



Universidade Federal do Pará



Instituto de Geociências



Faculdade de Geologia

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**RAFAEL ESTUMANO LEAL**

**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA PARA CARACTERIZAÇÃO  
DE PLÚTONS GRANÍTICOS NO DOMÍNIO EREPECURU-  
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO  
PARÁ**

**GEOCIÊNCIAS**  
**U F P A**

**BELÉM - PARÁ**

**MARÇO DE 2013**

RAFAEL ESTUMANO LEAL

**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA PARA CARACTERIZAÇÃO  
DE PLÚTONS GRANÍTICOS NO DOMÍNIO EREPECURU-  
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO  
PARÁ.**

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geologia  
do Instituto de Geociências da  
Universidade Federal do Pará – UFPA,  
em cumprimento as exigências para  
obtenção do grau de Bacharel em  
Geologia.

Orientadora: Dra. Lúcia Travassos da  
Rosa-Costa. (CPRM-Belém)

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

Belém

2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da UFPA

---

- L435i Leal, Rafael Estumano  
Integração geológico-geofísica para caracterização de plútons graníticos no domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, Noroeste do Pará / Rafael Estumano Leal; Orientadora: Lúcia Travassos da Rosa-Costa; Coorientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb– 2013  
92 f. : il.  
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.
1. Geocronologia. 2. Integração geológico-geofísica. 3. Magmatismo orosiriano. 4. Noroeste do Pará. I. Rosa-Costa, Lúcia Travassos da, *orient.* II. Gorayeb, Paulo Sergio de Sousa, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.  
CDD 22<sup>a</sup> ed.:551.7098115
-

RAFAEL ESTUMANO LEAL

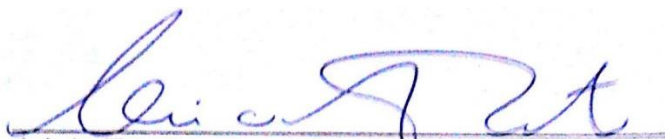
**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA PARA CARACTERIZAÇÃO  
DE PLÚTONS GRANÍTICOS NO DOMÍNIO EREPECURU-  
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, NOROESTE DO  
PARÁ.**

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geologia do  
Instituto de Geociências da Universidade  
Federal do Pará – UFPA, em cumprimento  
as exigências para obtenção do grau de  
Bacharel em Geologia.

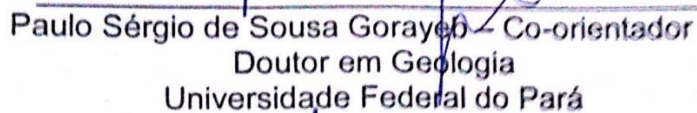
Data da aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

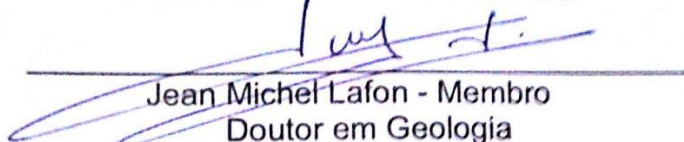
Banca Examinadora:



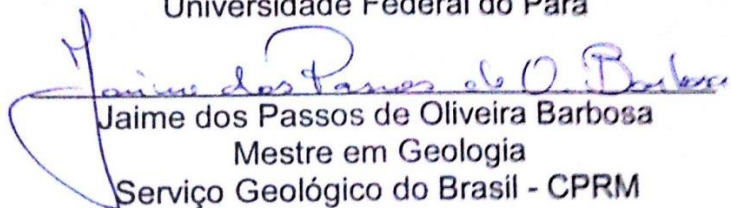
Lúcia Travassos da Rosa-Costa – Orientadora  
Doutora em Geologia  
Serviço Geológico do Brasil – CPRM



Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb – Co-orientador  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará



Jean Michel Lafon - Membro  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará



Jaime dos Passos de Oliveira Barbosa  
Mestre em Geologia  
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

*Aos meus pais Américo Leal e Ana Cleide Estumano, e aos meus irmãos Martina, Brenda e Leal Filho, por terem me apoiado e me feito feliz todos esses anos.*

## **AGRADECIMENTOS**

À Deus por ter permitido a concretização de mais um sonho e ter me ajudado a superar todas as dificuldades.

Aos meus pais Américo Leal, Ana Cleide Estumano, meu padrasto Reinaldo Barros e meus irmãos Martina, Brenda e Leal Filho por terem me incentivado nesses 5 anos.

À minha orientadora, chefe e amiga Dra. Lúcia Travassos, por ter me apoiado durante o meu estágio na CPRM-Belém e por ter me auxiliado (até nos fins de semana) na elaboração deste trabalho.

À CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém, pelo apoio institucional, cedendo amostras, imagens aerogeofísicas, laboratórios e equipamentos.

À Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e Faculdade de Geologia pelo apoio institucional.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso/UFGPA pelas análises realizadas.

Aos meus eternos amigos da turma de 2008 de Geologia, em especial, a Bruna Nogueira, Rachel Alves, Luisa Barros, Joana D'arc Queiroz, Carlos Alberto, Paulo Soares (Pop), Haline Vasconcellos, Ingrid Viana, Juvenal Neto, Raphael Neto, Maurício Jorge, Aldemir Sotero (Cris) e Lucas Noronha (Chealsea).

Aos amigos geólogos na CPRM-Belém, Regina Santos, Jaime Barbosa e Margarete Simas pela ajuda em minhas dúvidas constantes.

À Dra. Fabriciana Guimarães pela ajuda nas análises no Pará-Iso/UFGPA.

Ao Prof. Dr. Jean Michel Lafon pelo apoio durante o processamento e interpretação dos dados geocronológicos.

Muito Obrigado a todos!

*“Eu talvez não tenha muitos amigos. Mas os que eu tenho são os melhores que alguém poderia ter.”*

*(Vinícius de Moraes)*

## RESUMO

As rochas graníticas do noroeste do estado do Pará fazem parte de uma extensa associação vulcano-plutônica que marcou a região central do Cráton Amazônico durante o Orosiriano. A área desse estudo está localizada no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, que representa a referida associação no sul do Escudo das Guianas, no noroeste do Estado do Pará. Neste domínio grande parte dos corpos graníticos foi agrupada na Suíte Intrusiva Mapuera, cuja idade é estabelecida em torno de 1,89 – 1,87 Ga. Neste trabalho, os estudos foram realizados em um corpo granítico que aflora na porção central deste Domínio, correlacionado à referida Suíte. As análises petrográficas permitiram distinguir cinco fácies nesse corpo, onde a porção norte é predominantemente sienogranítica e a porção sul, é monzo- a granodiorítica, as quais apresentam padrões geofísicos distintos, e representam, respectivamente as unidades litogeofísicas A (anfíblio-biotita sienogranito e biotita sienogranito) e B (anfíblio-biotita monzo- a granodiorito). As variações composicionais e as assinaturas geofísicas distintas observadas colocaram em questionamento a contemporaneidade dessas rochas e se a mesmas foram formadas pelo mesmo evento magmático ou se são representantes de eventos magmáticos distintos. Foi realizado estudo geocronológico pelo método de evaporação de Pb em zircões de amostras representativas das unidades litogeofísicas A e B, respectivamente, um anfíblio-biotita sienogranito e um anfíblio-biotita monzogranito. As idades obtidas de  $1977 \pm 4$  Ma (MSWD=2.7) e  $1982 \pm 9$  Ma (MSWD=11), que se sobrepõem dentro do limites dos erros, revelaram que as duas amostras datadas provêm de um mesmo corpo plutônico, ou seja, as unidades litogeofísicas A e B não representam corpos magmáticos distintos. Portanto, as diferenças de assinatura aerogeofísica provavelmente refletem apenas diferenças composicionais de fácies petrográficas distintas. Essas idades revelaram também que este corpo não pertence à Suíte Intrusiva Mapuera, podendo ser correlacionado a outros corpos graníticos mais antigos que vêm sendo mapeados no nordeste do Estado do Amazonas, sudeste do estado de Roraima, e no Domínio Tapajós, no Estado do Pará.

Palavras-chave: Geocronologia. Integração geológico-geofísica. Magmatismo orosiriano. Noroeste do Pará.

## ABSTRACT

The granitic rocks of the northwestern of Pará state are part of an expressive Orosirian volcano-plutonic association of the Amazon Craton. The area of this study is located in the southwestern of the Erepecuru-Trombetas Domain, in southern Guayana Shield, northwest of the Pará state. Most of the granitic bodies are grouped in the Mapuera Intrusive Suite, whose the age is established around 1.89 to 1.87 Ga. This study was conducted in a granitic body which outcrops in the central portion of this domain, correlated to that suite. The petrographic analysis allowed to distinguish five facies in this body, the northern comprises predominantly sienogranites and southern portion, is composed by monzo- to granodiorites, which have distinct geophysical patterns, and represent, respectively, the lithogeophysical units A (amphibole-biotite syenogranite and biotite syenogranite ) and B (amphibole-biotite monzo- to granodiorite it). The compositional variations and distinct geophysical signatures observed put into question the contemporaneity of these rocks and if they were formed by the same magmatic event or they are representatives of distinct magmatic events. Geochronological study was conducted by Pb-evaporation on zircon in representative samples of the lithogeophysical units A and B, respectively, an amphibole-biotite syenogranite and an amphibole-biotite monzogranite. The ages obtained were  $1977 \pm 4$  Ma (MSWD = 2.7) and  $1982 \pm 9$  Ma (MSWD = 11), which overlap within the errors, and this results showed that the two samples come from the same plutonic body. In other words, the lithogeophysical units A and B do not represent distinct magmatic bodies. Therefore, differences in airborne geophysical signature result of compositional differences of petrographic facies. These ages also revealed that the dated body does not belong to Mapuera Intrusive Suite. It can be correlated to older granitic bodies that have been mapped in Amazonas and Roraima states, and in the Tapajós Domain, in Pará state.

Keywords: Zircon geochronology. Geological-geophysical integration. Orosirian magmatism. Northwest of Para.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A) e da área de estudo no Escudo das Guianas, Cráton Amazônico..... 19
- Figura 2 - Localização geográfica da área de estudo dentro da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A), no NW do Pará, com destaque à rede hidrográfica, principal via de acesso.....20
- Figura 3 - Províncias geotectônicas da América do Sul .....21
- Figura 4 - Províncias tectônicas do Cráton Amazônico. ....23
- Figura 5 - Províncias e domínios tectônicos do Estado do Pará, com destaque às áreas da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A) e de estudo, localizadas no Domínio Erepecuru-Trombetas. ....26
- Figura 6 - Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Erepecuru-Trombetas. Destaque para a área desse estudo. ....27
- Figura 7 - Mapa geológico simplificado da área de estudo, porção noroeste da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A). ....31
- Figura 8 - Afloramentos de granitoides ao longo do rio Caxipacoré, obtidos em trabalhos de campo da CPRM-Serviço Geológico Brasil, realizados em 2011. 33
- Figura 9 - Equipamentos utilizados para concentração de zircões e estudo geocronológico. (A) Britador, (B) moinho a disco, (C) Conjunto de peneiras nas frações 80 #, 115# e 200 #, (D) conjunto de bateias, (E) Separação de minerais magnéticos com auxílio de ímã de mão, (F) Separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, (G) Conjunto de microbateias, (H) Lupa binocular, (I) Filamento de Rênio, (J) Espectrômetro de massa (TIMS) modelo Finnigan MAT 262.....38
- Figura 10 - Fácies anfibólio-biotita sienogranito. (A), (B) e (C) aspecto texturais das amostras SS-R-16, LT-R-16 e LT-R-19. (D) Extenso lajeiro no leito do rio Caxipacoré.....41
- Figura 11 - Fácies biotita sienogranito. (A) Extenso lajeiro no leito do rio Caxipacoré. (B), (C) e (D) aspectos texturais das amostras SS-R-15, LT-R-15 e SS-R-12, respectivamente.....42

- Figura 12 - Fácies anfibólio-biotita monzogranito e anfibólio-biotita monzogranito fino. (A) Feições de magma mingling, com cristais “pingados” de feldspato potássico da fácies mais grossa na fácies mais fina. (B) e (C) Diferença na granulação entre as duas facies. (*Abm* – *Anfibólio-biotita monzogranito*, *Abmf* – *Anfibólio-biotita monzogranito fino*, *Fk* – *Feldspato potássico*). .....43
- Figura 13 - Fácies anfibólio-biotita granodiorito. (A) Lajeiro no leito do rio Caxipacoré. (B) aspecto textural da amostra SS-R-09. ....44
- Figura 14 - Fotomicrografias da fácies anfibólio-biotita sienogranito. (A) e (B) Aspecto geral, granulação grossa e textura granular hipidiomórfica da amostra, NX 2x. (C) Cristal de feldspato potássico fraturado e com extinção ondulante moderada, NX 2x, (D) cristal de plagioclásio deformado, amostra LT-R-16, NX 4x, (E) Fase máfica fortemente cloritizada, NX 2x, LT-R-16. (F) Cristal de titanita bem desenvolvido, euédrico, com formato losangular, NX 4x, amostra LT-R-19. (*Bt* – *Biotita*, *Fk* – *feldspato potássico*, *Pl* – *plagioclásio*, *Ti* – *titanita*). .....47
- Figura 15 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as amostras LT-R-16, LT-R-19, SS-R-10, SS-R-13 e SS-R-16, classificadas como anfibólio-biotita sienogranito. ....48
- Figura 16 - Fotomicrografia da fácies biotita sienogranito. (A), (B) e (C) textura granular hipidiomórfica das amostras LT-R-15, LT-R-17 e SS-R-12, respectivamente. (D) desenvolvimento de micropertitas em cristal de feldspato potássico, amostra SS-R-15, NX 2x. (E) intercrescimento levemente radial de quartzo em cristal de feldspato potássico (intercrescimento granofírico), amostra LT-R-15, NX 4x. (F) Cristal de feldspato potássico intensamente fraturado, com microfraturas preenchidas por epídoto+clorita, evidência de deformação cataclástica, LT-R-17, NX 2x. (*Cl* – *clorita*, *Ep* – *epídoto*, *Fk* – *feldspato potássico*, *Pl* – *plagioclásio*, *Qz* – *quartzo*, *Ti* – *titanita*). .....51
- Figura 17 - Fotomicrografias da fácies biotita sienogranito. (A) cristal de quartzo com extinção fortemente ondulante ocasionado por sua intensa deformação, amostra LT-R-17, NX 2x.(B) Fase máfica intensamente cloritizada, amostra LT-R-17, LN 2x. (C) Cristal de titanita bem formado, euédrico, exibindo seções losangulares, amostra SS-R-15, NX 4x. (D) Finos cristais de titanita secundária, amostra SS-R-12, LN 4x. (E) Maclas levemente deformadas e encurvadas em cristal de plagioclásio, amostra LT-R-17, NX 4x. (F) Cristal de plagioclásio intensamente fraturado, formando *kink bands*, amostra LT-R-15, NX 10x.(*Fk* – *feldspato potássico*, *Pl* – *plagioclásio*, *Qz* – *quartzo*, *Ti* – *titanita*). .....52

