,01	14,83	14,88	14,88	15,20	13,99	13,12	15,12	15,28	
Fe₂O_{3T}	1,75	2,15	1,08	2,09	1,84	1,78	2,17	2,13	2,17	1,83	1,78	2,12	2,04	2,13	1,68	1,31	0,85	1,98	0,41	1,55	2,03	1,67	1,04	
MnO	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02			0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02						
MgO	0,37	0,51	0,13	0,51	0,37	0,37	0,33	0,33	0,86	0,47	0,46	0,54	0,51	0,49	0,51	0,36	0,21	0,50	0,07	0,40	0,50	0,37	0,34	
CaO	1,58	1,81	1,62	2,05	1,63	1,57	1,55	1,53	1,65	1,68	1,66	1,65	2,08	1,75	1,81	1,46	1,04	1,35	0,63	1,64	1,64	1,46	1,33	
Na₂O	3,80	3,95	3,78	4,27	3,94	3,69	3,63	3,61	2,71	3,75	3,57	4,22	4,17	4,85	4,61	3,94	3,20	4,41	3,20	4,17	4,04	4,39	3,85	
K₂O	4,08	3,81	3,92	2,95	4,09	4,44	4,12	4,12	5,1	4,05	4,27	2,87	3,09	2,21	2,63	3,53	4,77	3,18	3,95	2,96	2,40	2,52	2,63	
P₂O₅	0,06	0,09	0,02	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,1	0,1	0,08	0,10	0,09	0,10	0,07	0,06	0,22	0,11	0,10	0,10	0,10	0,12	0,25	
PF	0,6	0,7	0,4	1,0	0,7	0,7	0,5	0,6	0,52	0,42	0,7	1,0	1,3	0,5	0,6	0,7	0,9	0,9	1,05	0,89	0,68	0,87	1,02	
Total	99,73	99,74	99,80	99,71	100,03	99,95	99,24	99,61	98,30	99,23	99,80	99,78	99,78	99,80	99,87	99,86	99,93	99,79	98,48	97,89	98,22	98,64	99,22	
Ba (ppm)	1163	1069	1128	1133	1088	1010	1101	1091			866	1108	994	489	789	839	374	866						
Rb	141,7	145,1	113,9	69,1	134,3	150,7	121,3	121,2	160	163	89,0	128,0	96,6	110,1	86,1	84,1	145,9	135,9	157	119	109	150	102,	
Sr	334,0	389,5	317,7	464,2	335	351	332,1	329,1	375	430	350,7	430,3	479,1	259,9	285,5	230,8	135,0	331,7	114	356	244	319,	164,	
Ta	1,2	1,4	1,0	0,6	1,1	0,9	1,3	1,3			0,8	0,9	0,7	1,4	0,9	1,0	0,6	0,8						
Nb	10,6	13,1	11,7	6,2	12,1	11,1	13	12,3	10	17	7,1	7,3	7,0	10,4	5,6	7,6	8,3	7,3	13,0	10,0	<5	14,0	<5	
Y	18,8	14,6	9,6	6,0	14,4	13,9	9,2	9,5	10	13	11,8	7,2	7,5	6,5	5,1	6,3	13,3	6,7	7,0	9,0	9,0	8,0	10,0	
Ga	17,7	20,6	21,0	17,7	19,9	18,4	22,7	24,2			17,1	16,8	19,5	17,0	15,9	17,8	20,6	18,8						
Zr	154,4	179,1	92,1	176,3	138,2	134,2	79,5	78,3	125	216	122,0	157,4	150,0	134,7	112,4	86,1	36,9	132,4	58,0	161,0	160,0	184,0	122,0	
Th	18,4	20,6	4,6	13,2	28	20,3	6	6,1			8,7	13,7	11,7	9,3	8,2	9,4	2,9	10,1						
Hf	4,5	5,1	3,1	4,4	3,9	4,1	3,1	2,8			3,5	3,9	3,7	3,5	3,1	2,5	1,2	3,5						
U	11,4	3,1	1,7	1,1	4,2	5,5	1,3	1,2			1,0	2,6	1,9	1,6	1,4	3,0	1,8	2,7						
V	17	22	<8	20	<8	<8	<8	<8			19	22	21	25	14	14	<8	20						
Co	19,4	3,3	1,0	4,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2			3,7	3,8	3,9	3,3	3,3	2,8	1,5	3,3						
Ni	2,5	2,7	0,6	2,0							2,7	2,7	10,9	23,3	2,0	3,1	1,2	4,2						

Cu	3,7	3,1	13,6	4,1					97,5	14,5	4,5	98,8	5,9	1,5	2,0	15,1
Zn	22	23	17	45					29	50	45	57	41	22	16	42
Mo	0,2	0,2	0,4	0,2					0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
Be	2	2	3							2	5	12	4	3	3	
W	15,2	7,5	3,8	14,1					11,0	6,1	8,6	10,5	10,0	10,8	9,8	10,8
Cs	3,0	4,1	1,3	1,9	3	2,4	2,1	2	2,5	4,0	2,7	4,1	4,4	2,4	3,0	13,9
La	45,7	49,3	14,0	40,4	44,2	42,6	40,1	43,9	28,0	39,4	34,6	26,3	21,1	23,2	9,3	29,8
Ce	79,8	87,7	24,1	70,6	87,2	82,1	81	85,6	46,7	64,7	59,8	44,8	35,6	39,5	16,5	52,4
Pr	8,32	9,58	3,09	7,60	8,83	8,34	1,37	1,33	5,38	7,38	6,42	5,12	3,96	4,46	2,17	5,85
Nd	28,0	33,6	11,8	25,9	34,1	29,4	32,9	33,3	19,2	26,0	22,7	18,1	13,4	15,2	8,3	20,1
Sm	4,40	5,39	2,80	3,89	5,34	4,59	5,28	6,28	3,31	3,89	3,08	2,92	2,18	2,68	2,45	3,42
Eu	0,93	0,98	0,75	0,98	0,89	0,9	0,53	0,51	0,80	0,95	0,82	0,69	0,69	0,68	0,73	0,82
Gd	3,65	4,01	2,80	2,78	3,96	3,31	1,36	1,42	2,90	2,90	2,63	2,28	1,63	2,37	3,04	2,74
Tb	0,50	0,53	0,42	0,31	0,54	0,47	0,27	0,28	0,39	0,34	0,32	0,28	0,19	0,27	0,51	0,30
Dy	3,09	2,99	2,07	1,44	2,71	2,49	1,74	1,53	2,10	1,44	1,55	1,27	1,07	1,30	2,88	1,46
Ho	0,63	0,46	0,31	0,21	0,49	0,46	0,3	0,31	0,39	0,26	0,24	0,19	0,15	0,22	0,44	0,25
Er	1,97	1,33	0,83	0,54	1,37	1,17	0,88	0,83	1,00	0,57	0,65	0,49	0,38	0,66	1,23	0,70
Tm	0,33	0,21	0,12	0,07	0,19	0,17	0,11	0,12	0,15	0,10	0,09	0,08	0,05	0,08	0,18	0,10
Yb	2,07	1,33	0,72	0,47	1,33	1,12	0,75	0,65	0,99	0,62	0,60	0,46	0,49	0,56	1,11	0,56
Lu	0,33	0,21	0,09	0,07	0,19	0,16	0,09	0,09	0,13	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,15	0,08
ΣETR	179,7 2	197,6 2	63,9	155,26	191,34	177,28	166,68	176,15	111,4 4	148,6 3	133,5 9	103,06	80,96	91,26	48,99	118,6

***Granito Barrolândia: Sigla JN (este trabalho), Sigla BAR (Alves, 2006), Sigla CL (Lamarão, 1996).

***Granito Santa Luzia: Sigla JN (este trabalho), Sigla CL (Lamarão, 2006).

A análise dos elementos maiores desses granitos revela homogeneidade composicional entre todos os corpos, visto que a variação dos teores de quase todos os óxidos é pequena entre as amostras, como pode ser observado nas Tabelas 5.1 e 5.2.

Os teores de sílica são elevados, com variação entre 71 e 74%, aproximadamente. A alumina possui valores elevados e bastante homogêneos (14 a 15 %) e os teores de MgO, TiO₂, Fe₂O_{3Total} e CaO são no geral baixos e com variação pequena (Tabs. 5.1 e 5.2), o que indica tratar-se de magmas pouco fracionados e os dados referendam a natureza granítica leuco a hololeucocrática, conforme apontada pelos dados petrográficos.

Os baixos valores de Fe₂O₃, TiO₂, MgO e CaO e os elevados teores de sílica e álcalis são característicos de rochas de natureza granítica sódico-potássica. O teor relativamente elevado de Al₂O₃ condiz com o caráter peraluminoso previamente revelado pela petrografia.

O total de álcalis apresenta valores relativamente elevados, variando aproximadamente de 8 a 10 %, apresentando baixa razão Na₂O/K₂O (0,9 a 1,5), o que demonstra equilíbrio entre os teores de potássio e sódio, 2 a 5% e 3 a 5%, respectivamente.

Na Figura 5.1 são apresentados diagramas classificatórios geoquímicos em que a maioria das amostras dos granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia situam-se em campos bem definidos, reafirmando a homogeneidade composicional dos elementos maiores dos corpos.

No diagrama de Cox *et al.* (1979) plotam no campo dos granitos (Fig. 5.1B). No diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980), as amostras caem predominantemente no campo do monzogranito, com algumas amostras ocupando o campo do sienogranito e granodiorito (Fig. 5.1B). No diagrama (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) *versus* (Al₂O₃/ Na₂O+K₂O) com as divisões de Maniar & Piccoli (1989) as amostras caem exclusivamente no campo peraluminoso (Fig. 5.2A). Os teores de Na₂O e K₂O são levemente maiores no GRL e no GPK (Fig. 5.2A, tabelas 5.1 e 5.2), o que provavelmente reflete na relação A/CNK e torna esses dois granitos levemente menos peraluminosos que o Santa Luzia, já que os teores de Al₂O₃ são muito semelhantes nestes granitos.

Utilizando-se o diagrama R1-R2 de La Roche (1980) com a delimitação dos campos de Batchelor & Bowden (1985), observa-se que as amostras caem no campo de granitos de ambiente sincolisional (Fig. 5.2B), o que reforça a interpretação do caráter sin a tarditectônico dos granitos estudados.

Analisando o comportamento dos elementos-traço, identificam-se pequenas variações composicionais, contrastando com a homogeneidade dos elementos maiores. Há uma variação bem maior em alguns elementos-traço, principalmente nos elementos incompatíveis (LILE ou LFS), enquanto os HFS possuem valores baixos e pequenas variações nas concentrações.

Observa-se que os teores de Rb nesses quatro corpos são baixos e não ultrapassam 165 ppm, sendo levemente mais enriquecidos no GSL (Tabelas 5.1 e 5.2). No entanto os teores de Sr são bem mais elevados no GRL, variando entre 610 e 647 ppm, enquanto que nos demais granitos não ultrapassa 400 ppm. Os teores de Zr são levemente mais elevados no GSL e GBR, variando de 80 a 170 ppm, entre 80 e 90 ppm para o GPK e 54 a 124 ppm para o GRL.

As razões K/Rb são bem mais elevadas no GPK, GBR e no GRL onde os valores variam entre 270 e 350, enquanto no GSL os valores variam entre 140 e 210 (Tabelas 5.1 e 5.2). A razão Rb/Sr apresenta valores mais baixos no GPK, GBR e no GRL, variando de 0,28 a 0,43, enquanto no GSL as razões são mais elevadas, variando de 0,45 a 1,38.

O padrão dos elementos-traço pode ser observado no diagrama de multielementos (Fig. 5.4), em que se destaca um grupo com assinatura diferente da maioria das rochas, com valores mais elevados de todos os ETR, além do Y, Nb e Ta. Esse diagrama foi normalizado segundo o condrito de Thompson (1982), onde todas as amostras mostraram enriquecimento em Ba, Rb e Th, e uma acentuada anomalia negativa de Nb, P e Ti (Fig. 5.4).

Plotando-se os dados em diagramas de ambiência tectônica de Pearce et al. (1984) (Fig. 5.3) as amostras situam-se em campos bem definidos. No diagrama Nb *versus* Y as amostras situam-se no campo de granitos de Arco Vulcânico + Sincolisional, enquanto no diagrama 5.3B as amostras plotaram no campo dos granitos félsicos fracionados. Por fim, o diagrama 5.3C evidencia que os granitos plotaram predominantemente no campo dos granitos tipo I e S.

Os resultados analíticos dos elementos terras raras (ETR) das amostras dos granitos estudados são apresentados nas Tabelas 5.1 e 5.2 e o seu padrão geral, com a normalização pelos valores do condrito de Evensen *et al.* (1978), são apresentados nos diagramas da Figura 5.5.

Os granitos apresentam, no geral, valores baixos de ETR, com um somatório (\sum ETR) que varia de 47 a 197 ppm (Tabs. 5.1 e 5.2). Entretanto, algumas amostras se destacam por

possuírem concentrações de ETR mais elevadas, cujos valores variam aproximadamente entre 540 e 600 ppm.