- Figura 18 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as amostras LT-R-15, LT-R-17, SS-R-12 e SS-R-15, classificadas como biotita sienogranito.....53
- Figura 19 - Fotomicrografias da fácies anfibólio-biotita monzogranito. (A) e (B) rochas de granulação grossa e textura granular hipidiomórfica, amostras LT-R-10 A e LT-R-08, respectivamente, NX 2x. (C) Pseudomorfo de plagioclásio totalmente substituído por carbonato, amostra SS-R-07, NX 4x. (D) Maclas preservadas e levemente encurvadas em pseudomorfo de plagioclásio, amostra SS-R-07, NX 10x. (E) rocha intensamente alterada para clorita e carbonato, amostra SS-R-07, NX 4x. (F) cristal de plagioclásio fortemente fraturado, amostra SS-R-07, NX 4x. (*Af* – anfibólio, *Bt* – Biotita, *Cl* – clorita, *Fk* – feldspato potássico, *Pl* – plagioclásio, *Qz* – quartzo).....56
- Figura 20 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as amostras SS-R-07, LT-R-08 e LT-R-10 A, classificadas como biotita sienogranito.....57
- Figura 21 - Fotomicrografias da fácies anfibólio-biotita monzogranito fino. (A) textura granular hipidiomórfica; (B) textura microporfirítica, com cristais mais desenvolvidos de plagioclásio, NX 2x. (C) cristal de plagioclásio zonado, (D) cristal de feldspato potássico pertitzado, (E) lamelas xenomórficas de biotita, (F) cristal anédrico de anfibólio, amostra LT-R-10 B, NX 4x. (*Af* – anfibólio, *Bt* – Biotita, *Fk* – feldspato potássico, *Pl* – plagioclásio, *Qz* – quartzo).....60
- Figura 22 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para a amostra LT-R-10 B, classificada como anfibólio-biotita monzogranito fino. ....61
- Figura 23 - Fotomicrografia da fácies anfibólio-biotita granodiorito. (A) Textura porfirítica e (B) glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio e matriz composta por finos cristais de plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, NX 2x. (C) Zoneamento composicional normal em plagioclásio, com núcleo intensamente alterado para sericita e bordas preservadas, NX 4x. (D) Pseudomorfos de plagioclásio, totalmente substituídos, NX 2x. (E) Aglomerados máficos de biotita e anfibólio, NX 4x. (F) Cristal de biotita totalmente substituída por clorita e opacos, NX 10x, amostra SS-R-09. (*Af* – anfibólio, *Bt* – Biotita, *Cl* – clorita, *Pl* – plagioclásio, *Qz* – quartzo).....64
- Figura 24 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para a amostra SS-R-09, classificada como anfibólio-biotita granodiorito.....65
- Figura 25 - Mapas gamaespectrométricos. (A) Mapa do canal do Th e unidades litogeofísicas individualizadas. (B) Mapa Ternário de K-Th-U, composição RGB (no inglês, *Red*, *Green* e *Blue*) e unidades litogeofísicas. ....70
- Figura 26 - Mapa de unidades litogeofísicas, obtidas a partir dos mapas gamaespectrométricos do canal do Th e Ternário de K-Th-U. ....71

Figura 27 - Mapas gamaespectrométricos. (A) Mapa do canal do K e unidades litogeofísicas individualizadas. (B) Mapa do canal do U e unidades litogeofísicas. ....	72
Figura 28 - Mapa magnetométrico de Amplitude de Sinal Analítico e Unidades Litogeofísicas. ....	73
Figura 29 - Cristais de zircão da amostra LT-R-16 (anfibólio-biotita sienogranito). (A) e (B) cristais automórficos com tamanhos variados, (C) Cristais que evidenciam zoneamento, inclusões e microfraturamento. ....	76
Figura 30 - Cristais de zircão da amostra LT-R-08 (anfibólio-biotita monzogranito), (A) grãos euédricos fortemente metamícticos, (B) Destaque para o cristal com núcleo mais límpido mostrando inclusões e microfraturas. ....	77
Figura 31 - Quadro tipológico que mostra os diferentes tipos e subtipos fundamentais da classificação de Pupin e Turco (1972). Destaque para os tipos e subtipos identificados para as amostras analisadas nesse trabalho. ....	77
Figura 32 - Diagrama de evaporação de Pb para as rochas (A) anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16) e (B) Anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08).....	81
Figura 33 - Integração dos dados geofísicos, petrográficos e geocronológicos, discutidos neste trabalho. ....	85

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para as amostras LT-R-16, LT-R-19, SS-R-10, SS-R-13 e SS-R-16, classificadas com anfibólio-biotita sienogranito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).....48
- Tabela 2 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para as amostras LT-R-15, LT-R-17, SS-R-12 e SS-R-15, classificadas como biotita sienogranito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).....53
- Tabela 3 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para as amostras SS-R-07, LT-R-08 e LT-R-10 A, classificadas como anfibólio-biotita monzogranito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).....57
- Tabela 4 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para a amostra LT-R-10 B, classificada como anfibólio-biotita monzogranito fino. (Tr – minerais de alteração ou substituição). .....61
- Tabela 5 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para a amostra SS-R-09, classificada como anfibólio-biotita granodiorito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).....65
- Tabela 6 - Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão para as amostras LT-R-16 e LT-R-08. Valores em negrito foram incluídos nos cálculos idades com erros de  $2\sigma$ . \*Excluídos do cálculo da idade. ....80

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	18
1.2	APRESENTAÇÃO .....	18
2	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	21
2.1	CRÁTON AMAZÔNICO .....	21
2.2	COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO .....	22
2.1.1.	<b>Província Amazônia Central</b> .....	24
3	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO/TECTÔNICO LOCAL</b> .....	28
3.1	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS (ASSOCIAÇÃO VULCANO-PLUTÔNICA) DA ÁREA DE ESTUDO .....	28
3.1.1	<b>Grupo Iricoumé</b> .....	28
3.1.2	<b>Suíte Intrusiva Mapuera</b> .....	29
3.1.3	<b>Outras Unidades</b> .....	30
4	<b>OBJETIVOS</b> .....	32
5	<b>ATIVIDADES E TÉCNICAS APLICADAS</b> .....	34
5.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA .....	34
5.2	SELEÇÃO DE AMOSTRAS PARA ESTUDO .....	34
5.3	ESTUDO PETROGRÁFICO .....	34
5.4	GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA .....	35
5.4.1	<b>Princípio do método Pb-Pb em zircão</b> .....	35
5.4.2	<b>Procedimento Analítico</b> .....	35
5.5	INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS .....	37
6	<b>CARACTERIZAÇÃO MESOSCÓPICA E MICROSCÓPICA DAS ROCHAS ESTUDADAS</b> .....	39
6.1	CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS .....	39
6.1.1	<b>Anfibólio-biotita Sienogranito (ABs)</b> .....	39
6.1.2	<b>Biotita sienogranito (Bs)</b> .....	39
6.1.3	<b>Anfibólio-biotita monzogranito (ABm)</b> .....	39
6.1.4	<b>Anfibólio-biotita monzogranito fino (ABmf)</b> .....	40
6.1.5	<b>Anfibólio-biotita granodiorito (ABg)</b> .....	40
6.2	CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS .....	44
6.2.1	<b>Anfibólio-Biotita Sienogranito (ABs)</b> .....	44

6.2.2	<b>Biotita sienogranito (Bs)</b> .....	49
6.2.3	<b>Anfibólio-biotita monzogranito (ABm)</b> .....	54
6.2.4	<b>Anfibólio-biotita monzogranito fino (ABmf)</b> .....	58
6.2.5	<b>Anfibólio-biotita granodiorito (ABg)</b> .....	62
7	<b>INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA</b> .....	66
7.1	MÉTODOS AEROGEOFÍSICOS .....	66
7.2	INTERPRETAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA.....	68
7.3	INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA.....	73
8	<b>TIPOLOGIA DOS ZIRCÕES</b> .....	74
9	<b>GEOCRONOLOGIA</b> .....	78
9.1	RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES.....	78
10	<b>DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS</b> .....	82
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	86

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.2 APRESENTAÇÃO

A região noroeste do Estado do Pará, porção centro-sul do Escudo das Guianas (Figura 1), tem sido alvo de mapeamento geológico da CPRM-Serviço Geológico do Brasil em escala de semi-detalhe (1:250.000), através do Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A). A Folha Rio Trombetas engloba uma área de aproximadamente 18.000 Km<sup>2</sup>, é limitada pelos paralelos 00° S a 01° 00' S e meridianos 57° 00'W e 55° 49' W, e abrange, geograficamente, parte dos municípios de Oriximiná e Óbidos (Figura 2). A área selecionada está localizada especificamente na porção noroeste da folha, tendo como os principais cursos d'água os rios Trombetas, Caxipacoré e igaparé Paboca (Figura 2).

Apesar do grande avanço no conhecimento geológico nos últimos anos, a região noroeste do Pará ainda é um dos setores menos conhecidos do território paraense, sendo, entretanto, reconhecida como uma área de grande interesse geotectônico e potencial metalogenético, necessitando, portanto, de estudos geológicos direcionados à cartografia, caracterização litológica e geocronológica. Os últimos levantamentos geológicos foram realizados ainda na década de 1980 (JORGE JOÃO et al. 1984), em escala de reconhecimento, sem as ferramentas modernas hoje disponíveis, e suportados por dados geocronológicos obtidos através das sistemáticas Rb-Sr e K-Ar, que são métodos limitados para definição da idade de formação de rochas. Por conta disso, em 2011, a CPRM-Serviço Geológico do Brasil, iniciou novos trabalhos de mapeamento geológico na área da Folha Rio Trombetas, subsidiados por levantamentos aerogeofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos) de alta resolução, trabalhos de campo, análises petrográficas, litoquímicas e determinações geocronológicas, utilizando métodos mais robustos.

Com o objetivo de contribuir para o conhecimento geológico desta região, este estudo foi realizado em nível de Trabalho de Conclusão de Curso, vinculado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (FAGeo/IG/UFPA) e com suporte da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, através da Superintendência Regional de Belém.

A estrutura organizacional deste trabalho inclui inicialmente o estudo geológico regional da região noroeste do Pará (Capítulo 2), onde a área de estudo está inserida. No capítulo 3 será discutida a contextualização geológica da área e as unidades litoestratigráficas definidas para essa região. Em seguida serão apresentados os principais objetivos que motivaram o desenvolvimento desta pesquisa (Capítulo 4), assim como as atividades e métodos analíticos que permitiram o cumprimento dos objetivos propostos (Capítulo 5). Os resultados alcançados neste trabalho a partir de estudo petrográfico, integração geológico-geofísica, caracterização da tipologia de zircões e do estudo geocronológico serão apresentados nos capítulos 6, 7, 8 e 9, respectivamente. Finalmente, os dados obtidos nesta pesquisa serão abordados de forma integrada no capítulo final (Capítulo 10).

Figura 1 - Localização da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A) e da área de estudo no Escudo das Guianas, Cráton Amazônico.

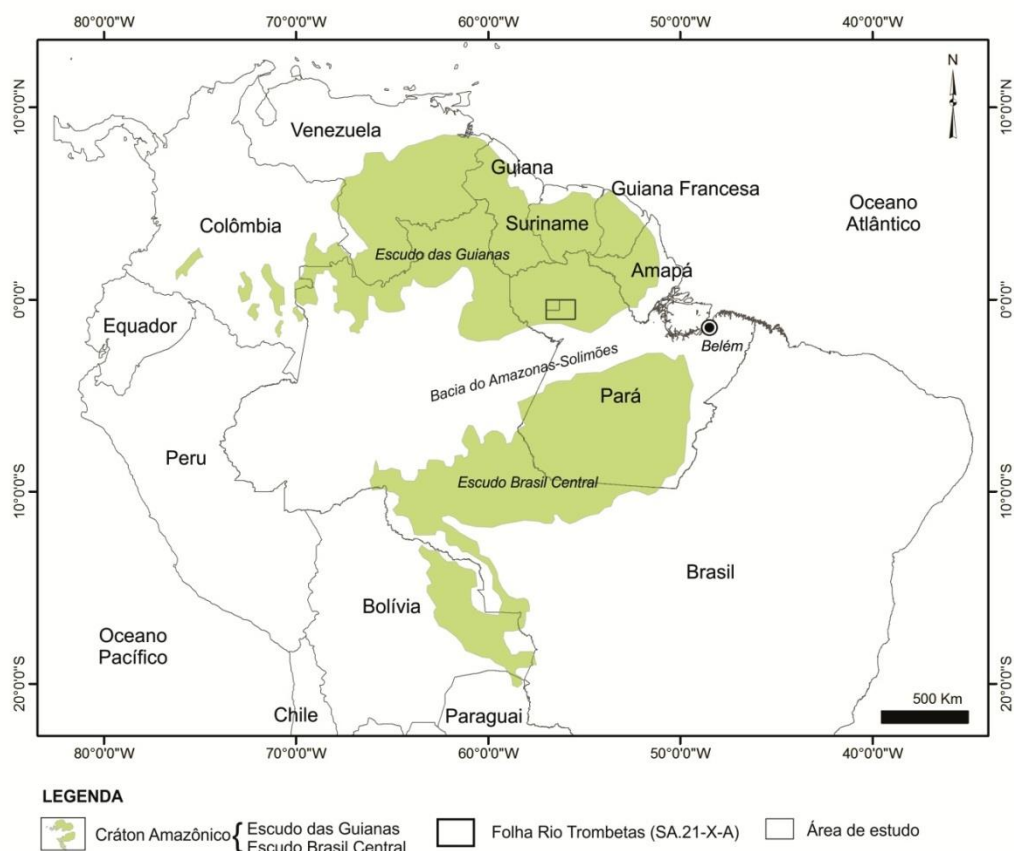
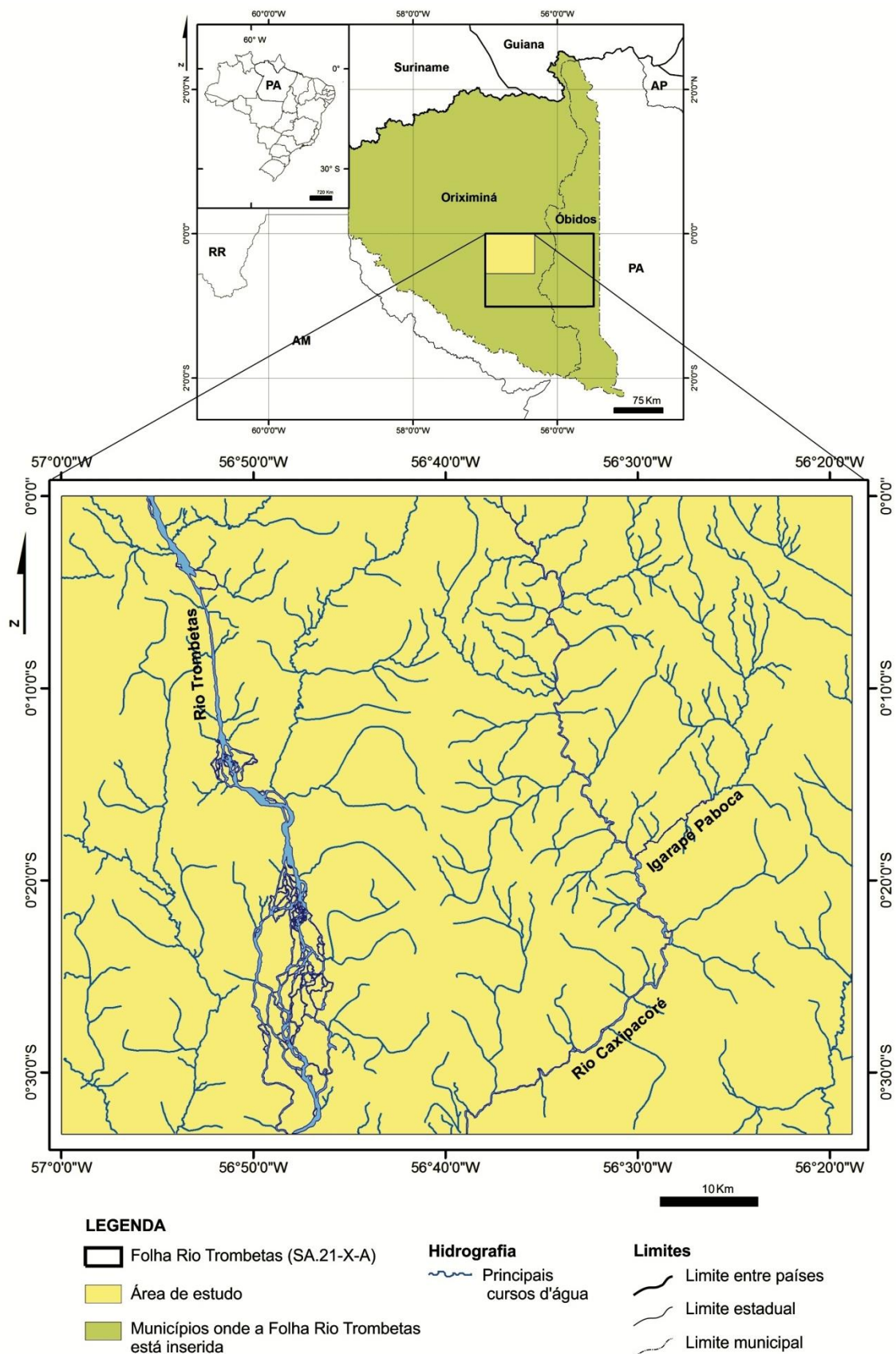


Figura 2 - Localização geográfica da área de estudo dentro da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A), no NW do Pará, com destaque à rede hidrográfica, principal via de acesso.

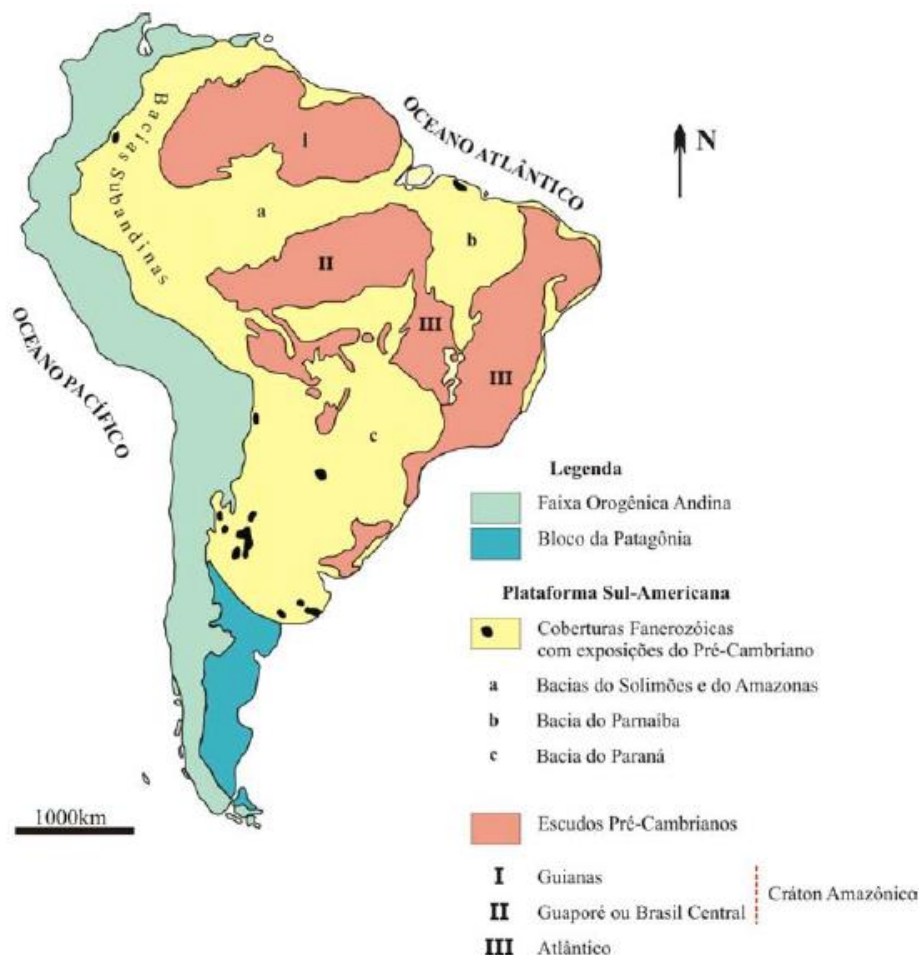


## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

O Crátón Amazônico está localizado na porção norte da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA et al., 1981) e representa uma das maiores áreas cratônicas do mundo, o qual, é formado por dois escudos pré-cambrianos, o Escudo das Guianas e o Escudo Brasil Central ou Guaporé, geograficamente separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas-Solimões (TASSINARI et al., 1999, 2000). Apresenta uma extensa área de aproximadamente 4.500.000 km<sup>2</sup>, que inclui parte norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. (Figura 3).

Figura 3 - Províncias geotectônicas da América do Sul



Fonte: Cordani et al. (2000).

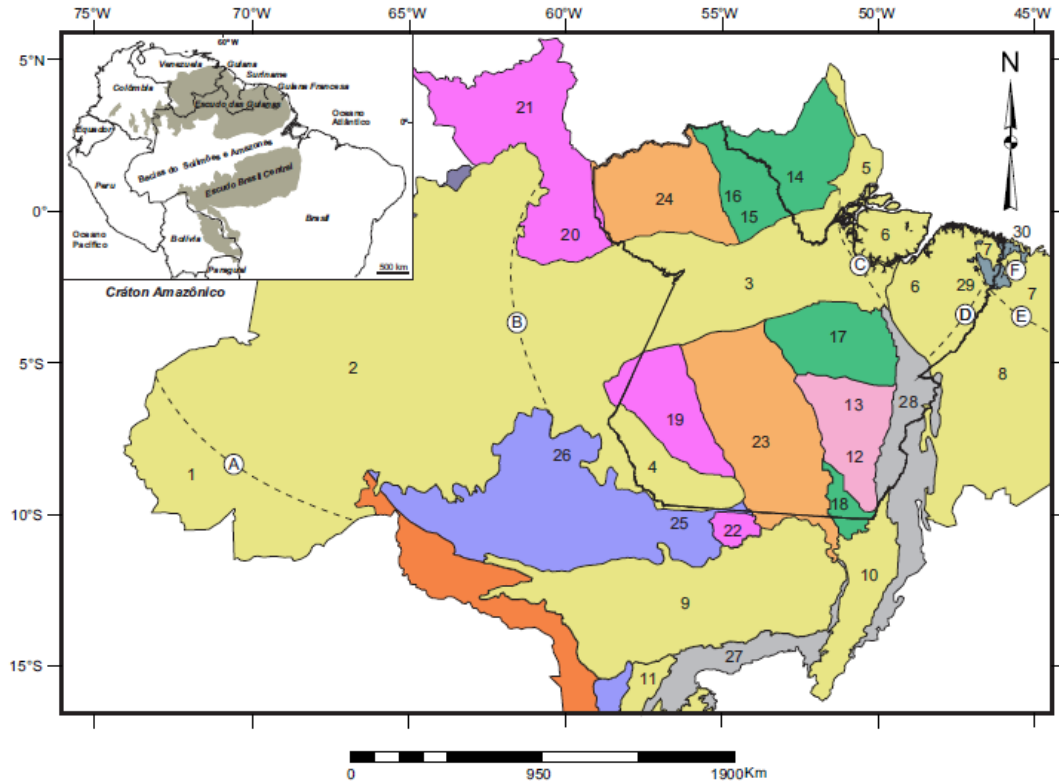
O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, constituída por várias províncias crustais de idades arqueana e mesoproterozóica, que foram estabilizadas tectonicamente por volta de 1,0 Ga. No Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras, o Cráton Amazônico se comportou como uma placa estável (BRITO NEVES; CORDANI, 1991).

## 2.2 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO

Diversas propostas têm sido apresentadas para compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, a exemplos, Amaral (1974), Cordani et al. (1979), Santos et al. (2000), Tassinari (1996) e Tassinari et al. (2000). Entretanto, duas propostas se destacam na literatura, apresentadas por Santos (2003) e Tassinari e Macambira (2004). Apesar de alguns pontos divergentes, as duas propostas são similares, principalmente quando admitem que o Cráton Amazônico, na sua evolução, é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozóico, em volta de um núcleo antigo, estabilizado no final do Arqueano.

Segundo a proposta de Santos (2003), adotada neste trabalho, o Cráton Amazônico é dividido em sete províncias tectônicas/geocronológicas, seguindo critérios como padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais e assinaturas geofísicas. As províncias foram denominadas da seguinte maneira: Carajás (3000-2500 Ma), Transamazonas (2260-1990 Ma), Tapajós-Parima (2030-1860 Ma), Amazônia Central (1900-1860 Ma), Rondônia-Juruena (1850-1540 Ma), Rio Negro (1820-1520 Ma) e Sunsás (1450-1000 Ma). (Figura 2.2).

Figura 4 - Províncias tectônicas do Cráton Amazônico.

**Províncias Tectônicas**

■ Tocantins

■ Parnaíba

**Cráton Amazônico**

■ Sunsás (1450 - 1000 Ma)

■ Rio Negro (1820 - 1520 Ma)

■ Rondônia- Juruena (1850 -1540 Ma)

■ Amazônia Central (1900-1860 Ma)

■ Tapajós-Parima (2030 - 1860 Ma)

■ Transamazonas (2260 - 1990 Ma)

■ Carajás (3000 - 2500 Ma)

■ Bacias e Coberturas Fanerozóicas

1 - Acre

2 - Solimões

3 - Amazonas

4 - Alto Tapajós

5 - Foz do Amazonas

6 - Marajó

7 - Bragança-Viseu / São Luís

8 - Parnaíba / Alpercatas / Grajaú

9 - Parecis

10 - Bananal

11 - Pantanal

**Arcos**

A - Iquitos

B - Purus

C - Gurupá

D - Capim (Tocantins)

E - Ferrer-Urbano Santos

F - Gurupi

**Domínios Pré-Cambrianos**

12 - Rio Maria

13 - Carajás

14 - Bloco Amapá

15 - Carecuru

16 - Paru

17 - Bacajá

18 - Santana do Araguaia

19 - Tapajós

20 - Uaimiri

21 - Parima

22 - Alta Floresta

23 - Iriá-Xingu

24 - Erepecuru-Trombetas

25 - Juruena

26 - Roosevelt-Aricuanã

27 - Cinturão Paraguai

28 - Cinturão Araguaia

29 - Cinturão Gurupi

30 - Fragmento Cratônico São Luís

Fonte: Almeida et al. (1977, 1981) e Santos (2003) apud Vasquez e Rosa-Costa, 2008.

### 2.1.1. Província Amazônia Central

De acordo com Santos (2003), a Província Amazônia Central está localizada na porção oriental do Cráton Amazônico, sendo caracterizada, sobretudo, por uma expressiva associação vulcano-plutônica, de idade orosiriana a estateriana, com estruturação essencialmente rúptil, seguindo orientação NW-SE. A Província Amazônia Central foi subdividida por Vasquez e Rosa-Costa (2008) nos domínios denominados Erepecuru-Trombetas e Iriri-Xingu, situados, respectivamente, a norte e sul da Bacia do Amazonas, sendo que no primeiro domínio, está localizada a região de estudo deste trabalho.

#### 2.1.1.1. Domínio Erepecuru-Trombetas

O Domínio Erepecuru-Trombetas foi compartimentado por Vasquez e Rosa-Costa (2008) em dois subdomínios, considerando a maior ou menor proporção de rochas do embasamento, denominados Erepecuru-Trombetas Leste e Erepecuru-Trombetas Oeste, respectivamente (Figura 2.3).

A área deste estudo localiza-se na porção central do Subdomínio Erepecuru-Trombetas Oeste, caracterizado essencialmente por uma associação vulcano-plutônica do Orosiriano, de ambiente intracontinental, apresentando ainda coberturas sedimentares de rifte continental, que constituem três tipos de associações tectônicas, referidas como Magmatismo Félsico Intracontinental, Magmatismo Máfico Intracontinental e Bacias Sedimentares (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) (Figura 2.4).

À associação tectônica Magmatismo Félsico Intracontinental estão relacionadas as unidades litoestratigráficas Suíte Intrusiva Água Branca, Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e Sienito Erepecuru. A Suíte Intrusiva Água Branca é composta por granitoides cálcico-alcálicos, com idades de colocação em torno de 1,9 Ga (ALMEIDA, 2006; SANTOS apud REIS et al., 2003; VALÉRIO, 2006).