Pela análise das Tabelas 5.1 e da Figura 5.5, observa-se um enriquecimento bem maior dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação pesados (ETRP) na maioria das amostras, constatado ainda pelo grau de fracionamento dos ETR moderado, com razão $(La/Yb)_N$ entre 13 e 73, com anomalia de Eu insignificante ($Eu/Eu^* \sim 1$). Apesar disso, as rochas apresentam anomalias levemente negativas de Eu ($Eu/Eu^* < 1$), cujos valores da razão Eu/Eu^* variam de 0,5 a 1.

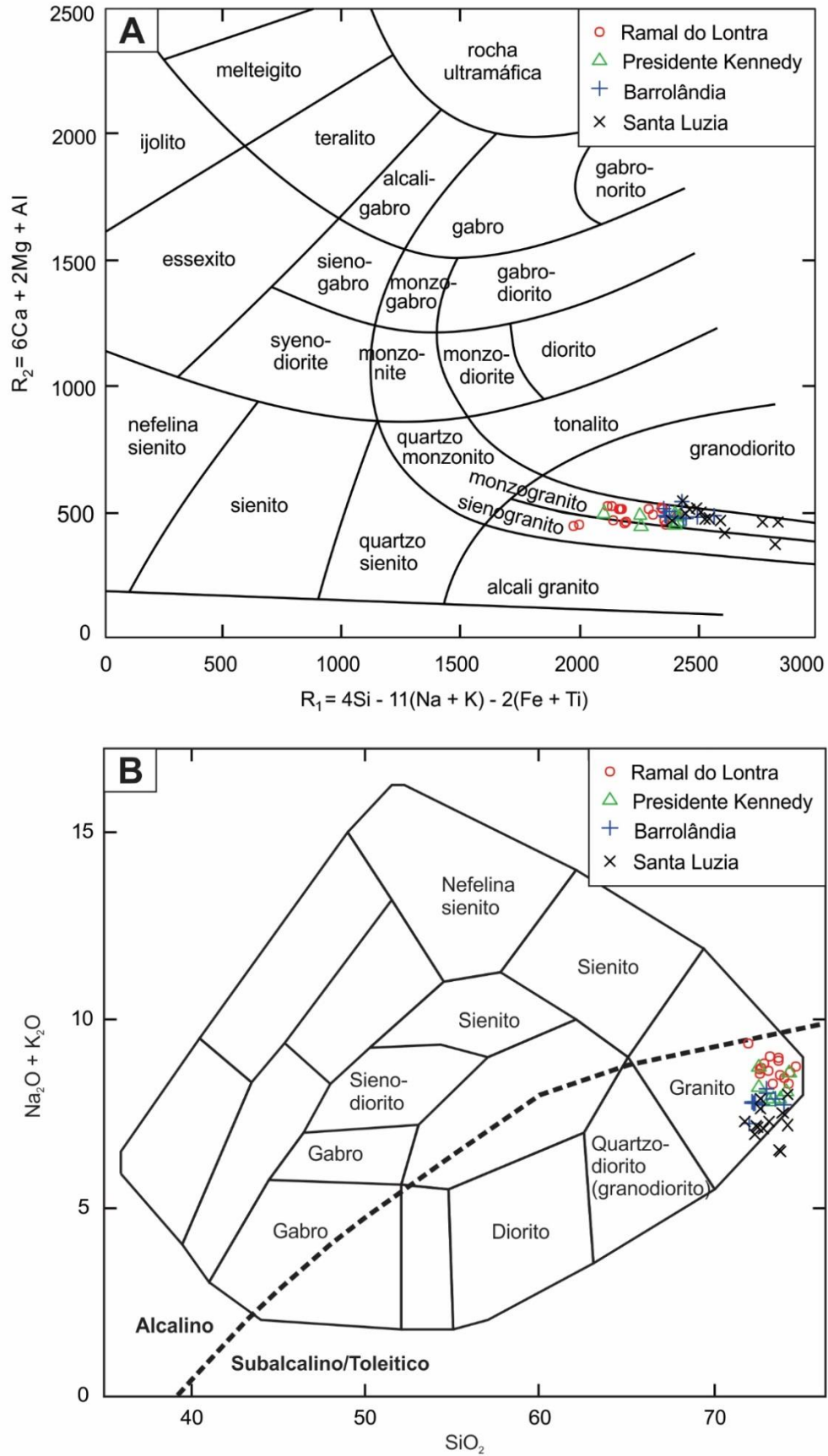


Figura 5.1 - Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitos estudados: A) Diagrama de classificação R1-R2 de De la Roche et al. (1980). B) Diagrama de classificação TAS de Cox et al. (1979).

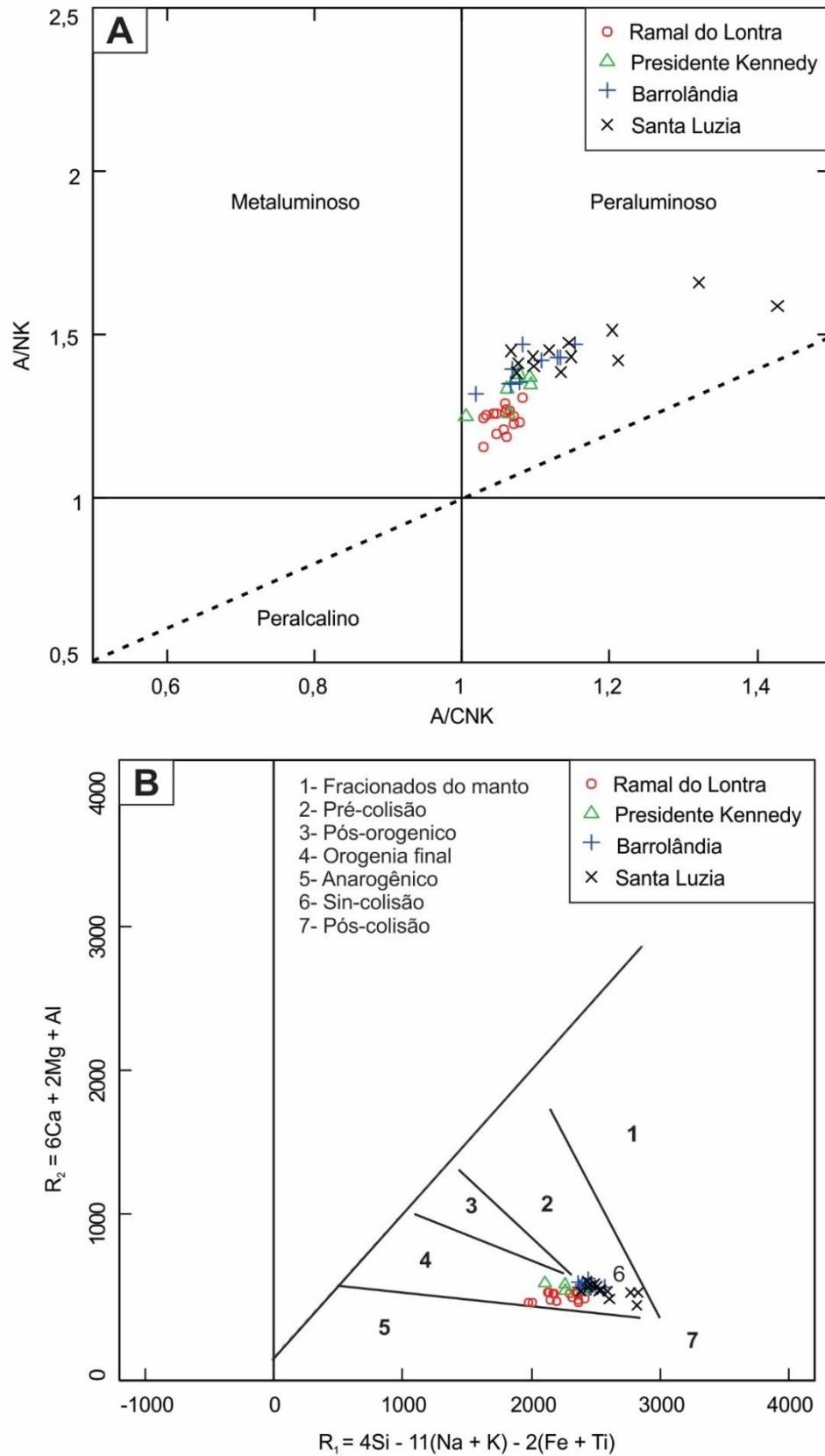


Figura 5.2 – Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitos estudados: A) Diagrama de classificação em saturação de alumina, com índice de Shand (Shand 1950). B) Diagrama R1-R2 de La Roche (1980) com a delimitação dos campos de Batchelor & Bowden (1985).

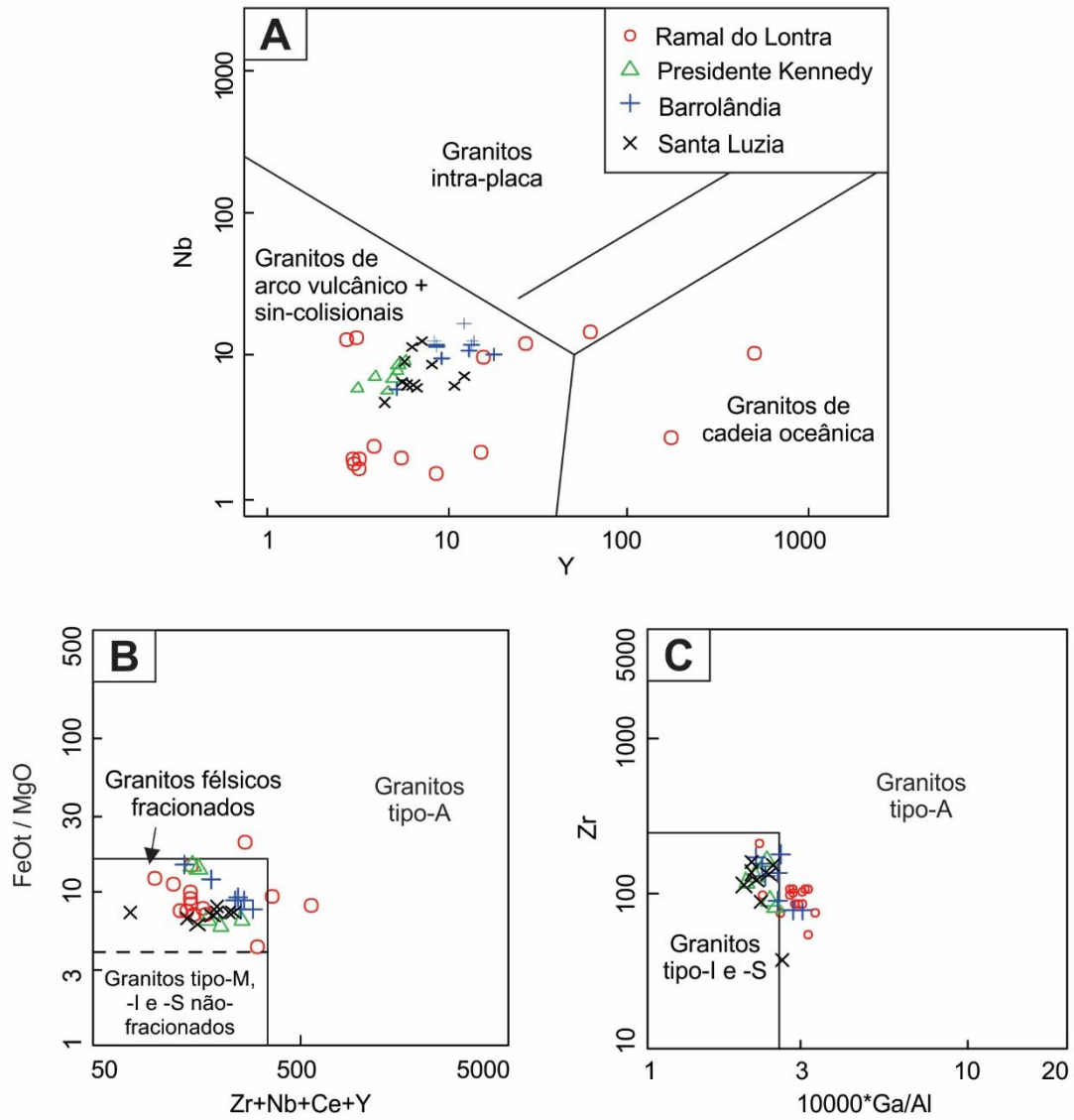


Figura 5.3 – Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitos estudados: A,) B) e C) Diagramas de ambiência tectônica de Pearce et al. (1984).