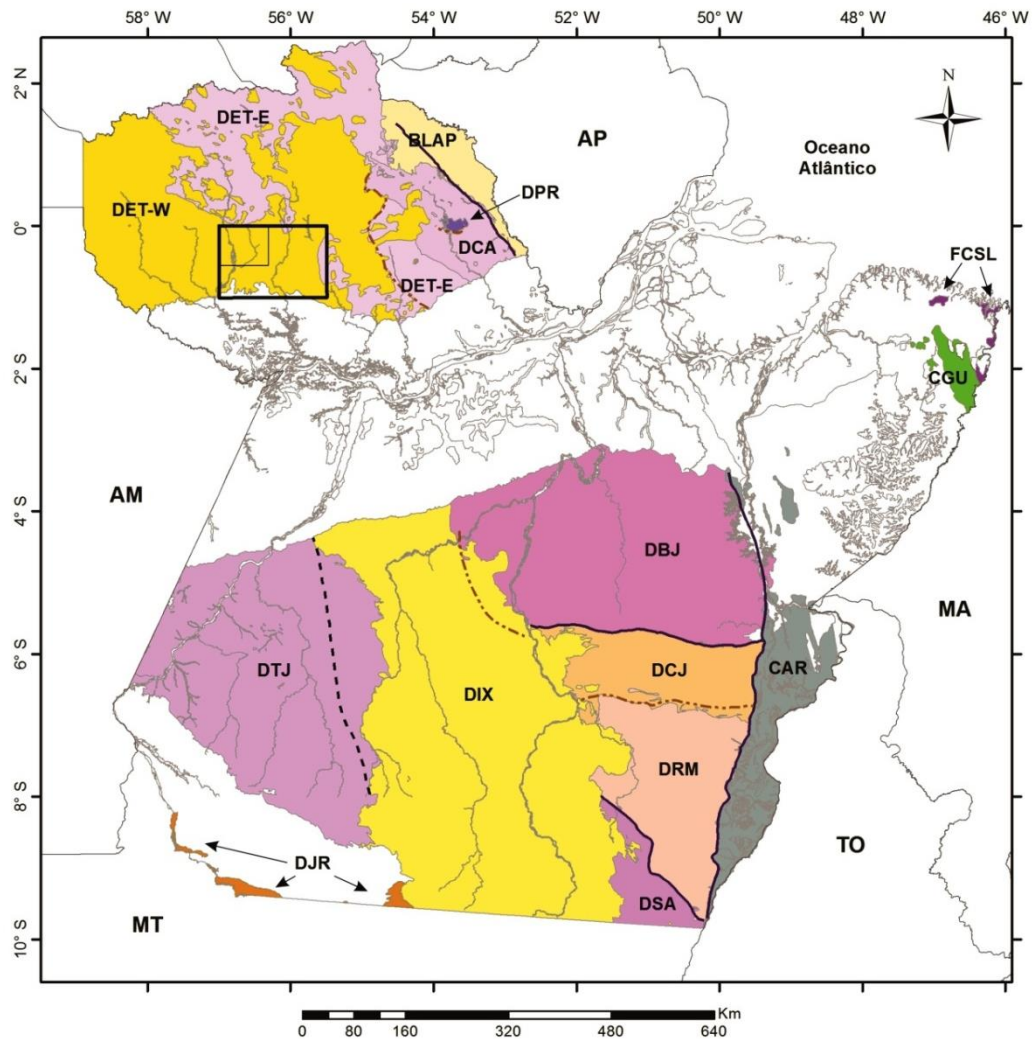
O Grupo Iricoumé é composto principalmente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, ácidas a intermediárias, com idade entre 1,90 e 1,88 Ga (ALMEIDA, 2006; COSTI et al., 2000; MACAMBIRA et al., 2002; REIS et al., 2003;

SANTOS et al., 2002; VALÉRIO, 2006). As rochas do Grupo Iricoumé são correlatas a rochas efusivas e piroclásticas na região de São Félix do Xingú, no Domínio Iriri-Xingu, que revelam idades de 1,88 Ga (FERNANDES et al., 2011; PINHO et al., 2006; apud Barreto et al., 2013) e a rochas da Província Aurífera Tapajós, no Domínio Tapajós, com idades entre 1,89 Ga e 1,87 Ga para a Formação Moraes Almeida e outras rochas do Grupo Iriri (DALL'AGNOL et al., 1999; LAMARÃO et al., 2002; MOURA et al. 1999; SANTOS et al., 2001; VASQUEZ et al., 1999; apud BARRETO et al., 2013). A Suíte Intrusiva Mapuera apresenta características geoquímicas semelhantes à de granitos do tipo A, com idades entre 1,89 e 1,86 Ga, são correlatas a Suíte Intrusiva Velho Guilherme, no Domínio Iriri-Xingu, que apresentam idades entre 1,89 Ga e 1,86 Ga (PINHO et al., 2006; TEIXEIRA et al., 2002; apud BARRETO et al., 2013) e as suítes intrusivas Tropas, Parauari e Maloquinha no Domínio Tapajós, com idades entre 1,91 Ga e 1,87 Ga (BRITO et al., 1999; KLEIN; VASQUEZ, 2000; LAMARÃO et al., 2002; SANTOS et al., 2000, 2001, 2004; VASQUEZ et al., 1999; apud BARRETO et al., 2013). O Sienito Erepecuru apresenta idade Rb-Sr de  $1806 \pm 69$  Ma (OLIVEIRA et al., 1975).

A associação Magmatismo Máfico Intracontinental é representada pela unidade informal Rochas Máficas Indiferenciadas e pelo Diabásio Suretama. Essas unidades foram pouco estudadas, com dados ainda imprecisos, a exemplo do Diabásio Suretama, que apresenta idade de  $1420 \pm 32$  Ma (ARAÚJO et al., 1976) pelo método K-Ar em plagioclásio.

A sequência sedimentar neste subdomínio é representada pela Formação Urupi (VEIGA JUNIOR et al., 1979), com idade mínima em torno de 1,78 Ga, que recobre as rochas do Grupo Iricoumé (SANTOS et al., 2002). A deposição das rochas desta formação está relacionada a um ambiente continental com contribuição de fontes detríticas de rochas vulcânicas ácidas (JORGE JOÃO et al., 1984). O posicionamento estratigráfico desta formação também é posterior ao vulcano-plutonismo Orosiriano e a sedimentação pode estar relacionada a um estágio avançado de evolução de um tafrógeno durante o Orosiriano. O Domínio Erepecuru-Trombetas ainda é marcado por manifestações plutônicas alcalinas do Mesoproterozóico (Sienito Mutum, 1,03 Ga / OLIVEIRA et al., 1975) e do Neoproterozóico (Complexo Alcalino Maicuru, 612 Ma / LEMOS; GASPARG, 2002).

Figura 5 - Províncias e domínios tectônicos do Estado do Pará, com destaque às áreas da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A) e de estudo, localizadas no Domínio Erepecuru-Trombetas.



#### PROVÍNCIAS E DOMÍNIOS TECTÔNICOS

##### Embasamento da Província Parnaíba

- Cinturão Gurupi - CGU (732 - 550 Ma)
- Fragmento Cratônico São Luis - FCSL (2240-2080 Ma)

##### Província Tocantins

- Cinturão Araguaia - CAR (<850 - 757 Ma)

##### Cráton Amazônico

##### Província Rondônia-Juruena

- Domínio Juruena - DJR (1790 - 1760 Ma)

##### Província Amazônia Central

- Domínio Erepecuru-Trombetas Oeste - DET-W
- Domínio Erepecuru-Trombetas Leste - DET-E
- Domínio Iriri-Xingu - DIX

##### Província Tapajós-Parima (2030-1860 Ma)

- Domínio Tapajós - DTJ

##### Província Transamazônicas (2260-1990 Ma)

- Domínio Carecuru - DCA
- Domínio Paru - DPR
- Bloco Amapá - BLAP
- Domínio Bacajá - DBJ
- Domínio Santana do Araguaia - DSA

##### Província Carajás

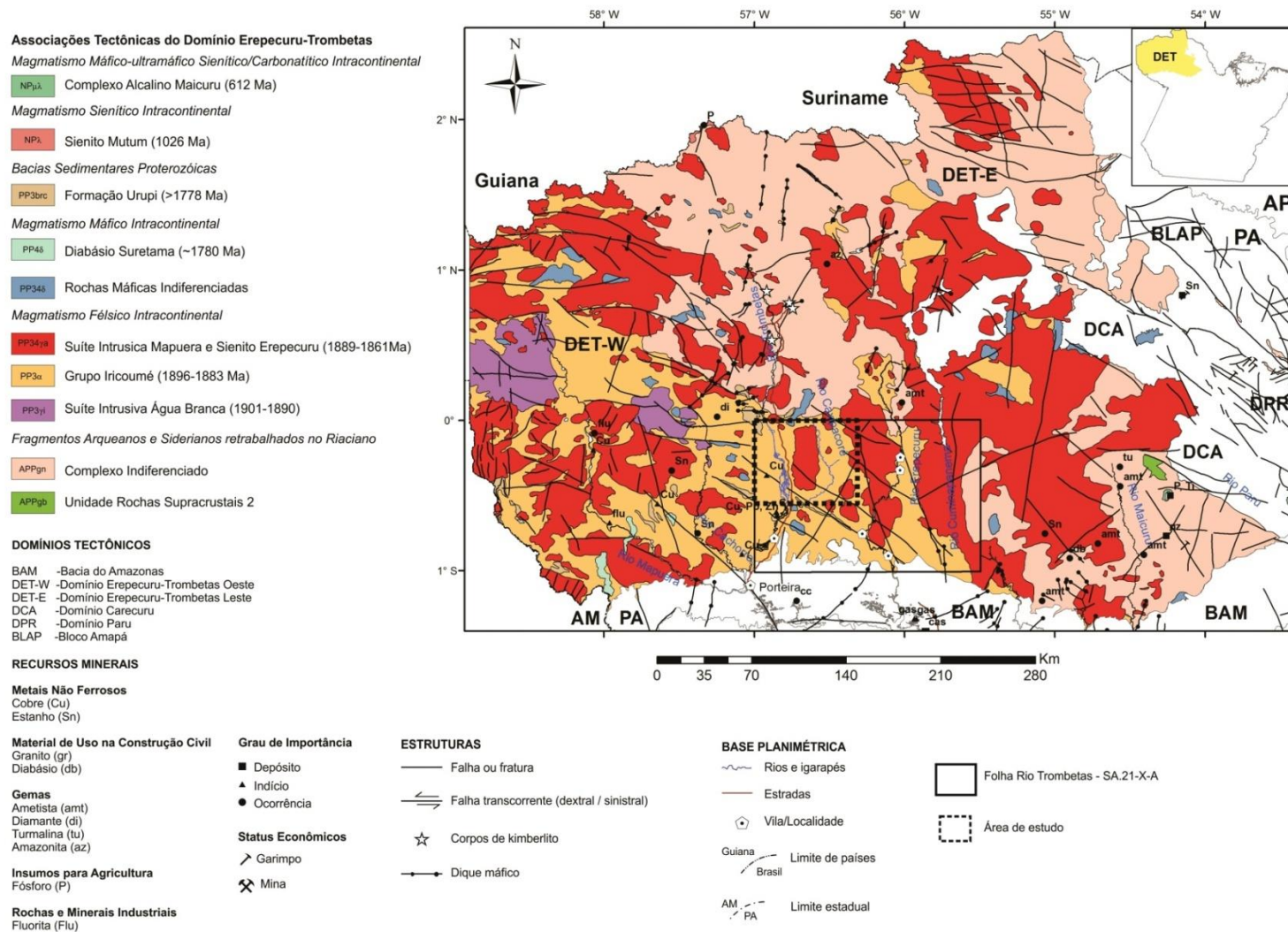
- Domínio Carajás - DCJ (2800 - 2500 Ma)
- Domínio Rio Maria - DRM (>3000 - 2800 Ma)

##### Tipos de Limite

- Assinatura Estrutural
- Assinatura Geofísica
- Assinatura Isotópica
- Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A)
- Área de estudo

Fonte: Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

Figura 6 - Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Erepecuru-Trombetas. Destaque para a área desse estudo.



Fonte: Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO/TECTÔNICO LOCAL

#### 3.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS (ASSOCIAÇÃO VULCANO-PLUTÔNICA) DA ÁREA DE ESTUDO

Com base no conhecimento geológico atual da área de estudo, são individualizadas quatro unidades litoestratigráficas: Grupo Iricoumé (VEIGA JUNIOR et al., 1979), Suíte Intrusiva Mapuera (MELO et al., 1978; VEIGA JUNIOR et al., 1979), Rochas Máficas Indiferenciadas (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) e Formação Urupi (VEIGA JUNIOR et al., 1979) (Figura 3.2).

##### 3.1.1 Grupo Iricoumé

A associação de rochas vulcânicas e piroclásticas, ácidas a intermediárias, isotrópicas e não metamorfisadas presentes no domínio Erepecuru-Trombetas foi designada inicialmente, por Oliveira et al. (1975), de Formação Iricoumé, e posteriormente foram agrupadas por Veiga Júnior et al. (1979) no então chamado Grupo Iricoumé. As rochas que constituem este grupo foram relacionadas ao magmatismo Uatumã (Supergrupo Uatumã) (MELO et al., 1978) e interpretadas como a fase extrusiva associada ao plutonismo dos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera.

Este grupo constitui rochas efusivas, termos hipabissais e rochas piroclásticas, de composições ácidas e intermediárias, predominantemente, representadas por riolitos, dacitos, com subordinados andesitos, latitos e traquitos, e seus correspondentes piroclásticos (BARRETO et al., 2012; JORGE JOÃO et al., 1984; OLIVEIRA et al., 1975; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Diversos dados geocronológicos foram obtidos a fim de determinar a idade de formação das rochas do Grupo Iricoumé. No estado do Pará, Oliveira et al. (1975) e Chaves (1977) obtiveram, respectivamente, as seguintes idades isocrônicas Rb-Sr,  $1835 \pm 35$  Ma e  $1870 \pm 58$  Ma. Mais recentemente, Barreto et al. (2013) obtiveram idades de  $1888 \pm 2,5$  Ma e  $1889 \pm 2$  Ma, pelo método de evaporação de

Pb em zircão, em ignimbritos coletados logo a sul da área de estudo, mais precisamente na confluência entre os rios Trombetas e Caxipacoré. Estas idades assemelham-se àquelas obtidas por diversos autores no Grupo Iricoumé, ou em unidades correlatas, nos estados do Amazonas e Roraima, as quais oscilam entre 1,88 e 1,89 Ga (COSTI et al., 2000; FERRON et al., 2006; MACAMBIRA et al., 2002; SANTOS et al., 2004; VALÉRIO et al., 2009). Vale destacar a correlação deste evento vulcânico com o Grupo Iriri, nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, a sul da bacia do Amazonas, também datado em torno de 1,88-1,89 Ga (FERNANDES et al., 2011; PINHO et al., 2006)

Barreto et al. (2013) otiveram, também na região dos rios Trombetas/Caxipacoré, uma idade de  $1992 \pm 3$  Ma em andesito, o que evidencia a existência de uma evento vulcânico mais antigo, que, portanto, não pode ser associado ao Grupo Iricoumé, o qual já é reconhecido a sul da Bacia do Amazonas, no âmbito do Domínio Tapajós (Formação Vila Riozinho, LAMARÃO et al., 2002).

### 3.1.2 Suíte Intrusiva Mapuera

A Suíte Intrusiva Mapuera foi proposta por Melo et al. (1978) para designar um conjunto de corpos graníticos e rochas intermediárias associadas, intensamente distribuídas nas fronteiras dos estados do Amazonas, Roraima e Pará.

No Domínio Erepecuru-Trombetas, os principais tipos litológicos da Suíte Intrusiva Mapuera variam entre monzogranitos a sienogranitos, e ocasionalmente álcali-feldspato granitos, geralmente de coloração avermelhada ou acinzentada, de granulação média a grossa, isotrópicos, com texturas variando de equigranular a porfírica, e variações de texturas rapakivi e granofírica (JORGE JOÃO et al., 1984; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

As características geoquímicas dos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera são semelhantes as dos granitos tipo A, fracamente aluminosos a moderadamente peraluminosos podendo ser associados a estágios tardi a pós-orogênicos, com assinatura compatível com associações graníticas subalcalinas a alcalinas supersaturadas (ALMEIDA, 2006; JORGE JOÃO et al., 1984; VALÉRIO, 2006).

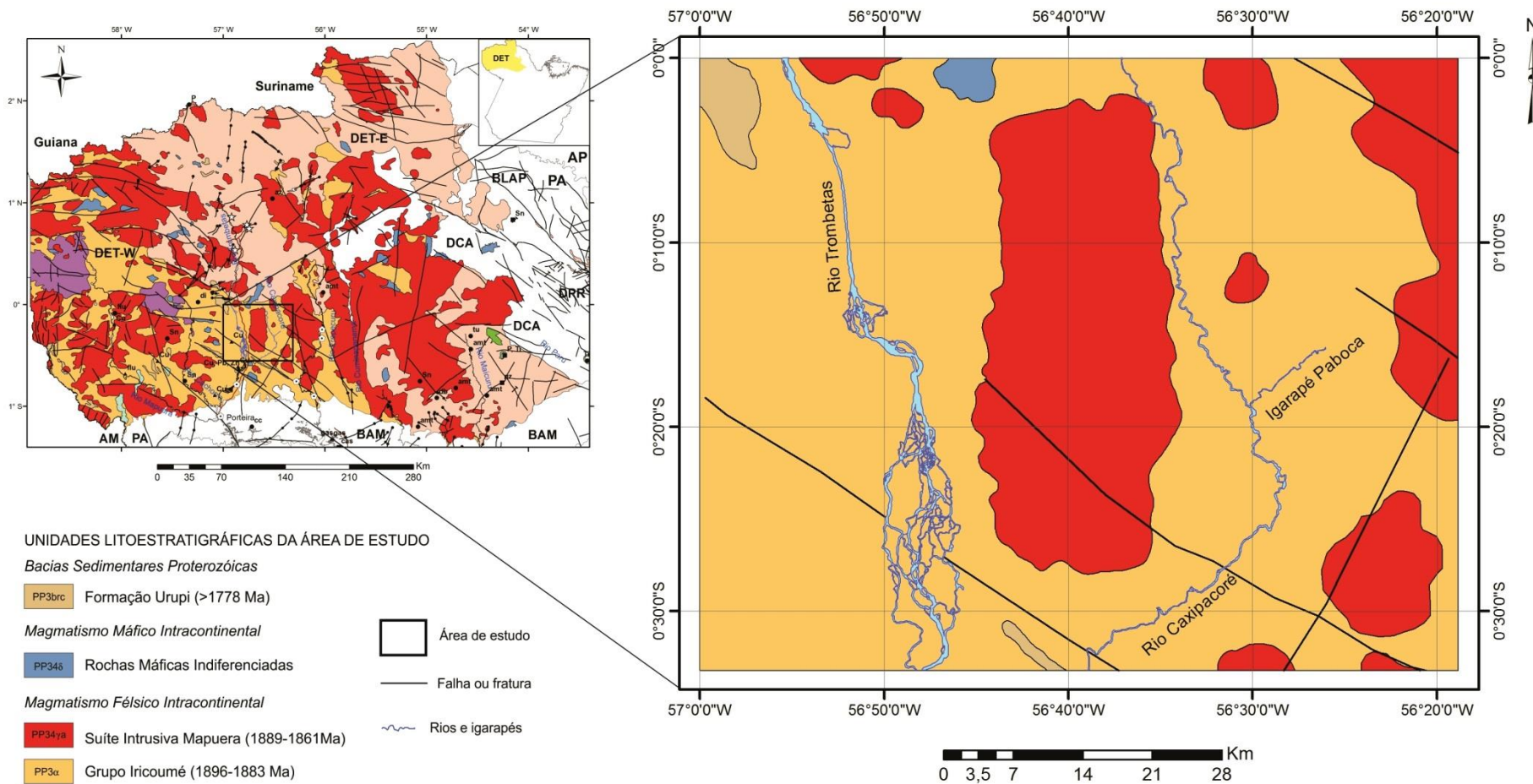
Plútons graníticos correlacionados a esta unidade, ou correlatas, têm sido datados nos estados do Amazonas e Roraima, utilizando-se métodos geocronológicos mais adequados (Pb-Pb e U-Pb SHRIMP), os quais forneceram idades entre 1,88 e 1,87 Ga Ma (ALMEIDA, 2006; VALÉRIO et al., 2010). Estes dados indicam que este evento magmático pode ser correlacionado às suítes Parauari, Tropas e Maloquinha e à Suite Intrusiva Velho Guilherme, que definem o magmatismo plutônico tipo-A nos domínios Tapajós e Irixi-Xingu (LAMARÃO et al., 2002; KLEIN et al., 2001; PINHO et al., 2006; SANTOS et al., 2004; TEIXEIRA et al., 2002; VASQUEZ et al., 2002 ).

No âmbito do domínio Domínio Erepecuru-Trombetas, os únicos dados geocronológicos dos granitos associados à Suíte Intrusiva Mapuera, obtidos através da sistemática Rb-Sr em rocha total, revelaram idades de  $1773 \pm 53$  Ma (OLIVEIRA et al., 1975) e  $1750 \pm 30$  Ma (JORGE JOÃO et al., 1984). Portanto, fica clara a necessidade de estudos geocronológicos mais sistemáticos nesta região, no intuito de se averiguar se os plutons graníticos cartografados como Suíte Intrusiva Mapuera de fato podem ser relacionados a esta unidade, ou se são produto de eventos mais antigos.

### 3.1.3 Outras Unidades

De acordo com o mapa da Figura 3.1, Vasquez e Rosa-Costa et al. (2008) individualizaram ainda corpos relacionados à Formação Urupi e à unidade informal Rochas Máficas Indiferenciadas, as quais não serão abordadas, visto que não são objeto de interesse deste trabalho.

Figura 7 - Mapa geológico simplificado da área de estudo, porção noroeste da Folha Rio Trombetas (SA.21-X-A).



Fonte: Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

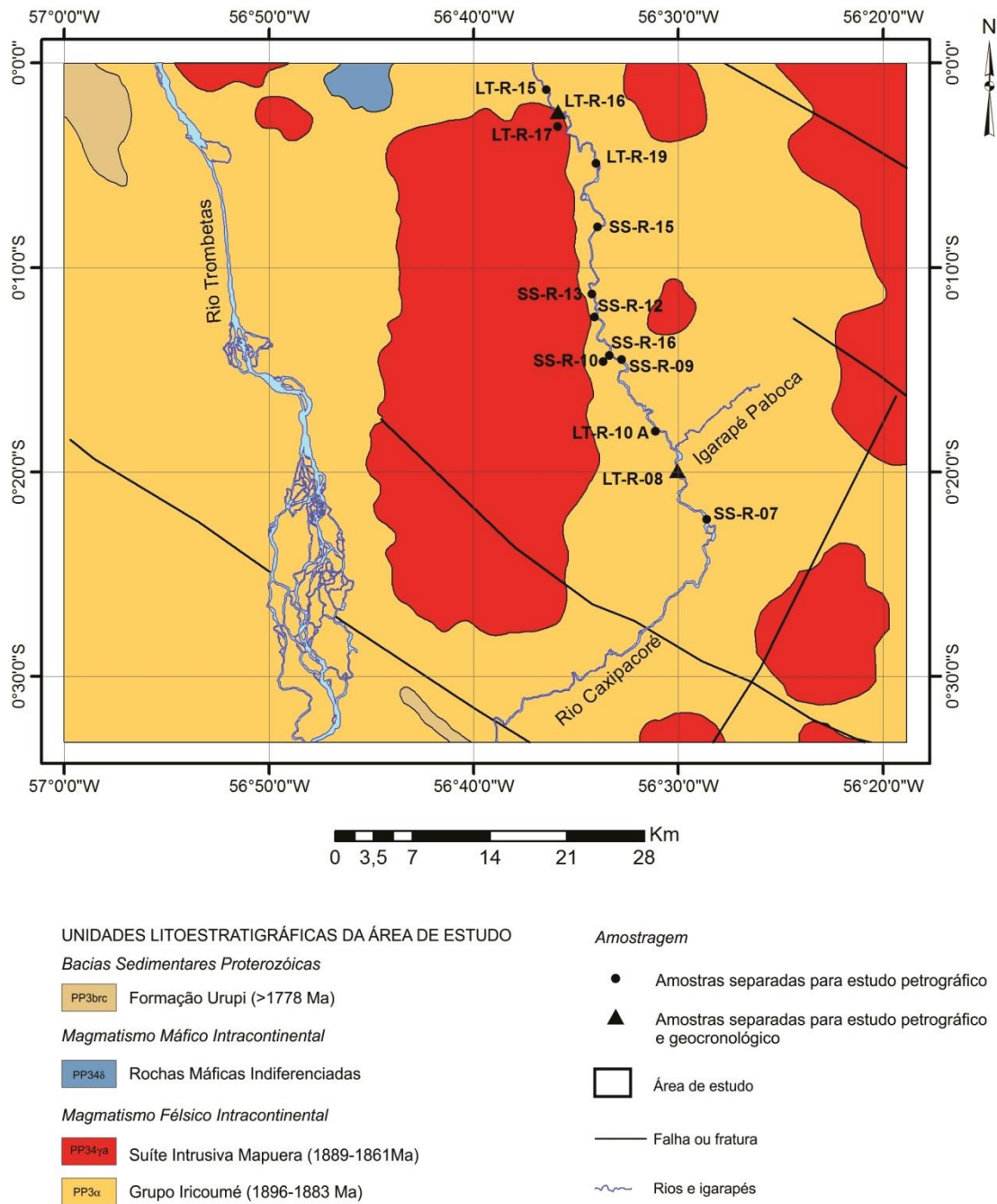
## 4 OBJETIVOS

Como já citado em capítulos anteriores, a região noroeste do Pará é uma área ainda pouco estudada e os últimos trabalhos sistemáticos de mapeamento geológico realizados datam da década de 1980, o que torna essa região uma fronteira para novos estudos e investigações que auxiliem no entendimento dos processos geológicos que levaram a formação da expressiva associação vulcano-plutônica orosiriana que caracteriza o Domínio Erepecuru-Trombetas.

Levantamentos de campo recentes realizados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, a partir de 2011, através do Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas, demonstraram a existência de rochas graníticas em afloramentos no leito do Rio Caxipacoré, em áreas interpretadas como pertencentes ao Grupo Iricoumé (amostras citadas na Figura 4.1). Por conta disso, configura-se como objetivo geral desta pesquisa auxiliar nos levantamentos geológicos que estão sendo desenvolvidos na Folha Rio Trombetas, utilizando técnicas modernas de mapeamento geológico, de organização de dados e sistematização da informação.

Os objetivos mais específicos incluem a caracterização das variedades faciológicas desses corpos graníticos aflorantes, com o suporte da interpretação de dados aerogeofísicos de alta resolução (gamaespectrometria e magnetometria). Adicionalmente, neste trabalho será realizado um estudo geocronológico nestes granitos, com objetivo de se definir a idade do evento magmático e a que unidade litoestratigráfica estão relacionados, assim como estabelecer sua correlação com outras unidades de domínios adjacentes. Dentro do escopo do estudo geocronológico, será realizado o estudo da tipologia dos zircões datados.

Figura 8 - Afloramentos de granitoides ao longo do rio Caxipacoré, obtidos em trabalhos de campo da CPRM-Serviço Geológico Brasil, realizados em 2011.



Fonte: Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008)

## 5 ATIVIDADES E TÉCNICAS APLICADAS

### 5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica foi aplicada de forma continuada durante a execução deste trabalho, sobre o conhecimento geológico regional da porção noroeste do Estado do Pará, com enfoque nos estudos realizados na região de fronteira entre os estados do Pará, Amazonas e Roraima.

Além disso, foi realizada pesquisa bibliográfica temática sobre as diversas técnicas empregadas neste trabalho, como os conceitos e técnicas de cartografia, direcionada ao mapeamento geológico, os princípios básicos para interpretação de imagens aerogeofísicas de alta resolução (gamaespectrometria e magnetometria), e os fundamentos teóricos do método geocronológico empregado neste trabalho e suas aplicações no estudo de rochas graníticas.

### 5.2 SELEÇÃO DE AMOSTRAS PARA ESTUDO

Durante os trabalhos de campo do projeto Geologia da Folha Rio Trombetas, em execução pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil desde 2011, foram coletadas mais de 300 amostras de rochas ao longo dos principais cursos d'água da região, representativas das diversas unidades geológicas que ocorrem naquela quadrícula. Para este estudo foram selecionadas 16 amostras de granitoides aflorantes ao longo do rio Caxipacoré e do igarapé Paboca, seu afluente pela margem esquerda (Figura 4.1).

Em todas as 14 amostras selecionadas para esta pesquisa foi realizado o estudo petrográfico, e 2 amostras (LT-R-08 e LT-R-16) (Figura 4.1) foram selecionadas para o estudo geocronológico.

### 5.3 ESTUDO PETROGRÁFICO

O estudo petrográfico realizado a partir da análise de 16 de lâminas delgadas, envolveu basicamente a análise microtextural, caracterização mineralógica/composicional, quantificação mineralógica utilizando contador automático de pontos, e classificação petrográfica seguindo os princípios da classificação de rochas graníticas de Streckeisen (1976).

Para a realização das análises petrográficas foram utilizados os laboratórios de petrografia da CPRM-Belém e do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – IG/UFPA.

## 5.4 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

### 5.4.1 Princípio do método Pb-Pb em zircão

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão foi desenvolvido por Kober (1986, 1987) e consiste na obtenção de idades a partir da evaporação direta de Pb radiogênico, pela razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , corrigidas pela razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , sem precisar de separação química de Pb e U e medido diretamente no espectrômetro de massa.

Segundo Kober (1986, 1987), os cristais de zircão precisam passar por sucessivas etapas de evaporação, respectivamente nas temperaturas, 1450°, 1550° e 1550° C, obtendo idades segundo a razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . O conjunto de idades é obtido a partir de domínios distintos do cristal, desde a borda até o centro, sendo que as etapas de baixa temperatura, as idades são geralmente mais baixas, correspondendo às bordas do cristal, enquanto nas temperaturas mais elevadas, as quais correspondem às porções internas (núcleo dos cristais), as idades também são mais altas. Portanto, para o cálculo das idades é recomendável que se utilize as idades obtidas nas temperaturas mais elevadas, e as medidas das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  não devem variar significativamente em diferentes etapas de aquecimento em um grão (KOBBER et al., 1989; ANSDELL; KYSER, 1993, KARABINOS; GROMET, 1993; KRÖNER et al., 1999).