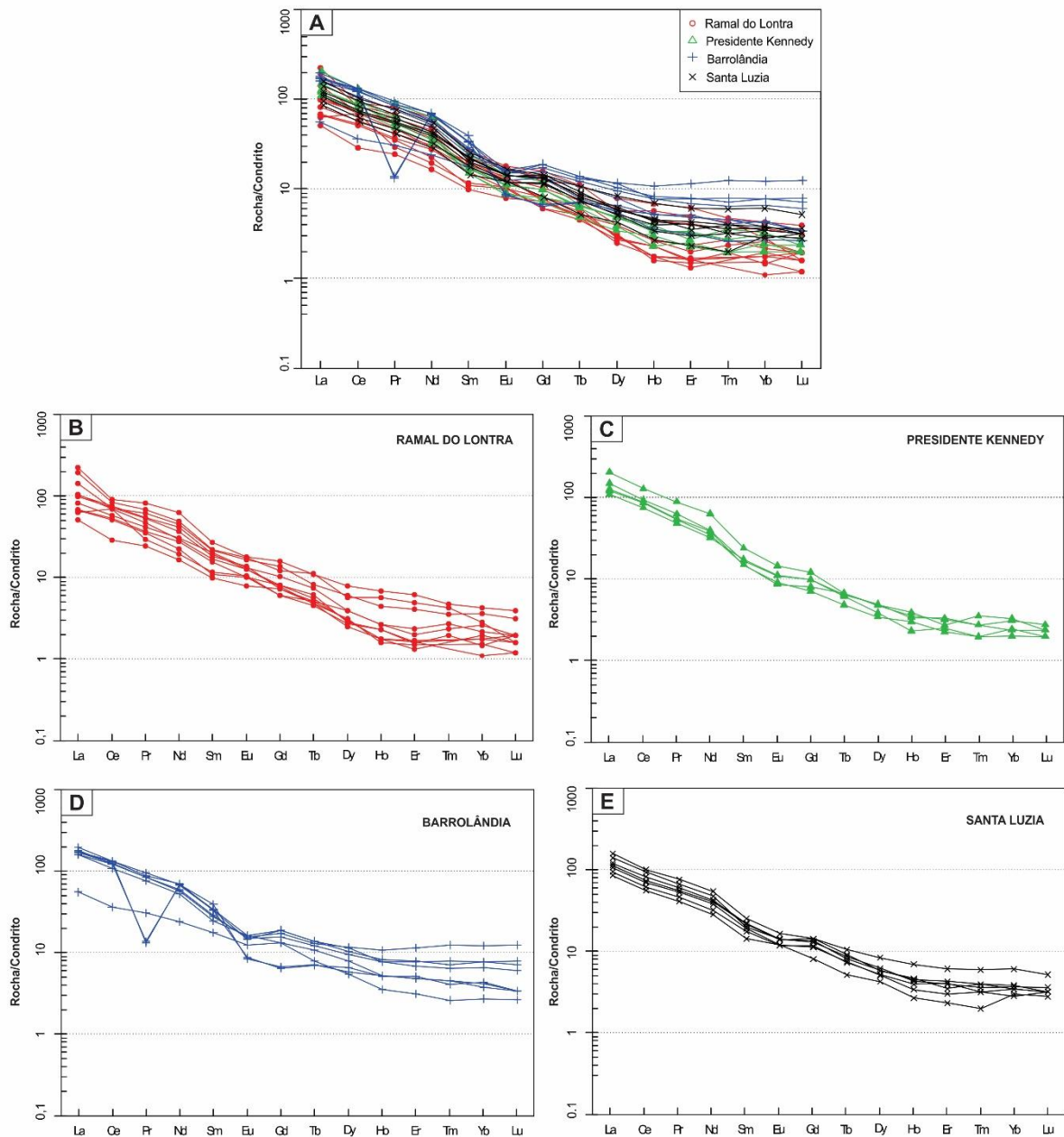


Figura 5.4 - Diagramas de multielementos (normalizados a partir do condrito de Thompson 1982) para os granitos estudados. A) Integração de todos os corpos graníticos. B) Diagrama de multielementos para o Granito Ramal do Lontra. C) Diagrama de multielementos para o Granito Presidente Kennedy. D) Diagrama de multielementos para o Granito Barrolândia. E) Diagrama de multielementos para o Granito Santa Luzia.

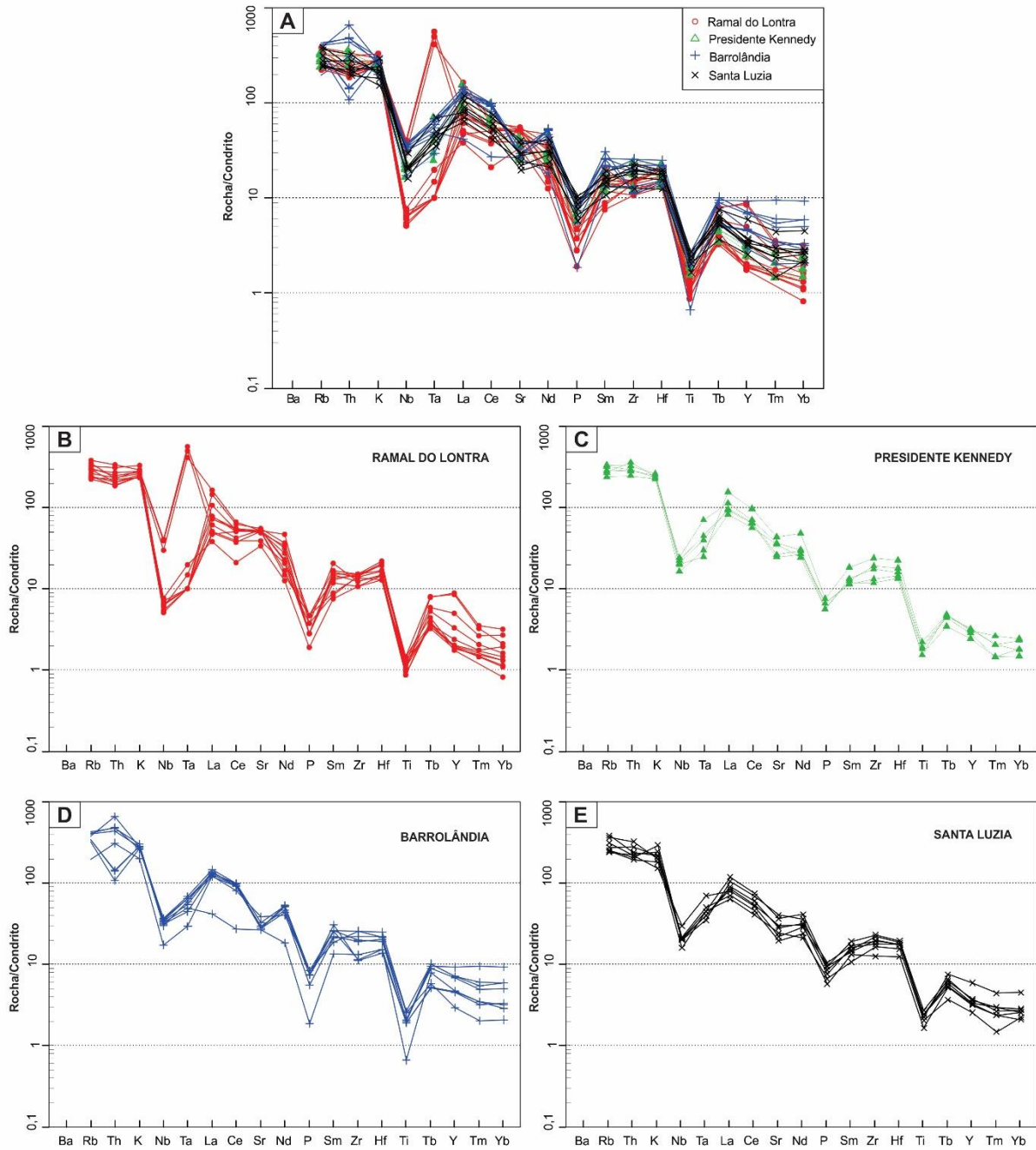


Figura 5.5 – Média dos padrões de distribuição dos ETR (normalizado pelos valores do condrito Evensen et al. 1978) para as amostras dos granitos estudados. A) Integração de todos os corpos graníticos. B) Diagrama para o Granito Ramal do Lontra. C) Diagrama para o Granito Presidente Kennedy. D) Diagrama para o Granito Barrolândia. E) Diagrama para o Granito Santa Luzia.

5.1 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os estudos geoquímicos realizados neste trabalho envolveram a análise de elementos maiores, menores e traços incluindo os terras raras dos granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia.

Os dados de campo e o estudo petrográfico mostraram que, apesar da grande distância entre as ocorrências desses granitos, há homogeneidade na composição mineralógica e textural, fato este evidenciado pelas suas características texturais, mineralógicas e suas composições modais, em que predominam monzogranitos e granodioritos. Esta homogeneidade composicional é também referendada pelos dados geoquímicos que apresentam pequenas variações dos elementos maiores e traços definindo campos restritos nos vários diagramas geoquímicos.

Os altos valores de SiO_2 (71-74 %), Al_2O_3 (~15 %) e total de álcalis (8-10 %), além dos baixos valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ (< 2,4 %), TiO_2 (< 0,15 %) e MgO (< 0,26 %) caracterizam a natureza granítica peraluminosa desses corpos.

Isto fica bem definido nos vários diagramas de classificação geoquímica com dois tipos composicionais principais (monzogranito e granodiorito), que coincidem com as classificações petrográficas, bem como com o caráter peraluminoso dos granitos estudados.

O diagrama de classificação R1-R2 de La Roche et al. (1980) reforça a caracterização da natureza granítica do corpo. Os valores relativamente elevados de Al_2O_3 , a presença de coríndon normativo em todas as amostras, e o posicionamento nos diagramas de Maniar & Picolli (1989) e Debon & Le Fort (1983) reafirmam o caráter peraluminoso. No diagrama de Debon & Le Fort (1983) as amostras plotam principalmente no campo II, em que correspondem a granitos com duas micas, em que a biotita é mais abundante que a muscovita, o que é característico de rochas peraluminosas, além de situarem-se também no campo dos leucogranitos, o que reflete perfeitamente as características petrográficas dos litotipos estudados.

Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, os granitos estudados são enquadrados em ambiente colisional, permitindo interpretar o alojamento desses granitos como relacionado à fase principal da tectônica do Cinturão Araguaia, no fim do Neoproterozóico, o que é reforçado pelos dados de campo, litoestruturais, petrográficos, metamórficos, geoquímicos e geocronológicos.

6 GEOCROLOGIA U-Pb VIA SHRIMP

Neste capítulo são descritos os resultados analíticos do estudo geocronológico em que foi utilizado o método U-Pb em monocristais de zircão, objetivando a obtenção das idades de cristalização dos granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia. A metodologia adotada envolveu a utilização de espectrômetro de massa de íons secundários de alta resolução e sensibilidade com microsonda iônica (SHRIMP) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP).

Para este estudo foram selecionadas quatro amostras representativas de cada corpo investigado neste trabalho (JN-01, JN-10, JN-21 e JN-26), e seus posicionamentos geográficos podem ser visualizados nos mapas das Figuras 3.1 a 3.4.

O processo de preparação das amostras, desde a trituração até a separação dos cristais de zircão foi realizado nos Laboratórios de Preparação de Amostras e de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) do IG/UFGPA onde foram selecionados em torno de 100 cristais de zircão para cada amostra analisada. A captura de imagens dos cristais de zircão por catodoluminescência em MEV, para escolha dos pontos analíticos em cada cristal, foi realizada no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (Geolab) da USP.

6.1 RESULTADOS ANALÍTICOS

As imagens de catodoluminescência, obtidas por microscopia eletrônica de varredura, identificaram grande diversidade de formas e características dos cristais subedrais metamitizados, euedrais e zoneamento magmático evidente. Todos os cristais apresentam razões Th/U compatíveis com os valores definidos para zircões de origem magmática (Th/U > 0,1).

Para o Granito Presidente Kennedy, foram analisados 22 cristais de zircão da amostra 2014/JN-10, fornecendo idade concordante de **542,7±1,9 Ma** (MSWD= 0,37), representando a idade de cristalização desse granito.

Da amostra 2014/JN-21, pertencente ao Granito Barrolândia, foram analisados 14 cristais de zircão, fornecendo idade concordante de **541,5±1,8 Ma** (MSWD= 0,67), representando a idade de cristalização deste granito.

Na amostra 2014/JN-26, referente ao Granito Santa Luzia, foram analisados 23 cristais de zircão, o que forneceu idade concordante de **546,4±2,3 Ma** (MSWD= 0,0061), representando sua idade de cristalização.