### 5.4.2 Procedimento Analítico

As amostras selecionadas para estudo geocronológico passaram por processos, visando a concentração de cristais de zircão, que incluem: trituração de aproximadamente 3 a 5 kg de rocha em britador de mandíbula (Figura 5.1 A), moagem de todo material em moinho a disco de aço (Figura 5.1 B) e peneiramento no conjunto de três peneiras nos intervalos -80 +115 #, -115 +200 # e > 200# (Figura 5.1 C). Na sequência, as frações retidas nas peneiras passaram por lavagem e bateamento para eliminação das frações argila e silte (Figura 5.1 D).

Posteriormente, os concentrados obtidos foram secos em estufas e submetidos à separação dos minerais magnéticos, com auxílio de um ímã de mão (Figura 5.1 E), visando a obtenção de concentrado de minerais não magnéticos, dentre os quais está o zircão. Com o objetivo de eliminar de forma mais eficiente os minerais magnéticos destes concentrados foi utilizado o Separador Eletromagnético *Isodynamic Frantz*, (Figura 5.1 F) utilizando-se de diferentes amperagens (0,8, 1,5 e 1,85 A). Os concentrados de minerais não magnéticos obtidos passaram finalmente por microbateamento (Figura 5.1 G), com o objetivo de concentrar os minerais pesados, especialmente os zircões.

A separação manual dos cristais de zircão, a partir dos concentrados finais, foi realizada com o auxílio de lupa binocular (Figura 5.1 H). Os melhores cristais foram selecionados e separados em concentrados contendo 100 zircões para cada fração das amostras. A partir destes concentrados foram selecionados preferencialmente para datação cristais de zircão euédricos, transparentes e sem alteração visível (metamictização), fraturas e/ou inclusões. Estes cristais foram fotografados digitalmente utilizando câmera Leica DC 300F acoplada ao microscópio petrográfico.

Os zircões selecionados para análises isotópicas foram depositados em filamento de rênio-Re (Figura 5.1 I) e analisados no espectrômetro de massa da marca Finnigan MAT262 (Figura 5.1 J), em modo dinâmico e com sistema de contador de íons. As composições isotópicas do Pb foram extraídas por aquecimento dos zircões em três etapas de evaporação sucessivas sob temperaturas de 1450°, 1500° e 1550 °C, seguindo-se posteriormente com a etapa de ionização. A partir das médias das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos blocos definiu-se uma idade para cada etapa de evaporação. A idade em uma amostra foi calculada utilizando-se uma média dos valores das idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas nas etapas de mais alta temperatura, presumindo-se que nas etapas de mais baixa temperatura os efeitos do Pb comum são mais elevados. Os resultados são apresentados com desvios a  $2\sigma$  e as correções do Pb comum inicial são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb proposto por Stacey e Kramers (1975), utilizando a razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Para o tratamento estatístico dos resultados analíticos, cálculo de idades, erros analíticos, e valores de MSWD foram utilizados o softwares “ZIRCÃO”, do Pará-Iso, e ISOPLOT, de Ludwig (2004).

As atividades de preparação de amostras foram desenvolvidas nos laboratórios de Preparação Física I, Corte e Preparação Física II e Laboratório de Separação de Minerais da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém. As análises geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (Para-Iso/IG/UFGPA).

## 5.5 INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS

Dados aerogeofísicos utilizados são do Projeto Aerogeofísico Rio Trombetas (CPRM, 2004), que constou com um recobrimento de 40.267 Km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos, com linhas de vôo e controle espaçadas de 1,0 e 10,0 Km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. A altura de vôo foi fixada em 100 m sobre o terreno.

O Processamento de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos foram realizados no programa OASIS Montaj da Geosoft, por técnicos da CPRM-Belém, e as imagens aerogeofísicas geradas foram cedidas para a realização deste estudo.

Através do programa citado foram geradas diversas imagens temáticas para interpretação. Magnetométricas: mapa do campo magnético total e mapa da amplitude do sinal analítico; Gamaespectrométricos: mapas dos canais do Th, U e K, mapa de contagem total e mapa da composição ternária.

Figura 9 - Equipamentos utilizados para concentração de zircões e estudo geocronológico. (A) Britador, (B) moinho a disco, (C) Conjunto de peneiras nas frações 80 #, 115# e 200 #, (D) conjunto de bateias, (E) Separação de minerais magnéticos com auxílio de ímã de mão, (F) Separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, (G) Conjunto de microbateias, (H) Lupa binocular, (I) Filamento de Rênio, (J) Espectrômetro de massa (TIMS) modelo Finnigan MAT 262.



## 6 CARACTERIZAÇÃO MESOSCÓPICA E MICROSCÓPICA DAS ROCHAS ESTUDADAS

Baseados nas variações texturais e composições mineralógicas, principalmente nos teores modais de minerais ferromagnesianos, foram identificadas cinco fácies petrográficas dentre as 16 amostras estudadas: Anfibólio-biotita sienogranito (ABs), Biotita sienogranito (Bs), Anfibólio-biotita monzogranito (ABm), Biotita monzogranito (Bm) e Anfibólio-biotita granodiorito (ABg).

### 6.1 CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

#### 6.1.1 Anfibólio-biotita Sienogranito (ABs)

As amostras LT-R-16, LT-R-19, SS-R-10, SS-R-13 e SS-R-16 foram classificadas como anfibólio-biotita sienogranito e apresentam aspectos texturais mesoscópicos semelhantes. São rochas de granulação grossa, inequigranulares, isotrópicas, leucocráticas, de coloração rosada, com cristais de tamanhos milimétricos a centimétricos (Figura 6.1). Sua mineralogia essencial é composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. Essas rochas são encontradas na forma de extensos lajedos ao longo do Rio Caxipacoré.

#### 6.1.2 Biotita sienogranito (Bs)

As amostras LT-R-15, LT-R-17, SS-R-12 e SS-R-15 foram classificadas como biotita sienogranitos. São rochas, isotrópicas, inequigranulares, de granulação média à grossa, com cristais de tamanhos entre 2 e 9 mm, leucocráticas e coloração rosada (Figura 6.2). Sua mineralogia essencial é composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita.

#### 6.1.3 Anfibólio-biotita monzogranito (ABm)

As amostras LT-R-08 (Figura 6.3 A e B), LT-R-10 A e SS-R-07 foram classificadas como anfibólio-biotita monzogranito. São rochas inequigranulares, isotrópicas, de granulação média a grossa, com cristais que variam de 3 a 10 mm, leucocráticas, de coloração acinzentada. São encontradas em pequenos lajedos ao longo do Rio Caxipacoré. A sua mineralogia é essencialmente composta por

plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita e anfibólio. Esta fácies é composicionalmente semelhante á fácies Anfibólio-biotita monzogranito fino (ABmf), descrita a seguir, e a individualização destas fácies levou em consideração apenas as diferenças de granulação. Pode-se considerar que a fácies mais fina é mais resfriada, mas contemporânea à fácies mais grossa, como pode ser observado na Figura 6.3 C e D, onde são observadas feições típicas de magma *mingling*, como cristais “pingados” de feldspato da fácies grossa na fácies fina.

#### 6.1.4 Anfibólio-biotita monzogranito fino (ABmf)

A amostra LT-R-10 foi classificada como anfibólio-biotita monzogranito fino. É uma rocha isotrópica, inequigranular, de granulação fina a média, leucocrática e de coloração acinzentada (Figura 7.3 C e D). A sua mineralogia é essencialmente composta por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita e anfibólio (Figura 6.3 C e D).

#### 6.1.5 Anfibólio-biotita granodiorito (ABg)

A amostra SS-R-09 foi classificada como anfibólio-biotita granodiorito. É uma rocha isotrópica, inequigranular, de granulação média a grossa, leucocrática, de coloração acinzentada (Figura 6.4). A sua mineralogia é composta por plagioclásio e quartzo, em grande quantidade, feldspato potássico, biotita e anfibólio.

Figura 10 - Fácies anfibólio-biotita sienogranito. (A), (B) e (C) aspecto texturais das amostras SS-R-16, LT-R-16 e LT-R-19. (D) Extenso lajeiro no leito do rio Caxipacoré.

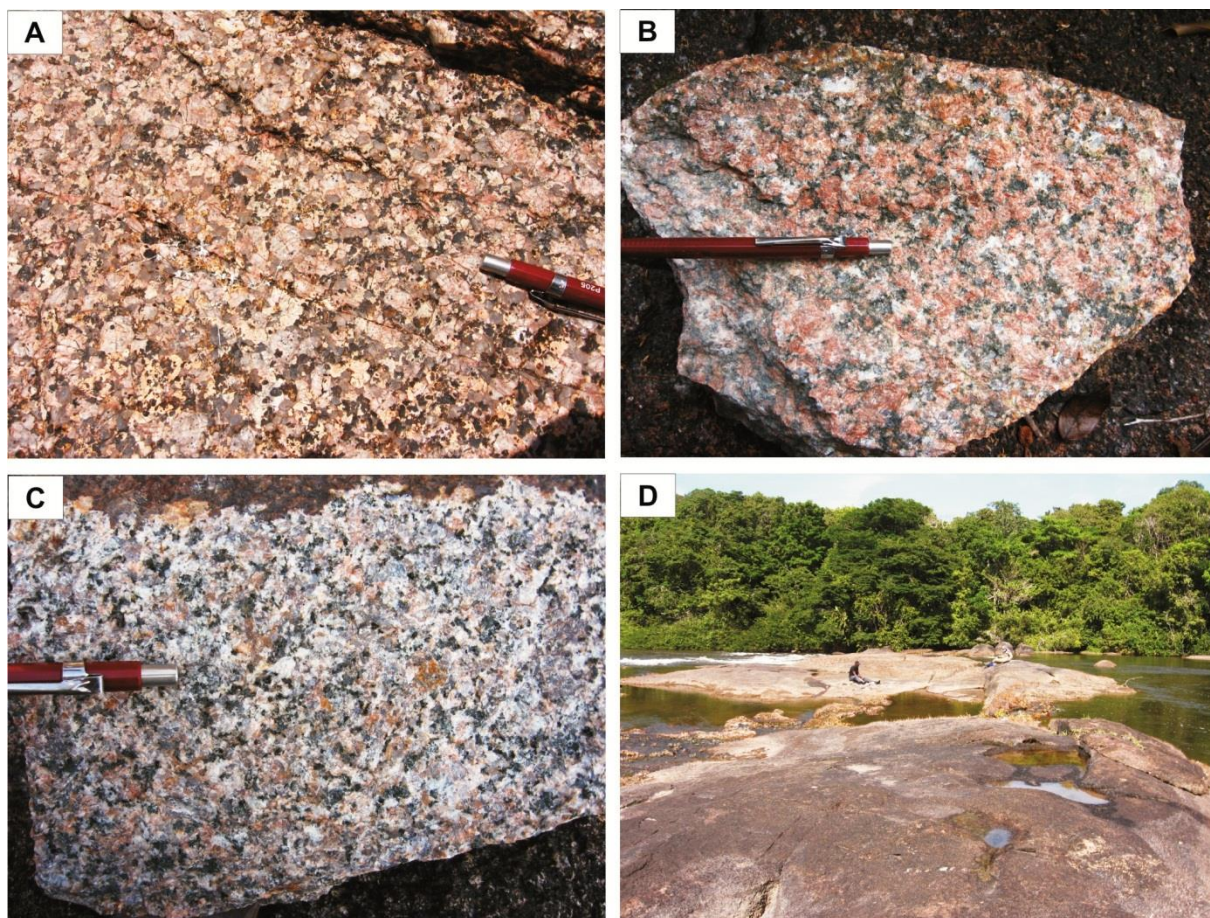


Figura 11 - Fácies biotita sienogranito. (A) Extenso lajeiro no leito do rio Caxipacoré. (B), (C) e (D) aspectos texturais das amostras SS-R-15, LT-R-15 e SS-R-12, respectivamente.

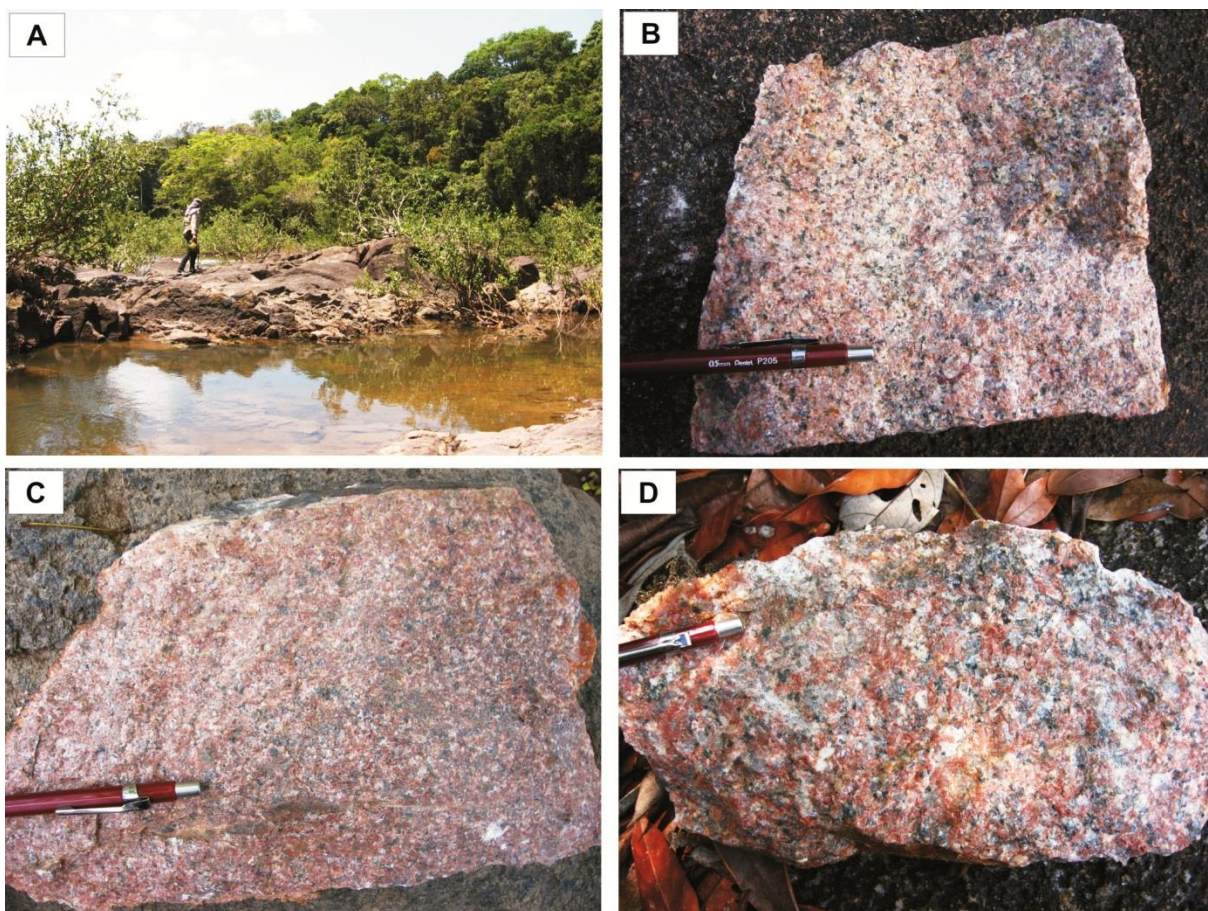


Figura 12 - Fácies anfibólio-biotita monzogranito e anfibólio-biotita monzogranito fino. (A) Feições de magma mingling, com cristais “pingados” de feldspato potássico da fácies mais grossa na fácies mais fina. (B) e (C) Diferença na granulação entre as duas fácies. (Abm – Anfibólio-biotita monzogranito, Abmf – Anfibólio-biotita monzogranito fino, Fk – Feldspato potássico).