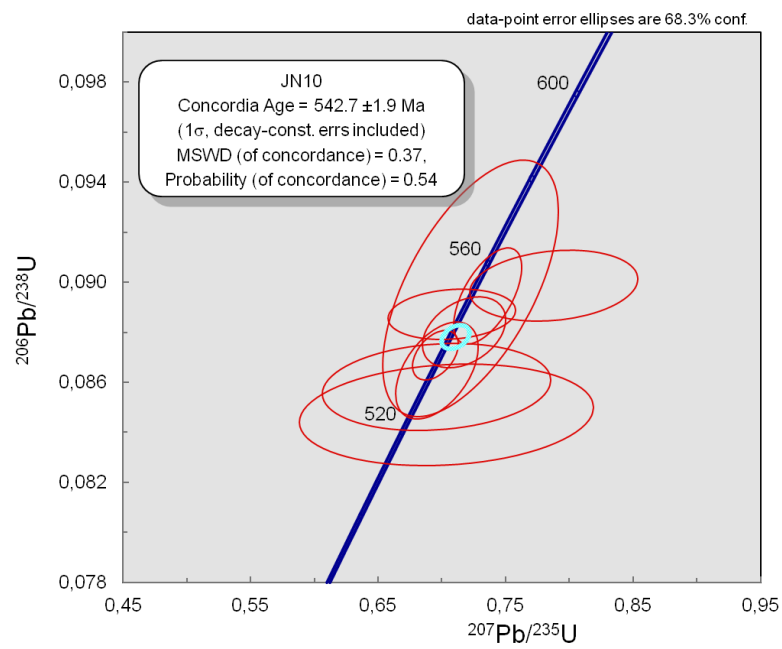
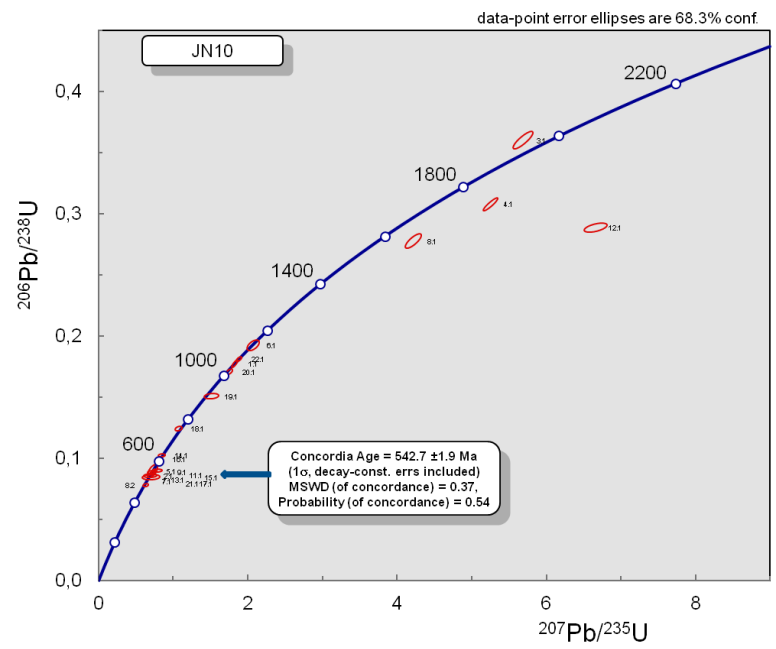


Figura 6.1 – Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de zircão do Granito Presidente Kennedy.

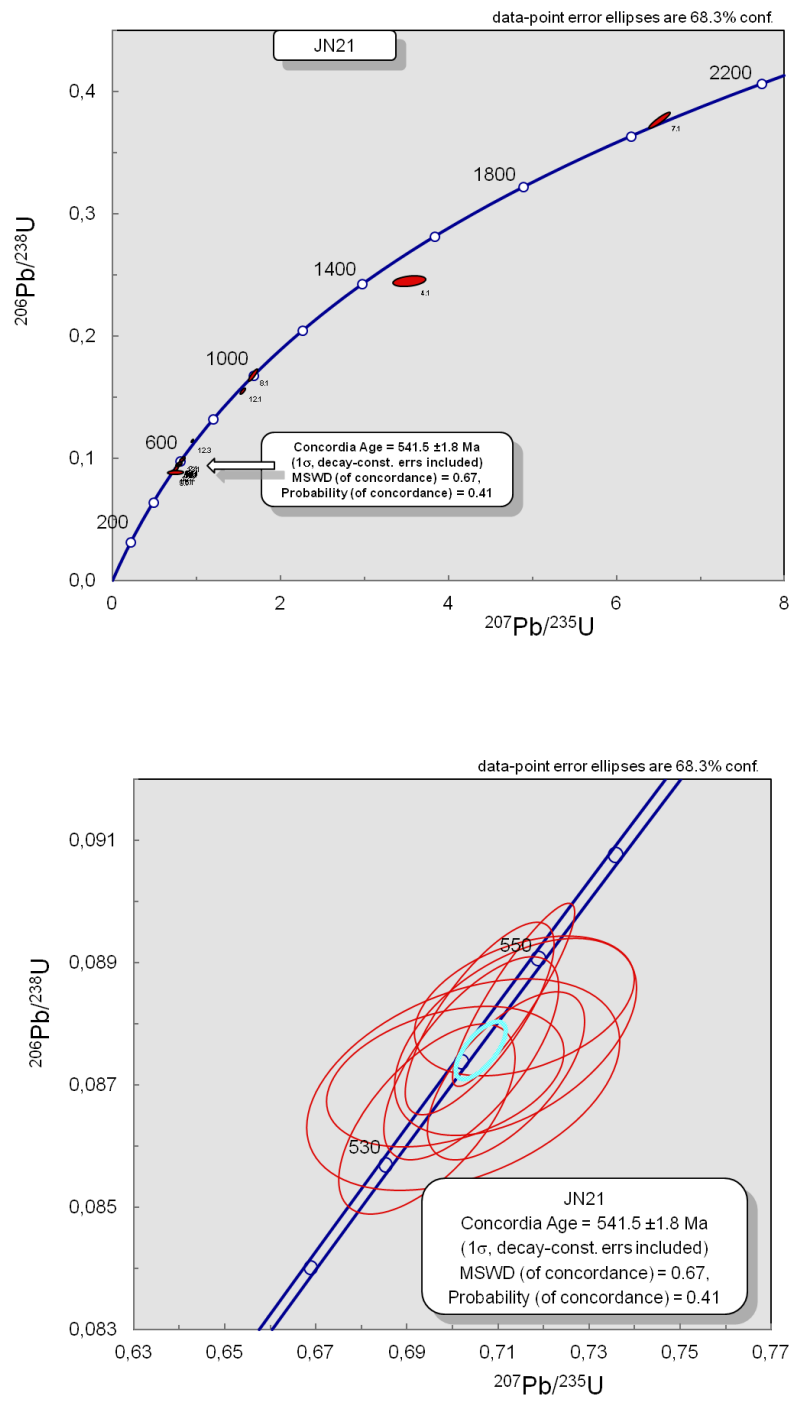


Figura 6.2 – Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de zircão do Granito Barroilândia.

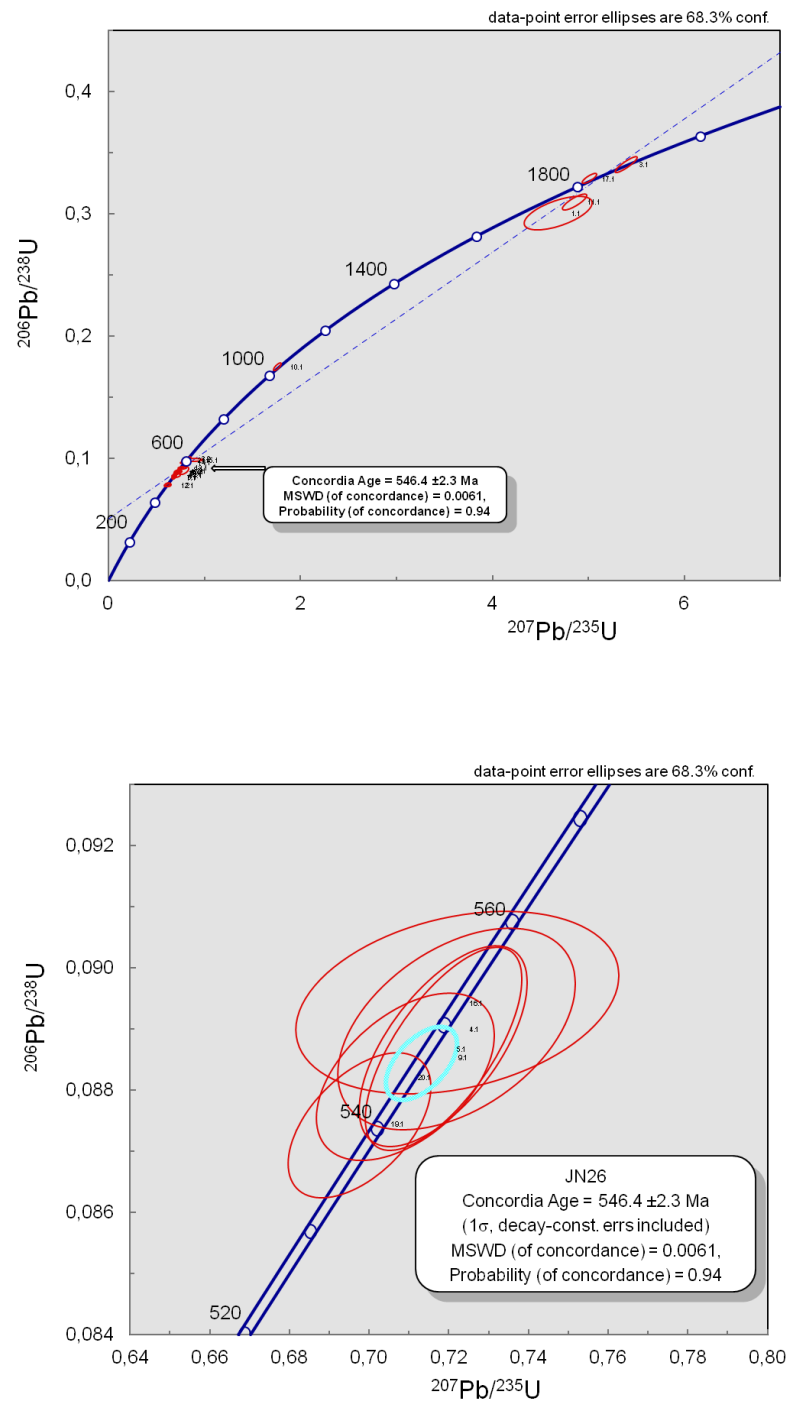


Figura 6.3 – Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ das amostras de zircão do Granito Santa Luzia.

7 GEOCROLOGIA Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Devido à importância analítica do estudo isotópico Sm-Nd para subsidiar discussões sobre evolução do magmatismo granítico do Cinturão Araguaia, foram escolhidas oito amostras representativas dos granitos estudados, sendo duas amostras de cada plúton, com o objetivo de definir a idade modelo (TDM) dessas rochas, suas prováveis fontes e tempo de residência crustal, além de discutir correlações.

Todas as amostras analisadas apresentaram resultados analíticos isotópicos satisfatórios. Elas receberam tratamento adequado envolvendo britagem, trituração, homogeneização e pulverização, seguindo a rotina previamente descrita para a preparação de amostras para análise química e isotópica do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará.

As análises Sm-Nd foram realizadas no *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)* do laboratório, sendo que as reprodutibilidades dos resultados isotópicos foram avaliadas por repetidas análises do padrão *La Jolla* utilizando referências padrões de rochas internacionais (BHVO-1 e BCR-1).

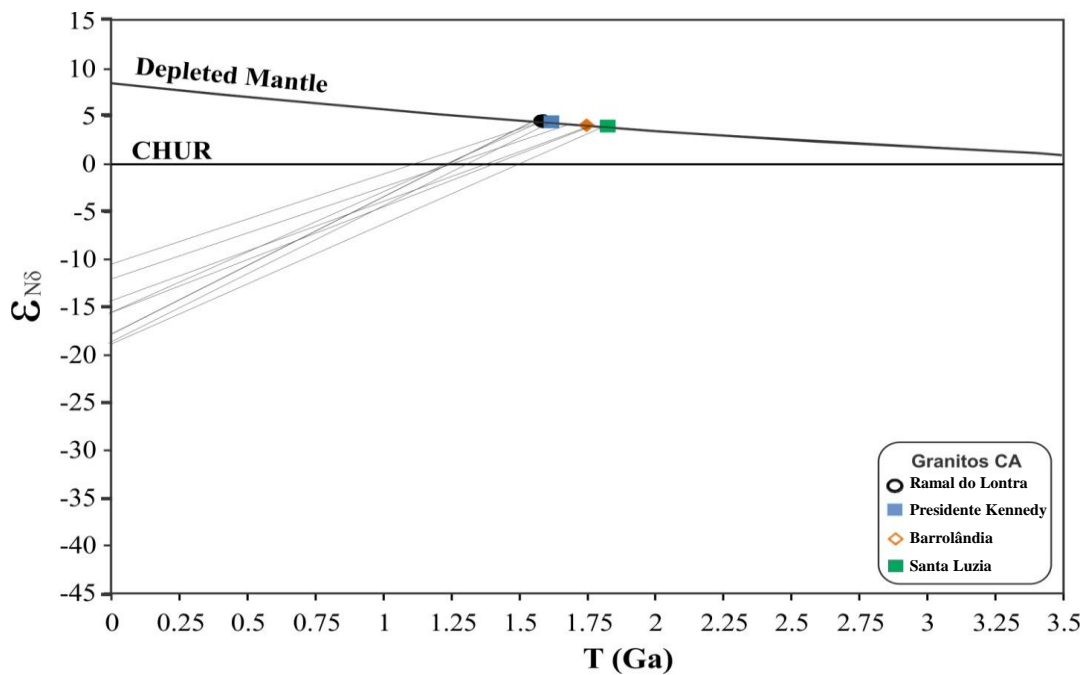
7.1 RESULTADOS ANALÍTICOS

Os resultados analíticos isotópicos de Sm e Nd são apresentados na Tabela 7.1, e todas as oito amostras obtiveram resultados satisfatórios e de boa qualidade analítica, tanto para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,08487 a 0,12369) quanto para o fracionamento (-0,371 a 0,569). O parâmetro ϵNd foi calculado a partir das idades de cristalização obtidas neste trabalho, utilizando como referência o valor de 0,54 Ga.