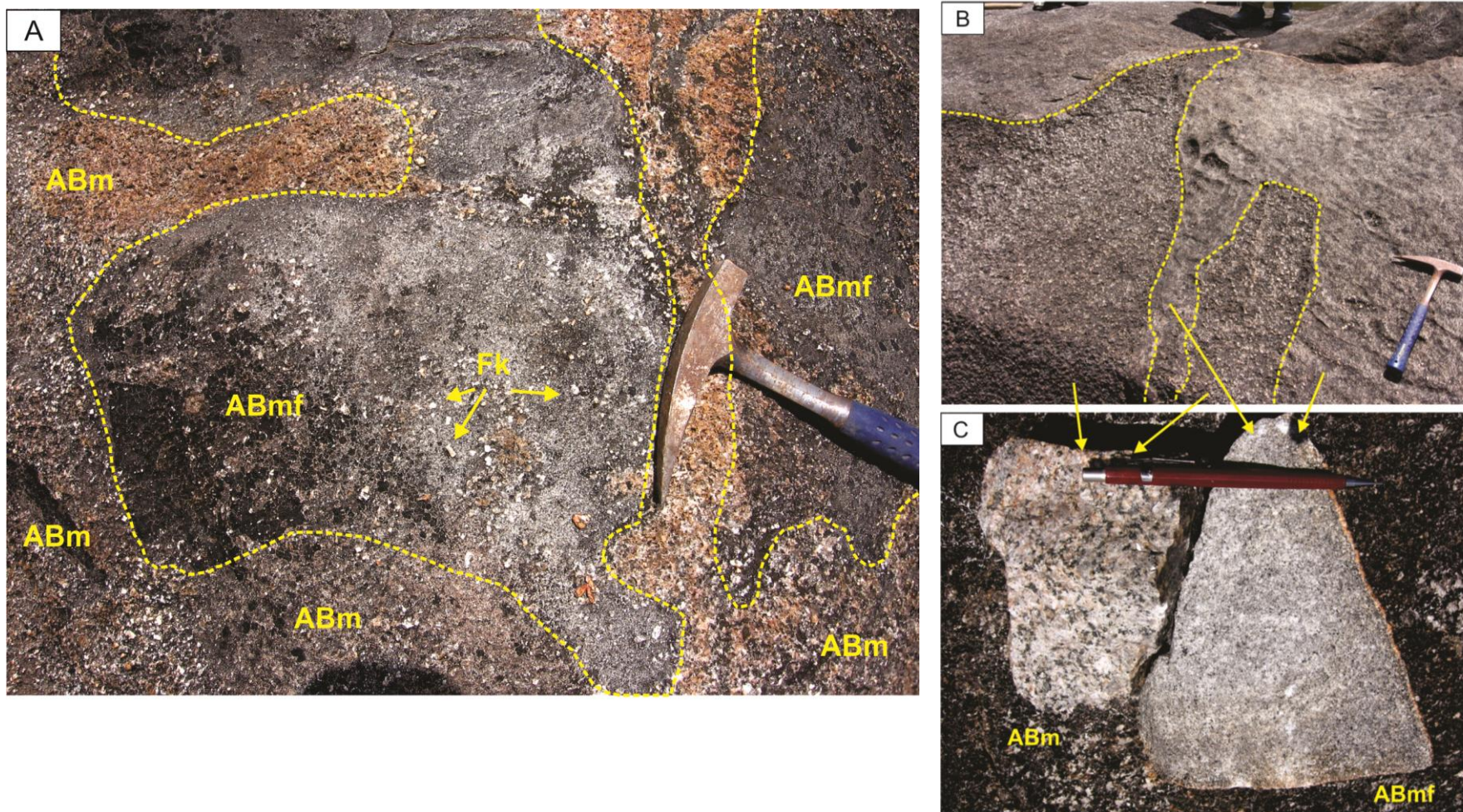
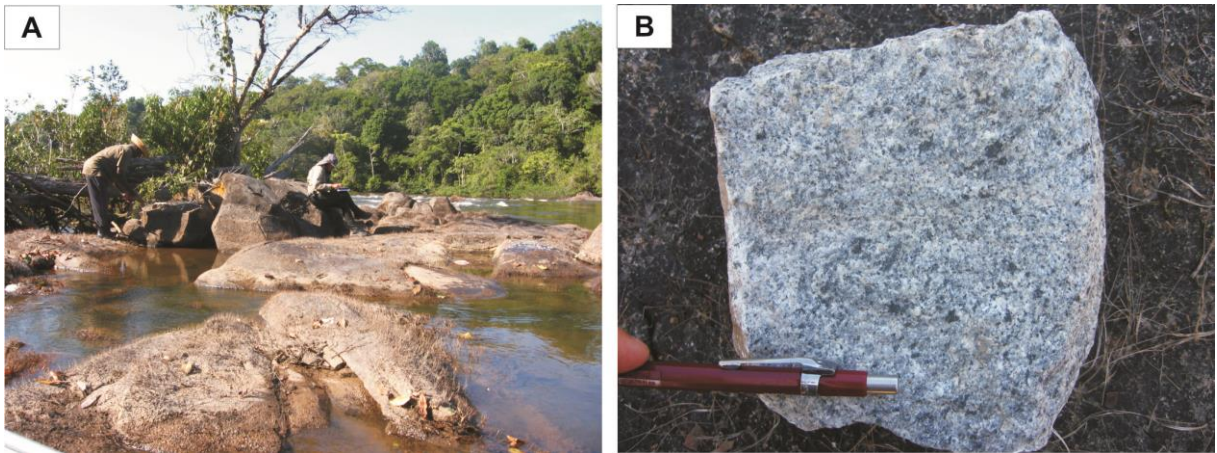


Figura 13 - Fácies anfibólio-biotita granodiorito. (A) Lajeiro no leito do rio Caxipacoré. (B) aspecto textural da amostra SS-R-09.



## 6.2 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

### 6.2.1 Anfibólio-Biotita Sienogranito (ABs)

Sob análise microscópica é caracterizada a textura granular hipidiomórfica nesta fácies (Figura 6.5 A e B). A mineralogia essencial dessas rochas é representada por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Os minerais varietais são representados por biotita e anfibólio. Titanita, zircão, apatita e opacos compreendem as fases acessórias primárias. Sericita, clorita, epídoto, titanita e opacos representam as fases tardi a pós-magmáticas (secundárias).

Os cristais de feldspato potássico apresentam-se bem desenvolvidos, anédricos a subédricos, com tamanhos que podem chegar a 10 mm, seus contornos e contatos são irregulares, ocasionalmente retilíneos entre si e com os cristais de quartzo e plagioclásio. Raramente, exibem maclamento do tipo carlsbad e xadrez. Grande parte dos cristais apresenta textura de exsolução micropertítica. Apresentam inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, titanita, zircão, apatita e opacos, dando um aspecto poiquilítico ao feldspato potássico. Os cristais menores de feldspato potássico aparecem também como inclusões nos cristais de quartzo. Na amostra LT-R-16, os cristais de feldspato potássico apresentam extinção ondulante moderada a forte e com microfraturas ou vênulas preenchidas por quartzo e epídoto, (Figura 6.5 C).

Os cristais de plagioclásio são bem desenvolvidos, anédricos a subédricos, com geminação segundo a lei albita, ocasionalmente associado à carlsbad. Apresentam contornos e contatos irregulares com o feldspato potássico e retilíneos entre si, com quartzo, biotita e titanita. A maioria dos cristais apresenta seus núcleos descalcificados, parcialmente alterados para sericita, epídoto, clorita e argilominerías, e bordas sódicas preservadas, configurando zoneamento composicional normal. Ocasionalmente a substituição é intensa, dando um aspecto turvo ao mineral. Os cristais maiores de plagioclásio contêm inclusões de biotita, anfibólio, zircão, apatita e opacos, e os cristais menores de plagioclásio ocorrem como inclusões nos cristais maiores de feldspato potássico. Na amostra LT-R-16, os cristais de plagioclásio estão intensamente fraturados e deformados, apresentando maclas contorcidas, (Figura 6.5 D).

Os cristais de quartzo apresentam-se bem desenvolvidos, com formas anédricas a subédricas, contornos e contatos irregulares entre si, levemente serrilhados, ocasionalmente, apresentam contatos retilíneos com o feldspato potássico e plagioclásio, e com dimensões que podem alcançar 3 mm, enquanto, os cristais menores não ultrapassam 0,3 mm e estão na forma de inclusões no feldspato potássico e preenchendo vênulas ou microfraturas. Grande parte apresenta extinção ondulante moderada a forte. No geral, apresentam-se límpidos, porém, localmente contêm inclusões de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e opacos.

Biotita e anfibólio são as principais fases máficas. As lamelas de biotita são subédricas a anédricas, com dimensões chegando a 2 mm e pleocroísmo nas cores castanho claro à marrom alaranjado. Seus contornos e contatos, geralmente, são retilíneos com o quartzo e irregulares com plagioclásio e feldspato potássico, contendo inclusões de apatita e zircão. Apresentam-se parcial ou totalmente alteradas para clorita, titanita e opacos. Os cristais mais finos de biotita, que medem no máximo 0,2 mm, estão inclusos no feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, e ainda como produto de alteração do anfibólio. Os cristais de anfibólio são anédricos a subédricos, com pleocroísmo nas cores verde claro a verde amarronzado, apresentam-se parcial ou totalmente alterados para clorita, biotita, e opacos. Nas

amostras LT-R-16, essas duas fases máficas estão completamente substituídas por clorita (Figura 6.5 E)

A titanita ocorre em duas formas texturais distintas: Os cristais maiores, bem desenvolvidas, subédricos a euédricos, de cor marrom, ocasionalmente, apresentam seções losangulares bem formadas, (Figura 6.5 F), com contatos retos com os cristais de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico; e os cristais mais finos, resultado da alteração do anfibólio e biotita.

Outras fases tardi a pós-magmáticas são representadas pela sericita, argilominerais e epidoto como produtos de alteração do plagioclásio, e clorita e opacos como produto de alteração do anfibólio e biotita.

Os minerais acessórios zircão e apatita ocorrem como finos cristais, com tamanhos entre 0,1 a 0,2 mm, inclusos principalmente no feldspato potássico plagioclásio e biotita ou disseminados em toda rocha.

A análise modal foi realizada para essas amostras, e foram devidamente plotadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), (Figura 6.6). A contagem modal realizada em contador automático de pontos, para todos os minerais está expressa na Tabela 6.1.

Figura 14 - Fotomicrografias da fácies anfibólio-biotita sienogranito. (A) e (B) Aspecto geral, granulação grossa e textura granular hipidiomórfica da amostra, NX 2x. (C) Cristal de feldspato potássico fraturado e com extinção ondulante moderada, NX 2x, (D) cristal de plagioclásio deformado, amostra LT-R-16, NX 4x, (E) Fase máfica fortemente cloritizada, NX 2x, LT-R-16. (F) Cristal de titanita bem desenvolvido, euédrico, com formato losangular, NX 4x, amostra LT-R-19. (*Bt* – Biotita, *Fk* – feldspato potássico, *Pl* – plagioclásio, *Ti* – titanita).

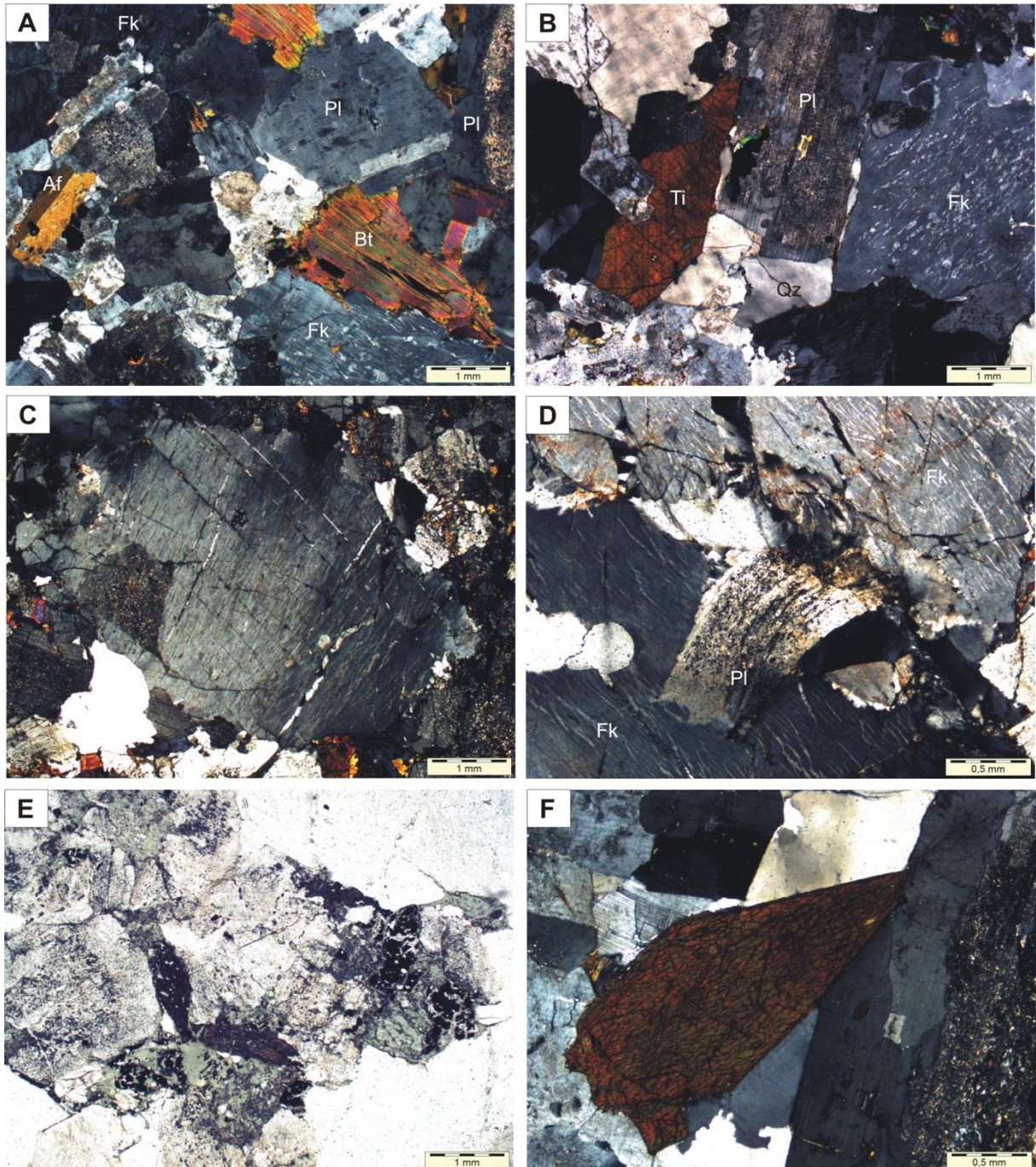


Figura 15 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as amostras LT-R-16, LT-R-19, SS-R-10, SS-R-13 e SS-R-16, classificadas como anfibólio-biotita sienogranito.