As idades obtidas para os quatro corpos graníticos são muito semelhantes apesar da grande distância entre os corpos. O Granito Ramal do Lontra apresentou idades modelos (TDM) de 1,69 Ga (JN-01) e 1,60 Ga (JN-04), e valores de ϵNd de -6,21 e -5,52. As amostras do Granito Presidente Kennedy revelaram idades modelo (TDM) de 1,59 Ga (JN-06) e 1,63 Ga (JN-10), e valores de ϵNd de -10,65 e -11,28. O Granito Barrolândia apresentou idades modelos (TDM) de 1,84 Ga (JN-15) e 1,59 Ga (JN-21), e valores de ϵNd de -12,18 e -8,76. Por fim, o Granito Santa Luzia revelou idade modelo (TDM) de 1,79 Ga para as duas amostras analisadas (JN-22 e JN-34), e valores de ϵNd de -9,75 e 8,81. A representação gráfica de T(Ga) *versus* ϵNd pode ser observada na Figura 7.1.

Tabela 7.1 – Resultados analíticos dos dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para os granitos estudados.

Amostras				Amostra (t)	CHUR (t)	Parâmetro	Épsilon (Nd)			Idade-modelo
Amostras	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{am}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{am}}$	Idade U-Pb (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{am}, t)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{chur}, t)}$	$f_{(\text{Sm-Nd})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(\text{TDM})}$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
GRANITO RAMAL DO LONTRA										
JN-01	0,512013	0,12107	0,62	0,511521	0,511839	-0,384	-12,19	-6,21	4,14	1,69
JN-04	0,512097	0,12369	0,54	0,511659	0,511942	-0,371	-10,55	-5,52	4,34	1,60
GRANITO PRESIDENTE KENNEDY										
JN-06	0,511697	0,08487	0,54	0,511397	0,511942	-0,569	-18,36	-10,65	4,36	1,59
JN-10	0,511665	0,08493	0,54	0,511365	0,511942	-0,568	-18,98	-11,28	4,27	1,63
GRANITO BARROLÂNDIA										
JN-15	0,511673	0,10013	0,54	0,511319	0,511942	-0,491	-18,82	-12,18	3,83	1,84
JN-21	0,511843	0,09879	0,54	0,511494	0,511942	-0,498	-15,51	-8,76	4,36	1,59
GRANITO SANTALUZIA										
JN-22	0,511836	0,111066	0,54	0,511443	0,511942	-0,435	-15,64	-9,75	3,93	1,79
JN-34	0,511905	0,117066	0,54	0,511491	0,511942	-0,405	-14,30	-8,81	3,92	1,79

Figura 7.1 – Diagrama T (Ga) versus ϵ_{Nd} para os granitos do Cinturão Araguaia.

7.2 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

O estudo geocronológico, através do método U-Pb em zircão via SHRIMP permitiu a obtenção das idades concordantes entre 541 e 546 Ma considerada como idade da formação dos cristais de zircão e deve representar a idade de cristalização dos granitos Presidente Kennedy ($542,7 \pm 1,9$ Ma), Barrolândia ($541,5 \pm 1,8$ Ma) e Santa Luzia ($546,4 \pm 2,3$ Ma), permitindo posicioná-los no limite superior do Neoproterozoico.

Ressalta-se que a idade obtida no Granito Ramal do Lontra ($615,7 \pm 2,7$ Ma) destoa dos dados já conhecidos e merecerá reanálise dos dados.

Datações anteriores pelo método de evaporação de Pb em zircão realizadas no Granito Santa Luzia (Moura & Sousa 2002) revelaram idades um pouco mais antigas entre 550 e 560 Ma, entretanto, datações também por esse método revelaram idade de $549, \pm 5,1$ Ma para o Granito Ramal do Lontra (Alves, 2006) e de $539 \pm 5,3$ Ma para o Granito Presidente Kennedy (Santos, 2011). Estudos pelo método SHIRIMP no Granito Santa Luzia (Moura & Macambira 2008) revelaram idade bem mais nova de $528 \pm 4,7$ Ma, interpretada como relacionada ao metamorfismo de uma borda sobrecrescida. Todos esses dados, aliados a proximidade dos corpos estudados, permite clara correlação temporal entre os vários corpos e, se considerarmos ainda as outras semelhanças, podemos afirmar que são corpos cogenéticos.

Tabela 7.2 – Quadro comparativo dos dados geocronológicos existentes com aqueles obtidos neste trabalho.

Unidade Litoestratigráfica	Método evaporação de Pb em zircão	Método SHRIMP* em zircão
Granito Santa Luzia	550 Ma (Moura & Sousa, 2002)	546.4 \pm 2.3 Ma
Granito Barrolândia	--	541.5 \pm 1.8 Ma
Granito Presidente Kennedy	539 \pm 5,3 Ma (Santos, 2011)	542.7 \pm 1.9 Ma
Granito Ramal do Lontra	549 \pm 5 Ma (Alves, 2006)	615.7 \pm 2.7 Ma

*Neste trabalho.

As idades obtidas por Macambira (1983) pelo método K-Ar em biotita de micaxistos (553 ± 16 Ma) e em hornblenda de anfibolitos (565 ± 20 Ma), além da datação Rb-Sr em rocha total com valor de 590 ± 19 Ma, todas obtidas no Grupo Estrondo, são interpretadas como idades mínimas para o processo metamórfico do CA, e próximas às idades obtidas nos granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia e Santa Luzia, demonstrando provável correlação cronológica para os vários plutons deste evento magmático, assim relacionadas à fase principal do metamorfismo do Cinturão Araguaia.

Comparando-se ainda os valores de idade dos granitos do Cinturão Araguaia com a dos granitos neoproterozóicos da Suíte Lajeado (Gorayeb & Moura 2006), presentes nos terrenos gnáissico-granulíticos paleoproterozóicos do embasamento a sul-sudeste do mesmo (Maciço de Goiás) percebe-se que as idades são muito semelhantes, apesar de situarem-se em outro contexto geotectônico. Assim as idades de 546 ± 6 Ma, 548 ± 5 Ma e 552 ± 4 Ma obtidas para os granitos Lajeado, Palmas e Matança, respectivamente (Gorayeb *et al.* 2001, Chaves 2003) são similares e correlacionáveis, pelo menos cronologicamente.

Com os questionamentos sobre a origem dos plútons estudados em aberto, foi aplicado o estudo isotópico pelo método Sm-Nd em rocha total, sobretudo na determinação do tempo de residência crustal das rochas analisadas baseada em idades modelo, que pode ser reflexo do tempo de diferenciação crosta-manto ou simplesmente do tempo de geração de crosta. Estas informações são fundamentais para o entendimento da origem, evolução e relação entre os granitos estudados no Cinturão Araguaia.

As idades modelos obtidas pela análise isotópica dos granitos encontram-se dentro do intervalo aceitável para um sistema de fracionamento Sm-Nd, com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,08 e 0,12, conforme sugerido por Sato & Tassinari (1997). Os resultados isotópicos de Sm-Nd para os quatro corpos graníticos forneceram idades modelo (T_{DM}) semelhantes que variam de 1,59 a 1,84 Ga com valores de ϵNd negativos e próximos entre -12,18 e -6,21. No diagrama ϵNd vs. tempo, as amostras se posicionaram dentro do campo correspondente ao de crosta paleoproterozoica, indicando uma fonte predominantemente crustal de idade estateriana para os magmas parentais.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As informações obtidas neste trabalho se basearam em levantamentos de campo e análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas dos quatro plutons graníticos do Cinturão Araguaia: Ramal do Lontra (GRL), Presidente Kennedy (GPK), Barrolândia (GBR) e Santa Luzia (GSL). A integração e interpretação dos dados permitiram avançar o conhecimento geológico das áreas estudadas, contribuindo para a organização de modelos evolutivos do Cinturão Araguaia.

O refinamento do mapeamento geológico auxiliado pela interpretação de imagens de satélite permitiu a melhoria nas relações de contatos e delimitação dos corpos e demais unidades aflorantes nos alvos do trabalho. Os plútons graníticos constituem *stocks* em formas levemente ovaladas com dimensões variáveis entre 3 a 6 km no eixo maior por 1-4 km, encaixados em micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo.

Em campo, notou-se algumas feições importantes indicativas de posicionamento sintectônico, tais como a ausência de metamorfismo de contato, raros xenólitos das encaixantes, inexistência de margens de resfriamento nos corpos, a presença de pequenas massas graníticas nos xistos encaixantes, foliação e texturas metamórficas nos granitos e concordância estrutural dessas foliações com aquelas das encaixantes.

Petrograficamente, os quatro granitos estudados são muito semelhantes; essencialmente compostos por metagranitos de composição monzogranítica a granodiorítica, com biotita e muscovita como principais fases varietais. As classificações são detalhadas na tabela 9.1.

Tabela 9.1 – Classificação petrográfica dos granitos estudados.

Corpo	Classificação
Granito Ramal do Lontra	Muscovita-biotita metamonzogranitos a granodioritos
Granito Presidente Kennedy	Muscovita-biotita metagranodioritos a monzogranitos
Granito Barrolândia	Muscovita-biotita metamonzogranitos Biotita-muscovita metamonzogranitos
Granito Santa Luzia	Muscovita-biotita metamonzogranitos a granodioritos Muscovita-biotita metamonzogranitos Biotita-muscovita metamonzogranitos

Vale ressaltar que, os teores de anortita no plagioclásio são bem próximos e geralmente se superpõe, sendo que no GSL e no GPK a variação nesses teores é levemente maior (An_{12-25} e An_{23-29} , respectivamente), enquanto no GBR e no GRL o teor de anortita situa-se entre An_{11-16} e An_{15-20} . No aspecto textural há semelhanças como: foliação penetrativa, texturas granoblásticas, feições de estiramento, orientação de minerais e textura magmática original granular hipidiomórfica.

Do ponto de vista geoquímico, os granitos desses quatro corpos mostram grande homogeneidade composicional, principalmente em relação aos elementos maiores, apresentando elevados valores de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e Na_2O , e baixos valores de Fe_{Total} , MgO , TiO_2 e P_2O_5 que, interpretando-se os diagramas de classificação geoquímica, indicam a natureza leucogranítica e o caráter peraluminoso destes granitos. Os teores de MgO , TiO_2 , Fe_2O_{3Total} e CaO , no geral, baixos, indica tratar-se de granitos pouco fracionados. A norma CIPW revelou a presença de Coríndon normativo em todos os granitos. Nos elementos-traço observou-se que há maiores variações composicionais, quando comparados aos elementos maiores que são mais homogêneos. O comportamento dos ETR demonstrou um fracionamento médio a acentuado dos leves em relação aos pesados e pequenas anomalias negativas de Eu. Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico os granitos situam-se predominantemente no campo sincolisional.

As relações de campo e as características metamórficas da região, somadas aos dados texturais, geoquímicos e geocronológicos, indicam que esses corpos formaram-se tardiamente à evolução do Cinturão Araguaia por processos de anatexia em níveis crustais mais profundos. A origem dos quatro corpos estudados, dadas suas semelhanças, está relacionada a um mesmo evento de granitogênese.

Os estudos geocronológicos realizados pelo método U-Pb em zircão resultaram em idades concordantes entre 541 e 546 Ma, consideradas as idades de cristalização dos granitos estudados. Então, pode-se afirmar que os corpos são cronocorrelatos e cogenéticos, e, ainda, o alojamento tardio desses corpos está associado à fase orogênica colisional do Cinturão Araguaia no fim do Neoproterozoico sob as condições da fácies anfíbolito baixo a médio. O estudo isotópico pelo método Sm-Nd para o cálculo das idades modelos conferiram idades de 1,59 a 1,84 Ga para os granitos e valores de ϵ_{Nd} negativos indicando que a geração destes granitos pode estar relacionada a processos de anatexia de duas fontes crustais distintas.

Sendo assim, conclui-se que os granitos estudados representam um importante evento magmático associado à fase principal do metamorfismo do CA e que resultaram da anatexia, no fim do Neoproterozoico, das unidades arqueanas/paleoproterozoicas do embasamento e ainda da fusão de rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, em níveis crustais mais profundos do que o exposto na atualidade, propiciando a agregação de líquidos graníticos, a ascensão e o alojamento desses magmas sincrônicos à tectônica principal do Cinturão Araguaia.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. DS Mestrado, Universidade Federal do Pará, 75 p.
- Abreu F. A. M., Gorayeb P. S. S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *In: SBG, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Actas...* p.1-4.
- Almeida F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP, V. 7*: 45-80.
- Alvarenga C. J. S., Moura C. A. V., Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. *In: Cordani U. G., Milani E. J., Campos, D. A. (Ed.). Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-193.
- Alves C.L.A. 2006. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO*. DS Mestrado, Universidade Federal do Pará. 132p.
- Arcanjo H.S.H. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia da região de Paraíso de Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências, V. 30*: 665-670.
- Arndt N. T. & Goldstein S. L. 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology, 15*:893-895.
- Barker F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. *In: Barker F. (ed.), Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Barros L. D. 2013. *Os basaltos de fundo oceânico e rochas associadas da Região sul da Serra do Tapa – Cinturão Araguaia, sudeste do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém. 87p.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. *In: HENDERSON, P. (Ed.). Rare-Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114.
- Brito Neves, B. B.; Van Schumus, W.R.; Fetter, A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio Corporativo e Problemas de Correlação. *Revista do Instituto de Geociências. USP Série Cient., São Paulo, v. 1. p.59-78*.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81*:99-114.
- Bulhões E. M. & Dall'agnol R. 1985. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). *In: SIMP. GEOL. AMAZ., V. 2., Belém. Anais...* Belém, SBG. p. 59-76.

- Chemale Jr. F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertorrti A. 2012. U-Pb zircon *in situ* LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *In: Academia Brasileira de Ciências, Anais*, 84(2): 275-295.
- Costa J.B.S. 1980. Estratigrafia da região de Colmeia. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA*, 31, Camboriú, Anais, V. 2:720-728.
- Costa J.B.S., Gorayeb, P.S.S., Bemerguy, R.L., Gama Jr., T., Kotschoubey, B., Lemos, R. 1983. Projeto Paraíso do Norte: Relatório Final. Belém, DNPM/UFPA. 125p.
- Cox K. G., Bell J. D. & Pankhurst R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Macambira M.J.B., Kotschoubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da Faixa de Dobramentos Araguaia. *In: I CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA*, Belém, v.1, p.1-19.
- Dall'agnol R.; Costi H. T.; Leite A. A. S. 1997. Rapakivi granites from Brazil and adjacent countries. *In: INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 2, Salvador, 1997, Extended abstract. Salvador, SGM. p.185.
- Dall'agnol R, Teixeira N.P., Bittencourt J.S., Rämö O.T., Macambira M.J.B. 1999. Contrasts between paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil: metallogenetic and petrogenetic implications. *In: BRGM, The origin of granites and related rocks, 14th Hutton Symposium Abstracts*. Clermont-Ferrand, France, p.141-142.
- De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.*, V. 29:183-210.
- Depaolo D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, V. 62:137-145.
- Depaolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Heidelberg: Springer-Verlag.
- Evensen N. M., Hamilton P. J., O'niions, R. K. Rareearth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, v. 42, p. 1199-1212, 1978.
- Fettes D. & Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, p. 105-110.
- Gill R. 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. University of London, Wiley-Blackwell. p.131-160.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 72:220-245.
- Gorayeb P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema - Pequizeiro (GO)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 100 p.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicação para redefinição da Suíte Lajeado. *In: SBG,*

Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém. Verticalização mineral na Amazônia: resumos expandidos. Belém, SBG.CD-ROM.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do parque Andorinhas e região adjacente. In: P.S.S. Gorayeb (org.) Parque Martínrios-Andorinhas: Conhecimento, história e Preservação. EDUFPA, p.57-80.

Hasui Y., Abreu F.A.M., Silva J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. Boletim do Instituto de Geociências, 8., São Paulo. p. 107-118.

Hasui Y., Costa J. B. S., Abreu F. A. M. 1984. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: F. F. A. de Almeida & Y. Hasui. *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgar Blucher. p.187-204.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Sei., p. 523-546.

Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. Contrib. Mineral. Petrol., 93:482-490.

Lamarão C.N. & Kotschoubey B. 1996. Granitoides Santa Luzia registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, **26**:277-288.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sørensen H., Woolley A.R. (Eds.), (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 pp.

Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.

Lugmair G.W. & Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth Planet. Sc. Lett., 39:349-357.

Macambira M. J. B.; Lafon J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra, Belém, v.7, p. 263-287.

Macambira, J. B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal do Lontra (GO)*. 1983. 108f. DS Mestrado - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém.

Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull., 101:635-643.

Miygawa L. J. P. P. 2012. *Geologia, petrografia e geoquímica da Suíte Ofiolítica Araguacema– Cinturão Araguaia*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 131 p.

Moura C.A.M., Sousa C.S. 2002. Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no Granito Santa Luzia: implicações para a determinação da idade da granitogênese brasileira tardi-tectônica no Cinturão Araguaia-TO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, Anais João Pessoa. p.500.

Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**:117-123.

Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil. *In: Basement tectonic 13*, Kluwer Academic Publishers. p. 155-178.

Moura C.A.V., Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. *Actas. 39 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*. Salvador 6. p. 31-34.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**:116-129.

Paixão M. A. P. & Nilson A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *In: Contribuições à Geologia da Amazônia*, **3**: 85–103.

Paixão M. A. P. Pamkhurst R. J., Trouw R. A. J., Brito-Neves B. B., Wit M.J. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *In: (eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the south Atlantic region*. Geological Society of London, Special Publications, v. 294, p. 297-318.

Paixão M.A.P. Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. 2009. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 300p.

Pamplona L.J.P., Gorayeb P.S.S., Nascimento R.S. 2010. O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, região de Xambioá-Araguanã. 2010. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 45. Belém. Anais. CD-ROM.

Patchett P.J. 1992. Isotopic of Proterozoic Crustal Growth and Evolution. *In: Condie K.C. (ed). Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*, **10**, p.: 481-509.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Traceelement discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology***25**(4): 956-983.

Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Miner. Petrol.*, **58**:63-81.

Pimentel M. M. & Charnley N. 1991. Intracrustal REE fractionation and applications for Sm-Nd model age calculations in late stages granitic rocks: Na example for central Brazil. *Chem. Geol.* **186**:123-138.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasilia Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Fiomaz*

- Filho D.A. (editores) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, pp.: 195-230.
- Ribeiro P.S.E., Alves C.L. 2017. Geologia e recursos minerais da região de Palmas - folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A: estado do Tocantins. Goiânia: CPRM, 2017. 483 p. il., color.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation. Zimbabwe, 355p.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8):1075- 1090. doi: 10.1016/0016-7037(78)90105-9.
- Santos W.P. 2011. Petrografia, geoquímica e geocronologia dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia, noroeste do Tocantins – Cinturão Araguaia. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará. 108p.
- Sato K., Tassinari C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências. V. 67. p 313-336.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C. & Angélica R.S. Contribuição à Geologia da Amazônia. Coord. SBG-NO, p.: 91-142.
- Sato K., Tassinari C. C. G. T., Basei M. A. S., Siga Júnior O., Onoe A. T., De Souza M. D. 2014. Sensitive high resolution, ion microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geoscience of University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP, série científica*, 14(3), 3-18.
- Shand S.J. 1950. Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits:1-488. Thomas Murby, London.
- Silva J.M.R. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia*. DS Mestrado, Universidade Federal do Pará, 50 p.
- Silva Neto J. J. A. 2014. Caracterização geológica das suítes ofiolíticas da região de Juarina-Arapoema-Pau D'Arco, Cinturão Araguaia, NW do Tocantins. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém. 109p.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.* **12** (1): 1-33, Mar.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18:49-107.
- Wetherill G.W. 1956. Discordant Uranium-Lead ages I: Transaction of the American Geophysics Union, 37:320-326.

Whalen J.B., Currie K. L., Chappell B. W. 1987. A-Type Granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman Ltd. 350p.

ANEXO

ANEXO A- SEPARAÇÃO DE MINERAIS PESADOS

O treinamento em separação de minerais pesados foi realizado no Laboratório de Separação Mineral da Superintendência da CPRM em Belém, sob a orientação e supervisão da técnica em mineração Maria Rosalva Coelho, nos dias 22 e 23 de janeiro de 2015, utilizando-se amostras de granitos desta dissertação em diferentes frações granulométricas. Com o domínio desta técnica pelo presente autor, foi introduzida no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso/UFGPA), eliminando assim, a utilização de bromofórmio, dado seu custo elevado e caráter danoso à saúde e ao meio ambiente.

A.1 MATERIAIS UTILIZADOS

A seguir estão discriminados os materiais necessários para o uso desta técnica e indicados na Fig. 1.

- ✓ 2 pissetas (Água e Álcool) (Fig. 1A)
- ✓ Detergente
- ✓ Luvas
- ✓ Álcool Etilico (>90%) (Fig. 1A)
- ✓ Álcool Isopropílico
- ✓ Caneta permanente (Fig. 1A)
- ✓ Microbatéia de porcelana pequena (6 cm de diâmetro) (Fig. 1A)
- ✓ Microbatéia de porcelana média (11 cm de diâmetro) (Fig. 1A)
- ✓ Pirex redondo (Fig. 1A)
- ✓ Pirex retangular com bordas arredondadas (Fig. 1B e 1C)
- ✓ Pipetas de plástico descartáveis (Fig. 1B)
- ✓ Placa de Petri (Fig. 1B)
- ✓ Batéia grande (53 cm de diâmetro) (Fig. 1C)
- ✓ Batéia média (28 cm de diâmetro) (Fig. 1C)
- ✓ Espátula Inox (Fig. 1C)
- ✓ Pincel de cerda natural pequeno (Fig. 1D)
- ✓ Pincel de cerda natural grande
- ✓ Recipiente retangular de porcelana (Fig. 1D)
- ✓ Imã de mão
- ✓ Imã de Neodímio (Fig. 1D)
- ✓ Cadinho de porcelana (Fig. 1E)
- ✓ Papel impermeável (manteiga) (Fig. 1E)
- ✓ Papel craft
- ✓ Papel A4
- ✓ Agulha (Fig. 1E)
- ✓ *Eppendorf* (Fig. 1E e 1F)
- ✓ Tubo criogênico (Fig. 1F)

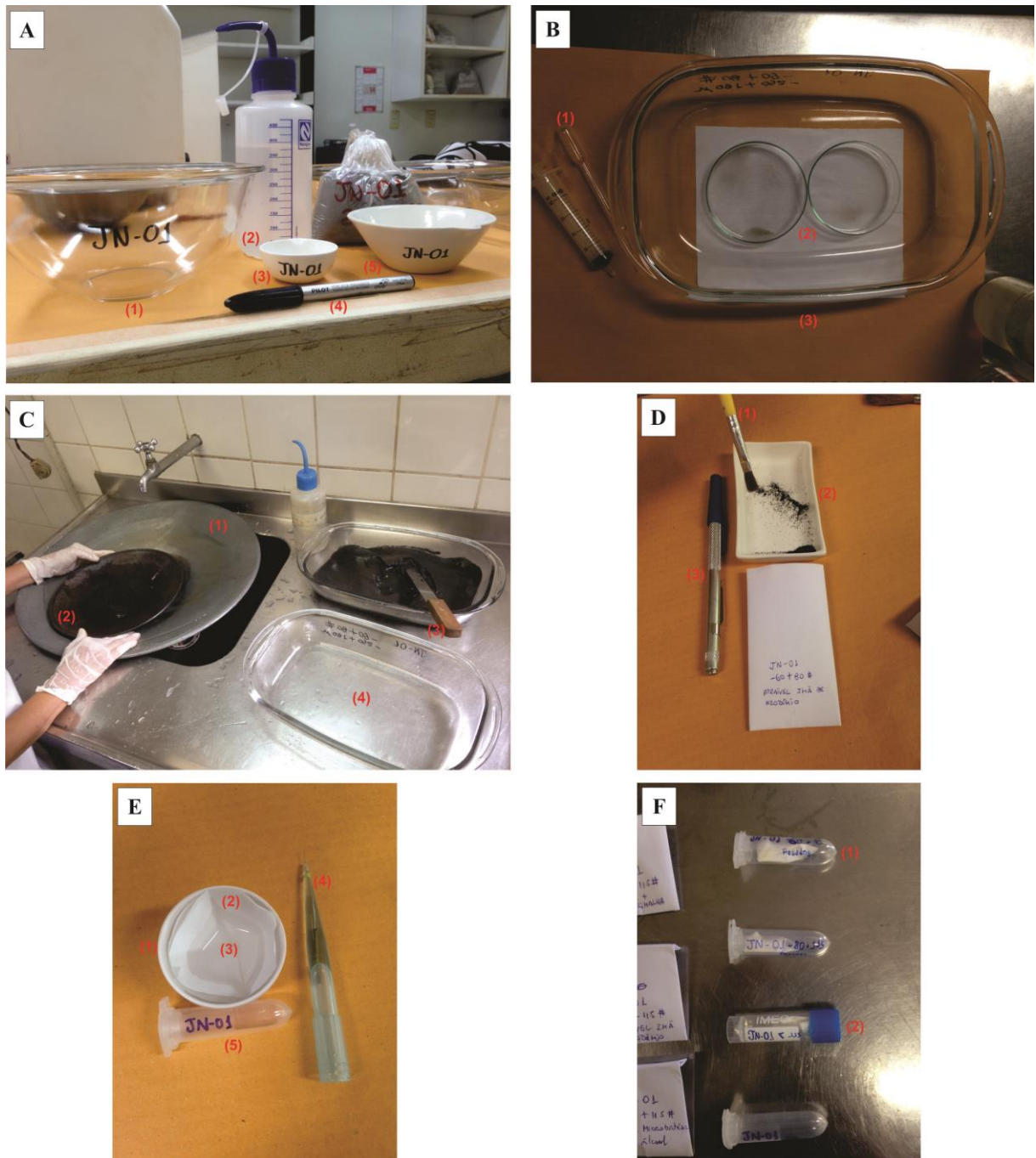


Figura 1 - Materiais utilizados durante o treinamento: **A**) (1) Pirex Redondo, (2) Piseta com álcool etílico (>90%), (3) Microbatéia de porcelana pequena, (4) Caneta permanente e (5) Microbatéia de porcelana média; **B**) (1) Pipeta de plástico, (2) Placa de petri, (3) Pirex retangular com bordas arredondadas; **C**) (1) Batéia grande, (2) Batéia média, (3) Espátula Inox, (4) Pirex retangular; **D**) (1) Pincel de cerda natural pequeno, (2) Recipiente retangular de porcelana, (3) Ímã de Neodímio; **E**) (1) Cadinho de Porcelana, (2) Papel impermeável (ou papel manteiga), (3) Álcool Isopropílico, (4) Agulha, (5) *Eppendorf*; **F**) (1) *Eppendorf*, (2) Tubo Criogênico.

A.2 SEQUENCIAMENTO DA METODOLOGIA

Os procedimentos prévios à separação mineral, tais como os padrões de britagem, quarteamento, homogeneização e pulverização das amostras foram discutidos anteriormente

neste trabalho. No que se refere à classificação (ou peneiramento), a CPRM adota como fração ideal os grãos entre **125 e 180 μ** , embora não se despreze a fração de 180 a 250 μ , enquanto que a fração menor que 125 μ é, normalmente, descartada.

A seguir serão descritos os procedimentos em ordem sequencial, ressaltando que o cuidado com a limpeza prévia de todos os materiais a serem utilizados é essencial para se obter bons resultados, evitando qualquer tipo de contaminação.

A.2.1 Bateamento

Antes de iniciar esta etapa é necessário retirar o material argiloso que encontra-se em suspensão ao jogar água na amostra (dentro do pirex retangular). Esse processo, também chamado de deslamagem, é acelerado a partir da utilização de detergente líquido de cozinha que, ao ser jogado na água e posteriormente misturado na amostra, é eficiente ao interagir mais rapidamente com as partículas mais finas (Figs. 2A e 2B). Vale ressaltar que essa mistura é feita de preferência com as mãos protegidas por luvas. Quando a amostra tiver o mínimo possível de materiais em suspensão, inicia-se a próxima etapa.

O bateamento deve ser realizado em uma pia larga com dimensões suficientes para encaixar uma batéia de aproximadamente 50 cm de diâmetro (Fig. 2C), na qual se insere água. Sobre essa batéia cheia de água se coloca outra batéia menor de 30 cm de diâmetro (Fig. 2C). Com a espátula inox deve-se retirar aos poucos a amostra do pirex em que ela foi “deslamada”. Feito isso, inicia-se o bateamento a partir de movimentos circulares da batéia menor imersa na água da batéia grande. Esse processo fará com que os grãos mais leves saiam da batéia menor e passem a outra. O procedimento só deve ser finalizado quando os minerais pesados estiverem concentrados no “bico” da batéia menor, que serão separados e armazenados em outro pirex retangular. Vale ressaltar que, com o uso da batéia maior embaixo, nenhum material se perde, podendo ser recuperado.

A.2.2 Microbateamento com água

Com o concentrado de minerais pesados da fase anterior, inicia-se a etapa de Microbateamento. Esse procedimento é feito com microbatéias de porcelana adicionando água. Primeiramente, o material concentrado deve ser retirado do pirex com espátula inox e inserida na microbatéia pequena (6 cm de diâmetro). O microbateamento é feito dentro de um pirex redondo cheio de água, utilizando essa água para fazer os movimentos circulares de concentração dos grãos de minerais pesados. Com este procedimento, os grãos mais leves se

depositarão ao fundo do pirex, enquanto que os pesados estarão na microbatéia pequena (Fig. 3A).

Após todo o concentrado da batéia ser microbateado, o resíduo “leve” deve ser microbateado novamente para recuperar algum mineral pesado que pode ter sido levado pela água na microbatéia. Dessa vez, o microbateamento é realizado na microbatéia de porcelana média (11 cm de diâmetro) imersa em água dentro do pirex redondo (Fig. 3B). Os minerais pesados resultantes desta etapa devem ser adicionados aos que já haviam sido separados na primeira etapa do microbateamento. Dependendo da quantidade de amostra, esses minerais separados podem ser colocados em um pirex ou em uma placa de petri (Figs. 3C e 3D).



Figura 2 – Etapas da fase de bateamento: **A)** Processo de mistura da amostra com água e detergente para deslamar; **B)** Retirada do material argiloso em suspensão; **C)** Batéias sobrepostas, com a maior cheia de água. Retirada da amostra do pirex com espátula inox para a batéia menor.

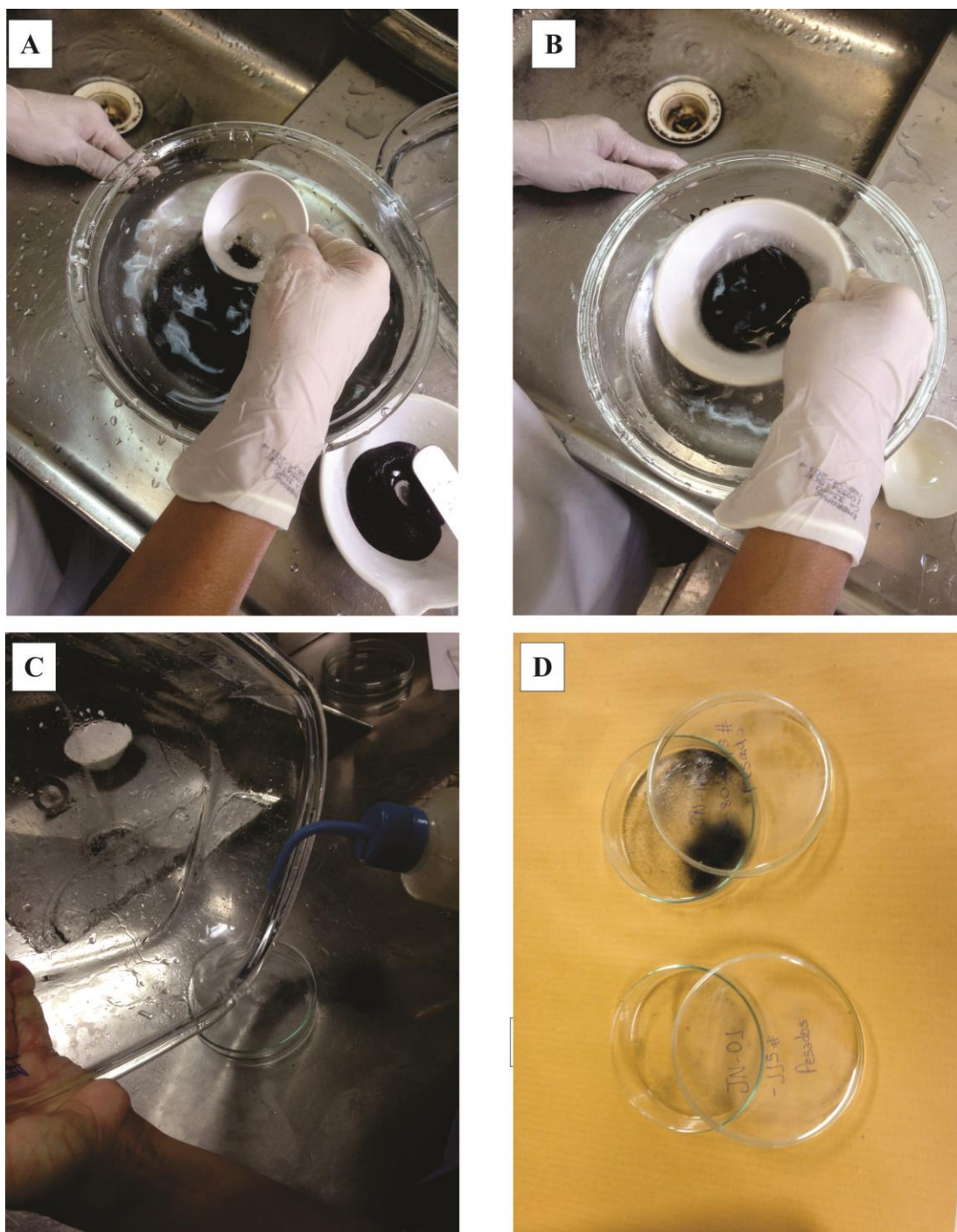


Figura 3 – Etapas da fase de microbateamento com água: **A)** Microbatéia de porcelana pequena imersa em pirex redondo cheio de água. Concentração de pesados a partir de movimentos circulares; **B)** Microbatéia de porcelana média imersa em pirex redondo cheio de água. Concentração de pesados do resíduo a partir de movimentos circulares; **C)** Retirada do material concentrado para iniciar o processo de secagem, utilização da piseta com álcool etílico; **D)** Placas de petri prontas para iniciar o processo de secagem na estufa.

A.2.3 Secagem

Antes de colocar a amostra na estufa a 100°C, deve-se adicionar álcool etílico (>90%) no recipiente em que estão concentrados os minerais pesados (pirex ou placa de petri). Ao adicionar o álcool, algumas micas tendem a flutuar e formar placas em suspensão, esse

material pode ser descartado ao jogar o excedente de álcool na pia. Feito isso, a amostra é posta para secar em estufa.

A.2.4 Separação de minerais magnéticos e máficos

Após a amostra ter secado e ter sido retirada da estufa serão separados primeiramente os grãos magnéticos com o imã de mão (Fig. 4A) e, posteriormente, os grãos máficos com imã de neodímio (Fig. 4E). Esse processo deve ser feito com bastante cuidado para que não se leve os pesados de interesse ao trabalho (no caso o zircão), junto com os minerais atraídos pelos imãs. Previamente, os pesados devem ser retirados do recipiente utilizando-se pincel de cerda natural e postos sobre uma folha de papel A4 dobrada ao meio. Os imãs devem ser revestidos com papel impermeável (papel manteiga). Os grãos magnéticos e máficos separados devem ser colocados em recipiente retangular de porcelana e posteriormente armazenados em envelopes feitos de papel (Figs. 4C e 4D).

A.2.5 Microbateamento com álcool

Com a amostra praticamente livre de grãos magnéticos e máficos, devem ser retirados alguns minerais que ainda permanecem no concentrado de pesados, principalmente o quartzo. Para isso, o concentrado deve ser posto em placa de petri (Fig. 5A) e imerso em álcool etílico (>90%) (Fig. 5B). Com movimentos de “vai-vem” de bateamento, os minerais pesados de coloração amarelo-avermelhada se concentram às margens da placa, os grãos mais leves e mais claros se dispõem circundando estes e mais próximos ao centro da placa (Fig. 5C) e serão retirados utilizando-se pipetas descartáveis (Fig. 5D) e postos em outra placa de petri. Após pipetar todos os grãos que não serão úteis, as duas placas de petri resultantes (pesados e quartzo) são postas para secar em estufa a 100°C, retirando o álcool excedente.

A.2.6 Separação de zircão

Com os minerais pesados devidamente separados, inicia-se a etapa de separação do zircão. A placa de petri, com o concentrado devidamente seco, é posta sob a lupa (Fig. 6B), e os cristais de zircão são separados utilizando agulha feita especialmente para isso e mergulhados em álcool isopropílico dentro de um cadinho de porcelana revestido com papel manteiga (Fig. 6A). Após terminada a separação, o cadinho com álcool é posto para secar e posteriormente o papel manteiga seco e os zircões presentes ali serão armazenados em tubo criogênico ou *eppendorf* (Figs. 6C e 6D).

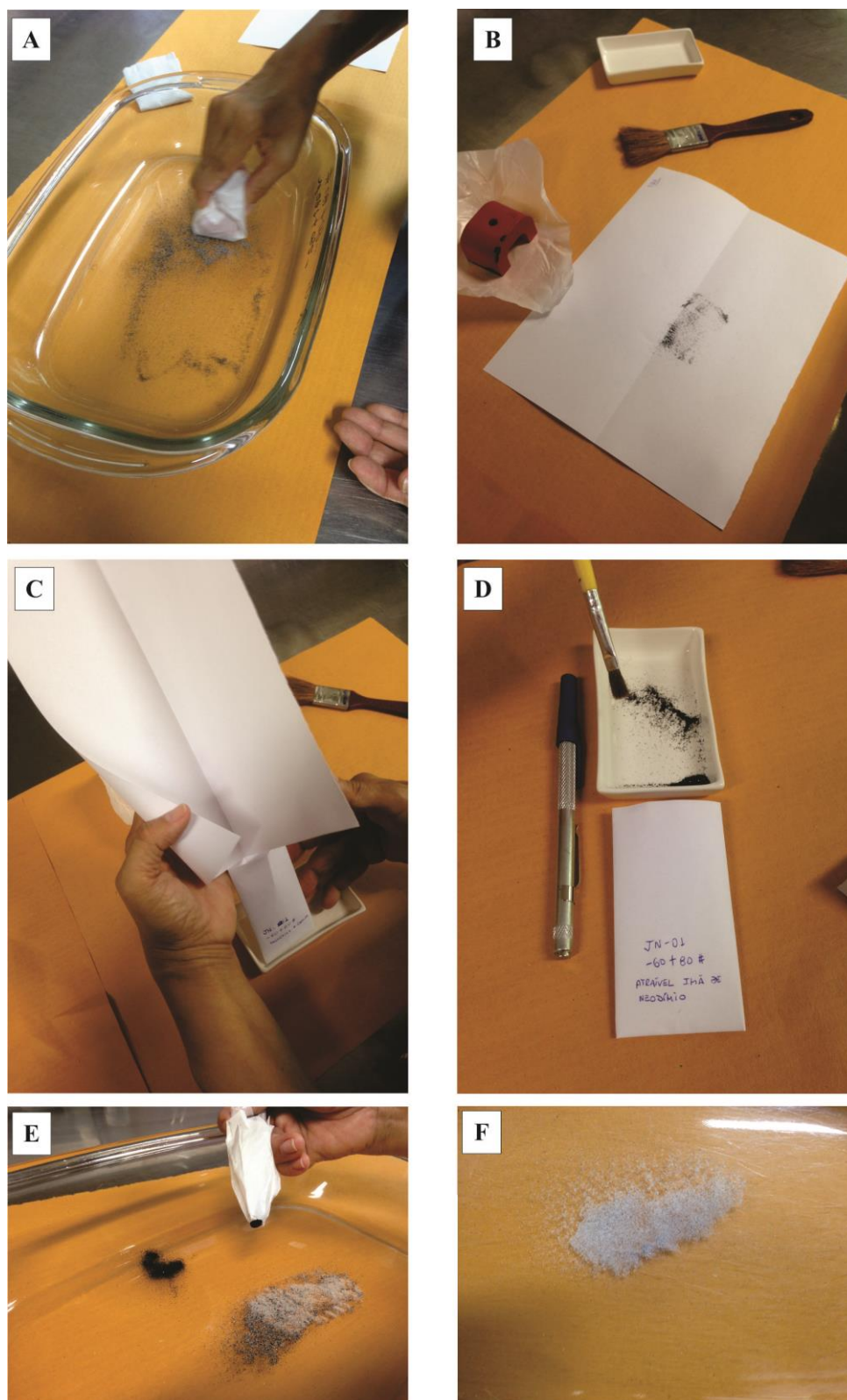


Figura 4 – Etapas da fase de separação de magnéticos e máficos: **A)** Retirada de grãos magnéticos com imã de mão revestido por papel manteiga; **B)** Magnéticos colocados em folha de papel A4 dobrada ao meio; **C)** Armazenamento dos magnéticos em envelopes de papel; **D)** Máficos separados por imã de neodímio e colocados em recipiente de porcelana retangular, posteriormente são armazenados em envelopes de papel com auxílio do pincel de cerda natural; **E)** Retirada de máficos a partir do imã de neodímio revestido com papel manteiga; **F)** Concentrado final após retirada de magnéticos e máficos.

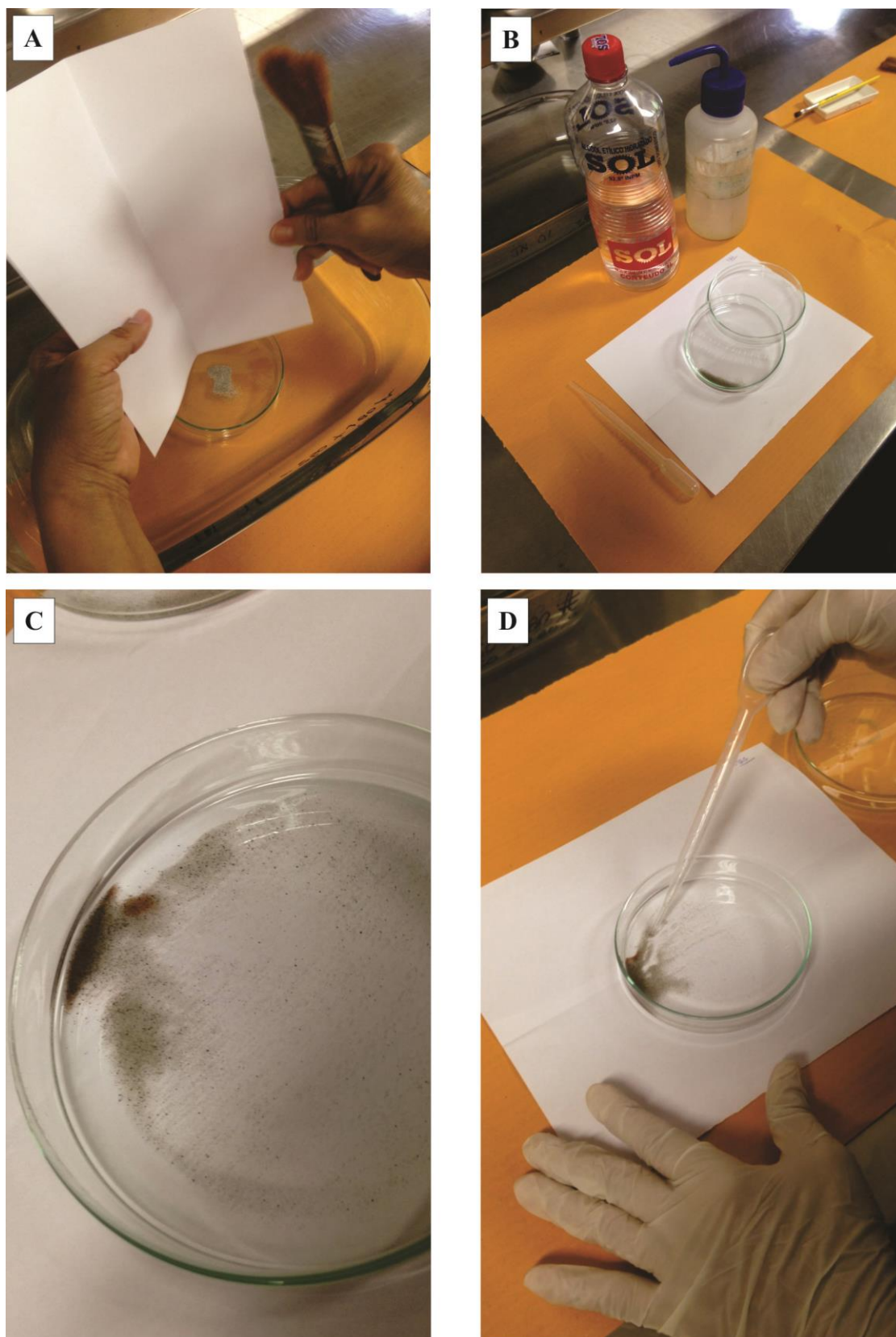


Figura 5 – Etapas da fase de microbateamento com álcool: **A)** Passagem do concentrado para placa de petri, usando folha de papel A4; **B)** Álcool etílico misturado com a amostra, seguido de movimentos “vai e volta”; **C)** Separação de pesados (margens) e leves (centro) após aplicação de movimentos; **D)** Retirada de leves com pipeta plástica descartável.

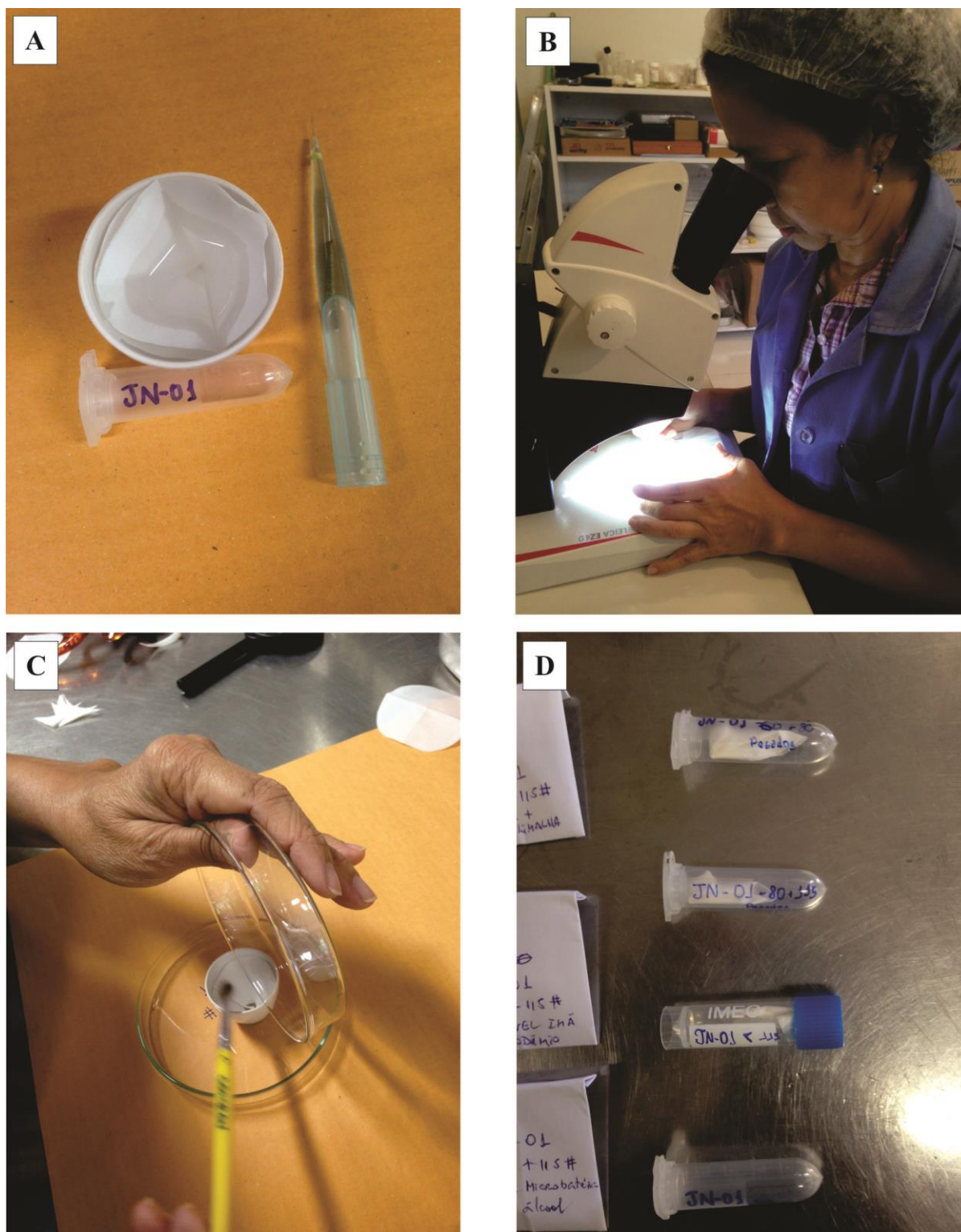


Figura 6 – Etapas da fase de separação do zircão: **A)** Material utilizado: Agulha, cadinho de porcelana com álcool isopropílico e revestido com papel manteiga e *eppendorf*; **B)** Utilização da lupa; **C)** Retirada dos zircões separados para armazenar; **D)** Armazenamento dos zircões em tubos criogênicos e/ou *eppendorf*.

A.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O treinamento em separação de minerais pesados foi muito importante, pois possibilitou a visualização e experimentação de técnicas relativamente simples, mas extremamente eficientes para separar cristais de zircão para estudos geocronológicos. Com o advento dessa metodologia no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), o processo de separação mineral tornou-se menos oneroso e danoso aos estudantes/técnicos/pesquisadores do laboratório, além de ser mais rápido, haja vista que em apenas 1 (um) dia os zircões de uma amostra estarão separados e prontos para serem levados à próxima etapa.