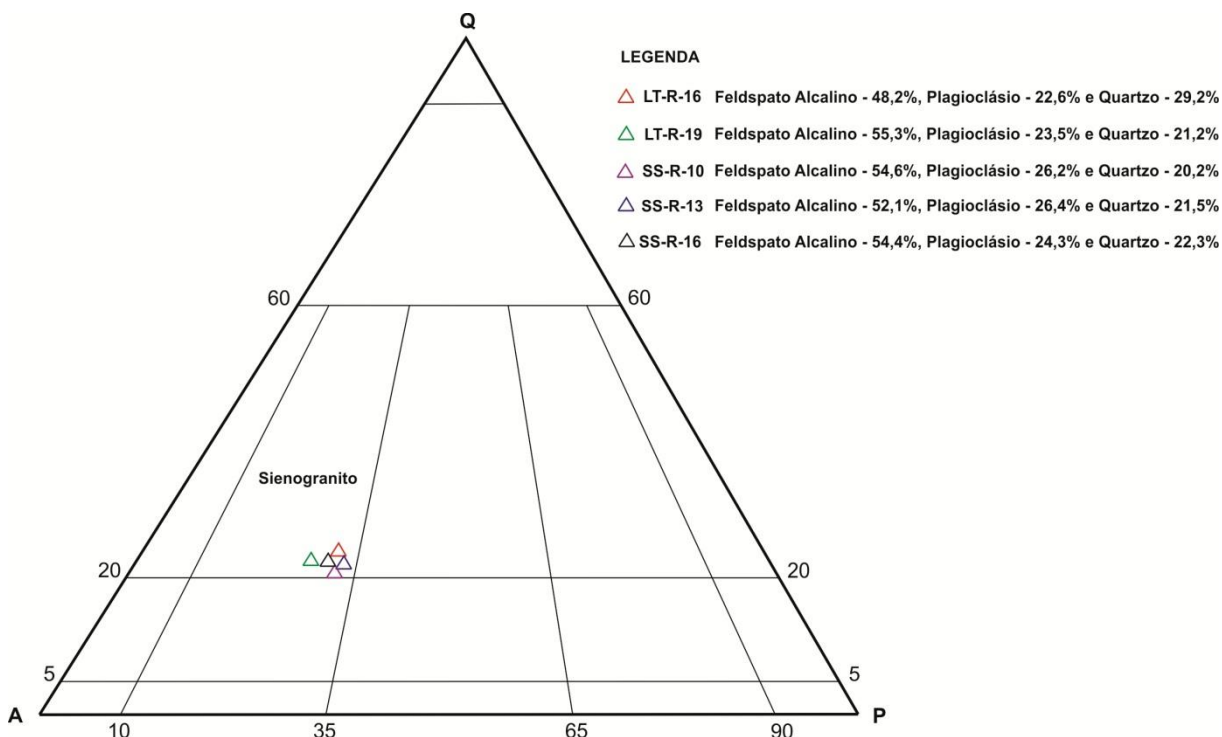


Tabela 1 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para as amostras LT-R-16, LT-R-19, SS-R-10, SS-R-13 e SS-R-16, classificadas com anfibólio-biotita sienogranito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).

Minerais	Amostras				
	LT-R-16	LT-R-19	SS-R-10	SS-R-13	SS-R-16
Feldspato Alcalino	40,9	45,3	43,7	41,7	41,8
Plagioclásio	22,6	20	20,9	21,1	18,7
Quartzo	23,5	19,7	15,4	17,2	17,5
Biotita	6,1	6,3	7,8	9,6	10,4
Anfibólio	5,1	5,4	6,1	5,8	6,3
Titanita	1,8	2,1	3,0	2,3	2,6
Zircão	1,4	0,3	0,6	0,3	0,5
Apatita	0,1	0,2	...	0,1	0,3
Minerais opacos	0,2	0,5	2,1	1,6	1,7
Epidoto	0,1	0,2	0,4	0,3	0,2
Clorita, sericita e argilominerais	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr

### 6.2.2 Biotita sienogranito (Bs)

A análise microscópica revelou que essas rochas são isotrópicas a moderadamente anisotrópicas, inequigranulares, de granulação média à grossa, com cristais de tamanhos entre 2 e 9 mm, textura granular hipidiomórfica (Figura 6.7 A, B e C). A composição mineralógica essencial dessas rochas é representada por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O mineral varietal principal é representado pela biotita. As fases acessórias primárias compreendem titanita, zircão, apatita e opacos. Sericita, clorita, epídoto, argilominerais, titanita e opacos compreendem as fases tardi a pós-magmáticas (secundárias).

Os cristais de feldspato potássico apresentam-se bem desenvolvidos, anédricos a subédricos, com dimensões que variam entre 2 a 6 mm, seus contornos e contatos são irregulares entre si e com os demais minerais e ocasionalmente exibem maclamento xadrez. A maioria dos cristais apresenta textura de exsolução micropertítica e usualmente, intercrescimento granofírico (Figura 6.7 D), levemente radial e irregular, quando em contato com o quartzo. Nas amostras LT-R-15 e LT-R-17, grande parte dos cristais apresentam-se fraca a moderadamente fraturados, com extinção fortemente ondulante e vênulas preenchidas por quartzo, epídoto e clorita (Figura 6.7 E). Os cristais maiores de feldspato potássico contêm inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, zircão e opacos, proporcionando um aspecto poiquilítico ao mineral.

Os cristais de Plagioclásio são cristais anédricos a subédricos, com geminação segundo a lei albita, ocasionalmente associado à carlsbad, apresentam contornos e contatos irregulares com o feldspato potássico e retilíneos entre si, com o quartzo e biotita. A maioria dos cristais apresenta zoneamento composicional normal, com seus núcleos (cálcicos) parcialmente alterados para sericita, epídoto, clorita e argilominerías, e com bordas preservadas (sódicas). Alguns cristais estão moderadamente substituídos, dando um aspecto turvo ao mineral. Os cristais maiores de plagioclásio contêm inclusões de quartzo, zircão, apatita e os cristais menores de plagioclásio ocorrem como inclusões nos cristais maiores de feldspato potássico

Os cristais de quartzo apresentam formas anédricas a subédricas, com dimensões que variam entre 2 e 6 mm, os cristais menores podem chegar a 0,3 mm e estão na forma de inclusões no feldspato potássico, preenchendo vênulas e no intercrescimento granofírico (Figura 6.7 D). A maioria apresenta extinção ondulante moderada a forte (Figura 6.8 A) e, no geral, apresentam-se límpidos, localmente com inclusões de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e zircão.

A biotita é a principal fase máfica. Nas amostras LT-R-15, LT-R-17 e SS-R-12, os cristais apresentam-se em forte estágio de alteração para clorita, opacos e titanita (Figura 6.8 B); os cristais mais preservados estão na amostra SS-R-15, medem aproximadamente 0,9 mm e são fortemente pleocróicos, nas cores amarelo claro à marrom escuro. Os cristais maiores contêm inclusões de quartzo e os cristais menores de biotita estão inclusos nos cristais feldspato potássico e quartzo.

A titanita ocorre tanto na forma primária como secundária. Os cristais primários são bem desenvolvidos, subédricos a euédricos, de cor marrom, ocasionalmente, apresentam seções losangulares bem formadas (Figura 6.8 C), com contornos e contatos retos com os cristais de quartzo e feldspato potássico e estão alterando fracamente para opacos. Os cristais secundários de titanita são resultados da alteração da biotita (Figura 6.8 D).

Os demais minerais acessórios como zircão e apatita ocorrem como finos cristais, com tamanhos entre 0,1 e 0,3 mm, inclusos principalmente nos cristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo ou disseminados em toda rocha.

Nas amostras SS-R-12, LT-R-15 e LT-R-17 é observada uma deformação cataclástica, com cristais intensamente fraturados com vênulas ou microfaturas preenchidas por clorita. Especificamente nesta última amostra, alguns cristais de plagioclásio apresentam maclas levemente deformadas (Figura 6.8 E), ocasionalmente, formando *kinks* (Figura 6.8 F).

Os resultados obtidos a partir da contagem modal de todos os minerais (Tabela 6.2) foram plotados no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) (Figura 6.9).

Figura 16 - Fotomicrografia da fácies biotita sienogranito. (A), (B) e (C) textura granular hipidiomórfica das amostras LT-R-15, LT-R-17 e SS-R-12, respectivamente. (D) desenvolvimento de micropertitas em cristal de feldspato potássico, amostra SS-R-15, NX 2x. (E) intercrescimento levemente radial de quartzo em cristal de feldspato potássico (intercrescimento granofírico), amostra LT-R-15, NX 4x. (F) Cristal de feldspato potássico intensamente fraturado, com microfraturas preenchidas por epídoto+clorita, evidência de deformação cataclástica, LT-R-17, NX 2x. (Cl – clorita, Ep – epídoto, Fk – feldspato potássico, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo, Ti – titanita).

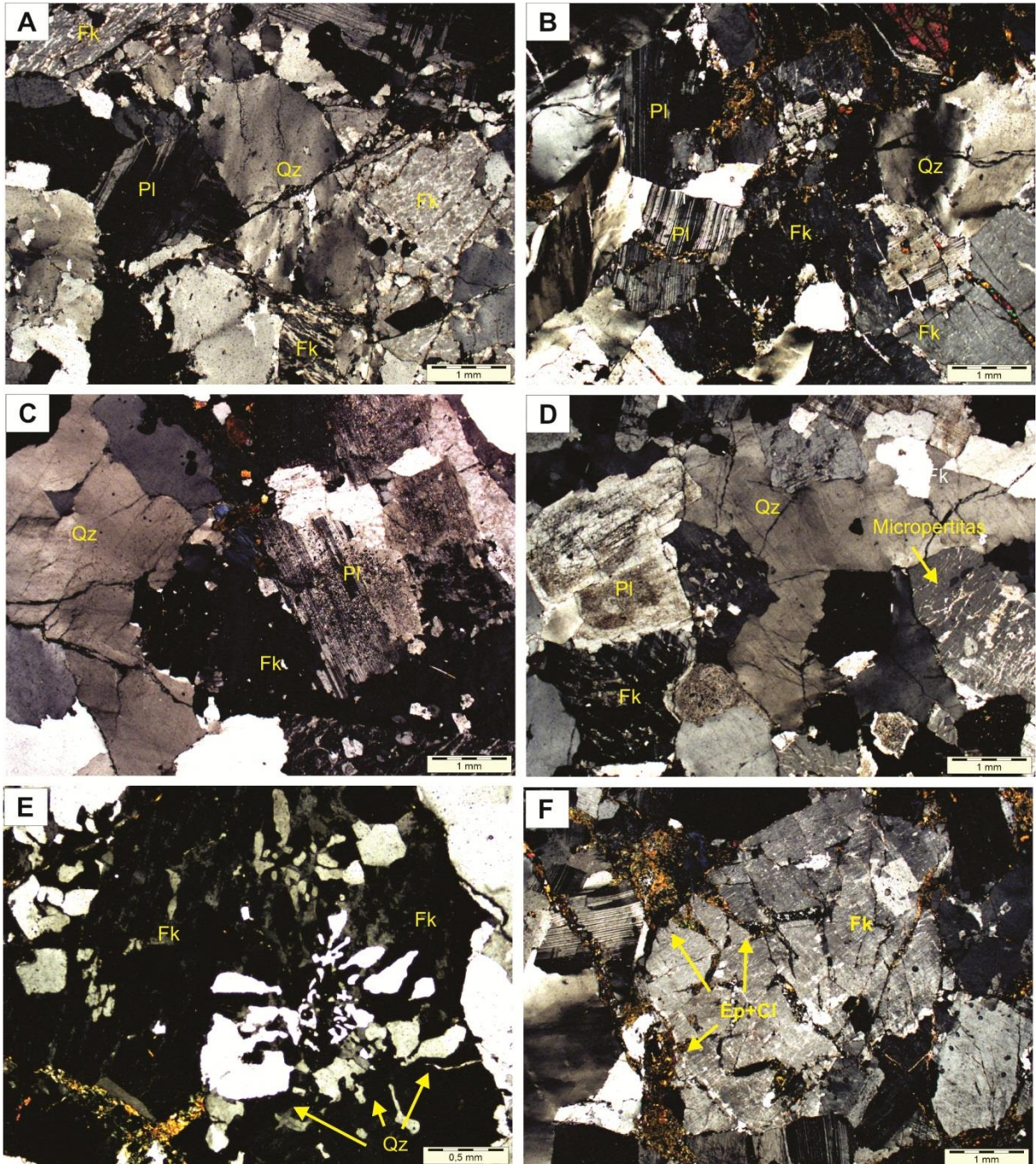


Figura 17 - Fotomicrografias da fácies biotita sienogranito. (A) cristal de quartzo com extinção fortemente ondulante ocasionado por sua intensa deformação, amostra LT-R-17, NX 2x.(B) Fase máfica intensamente cloritizada, amostra LT-R-17, LN 2x. (C) Cristal de titanita bem formado, euédrico, exibindo seções losangulares, amostra SS-R-15, NX 4x. (D) Finos cristais de titanita secundária, amostra SS-R-12, LN 4x. (E) Maclas levemente deformadas e encurvadas em cristal de plagioclásio, amostra LT-R-17, NX 4x. (F) Cristal de plagioclásio intensamente fraturado, formando *kink bands*, amostra LT-R-15, NX 10x.(Fk – feldspato potássico, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo, Ti – titanita).

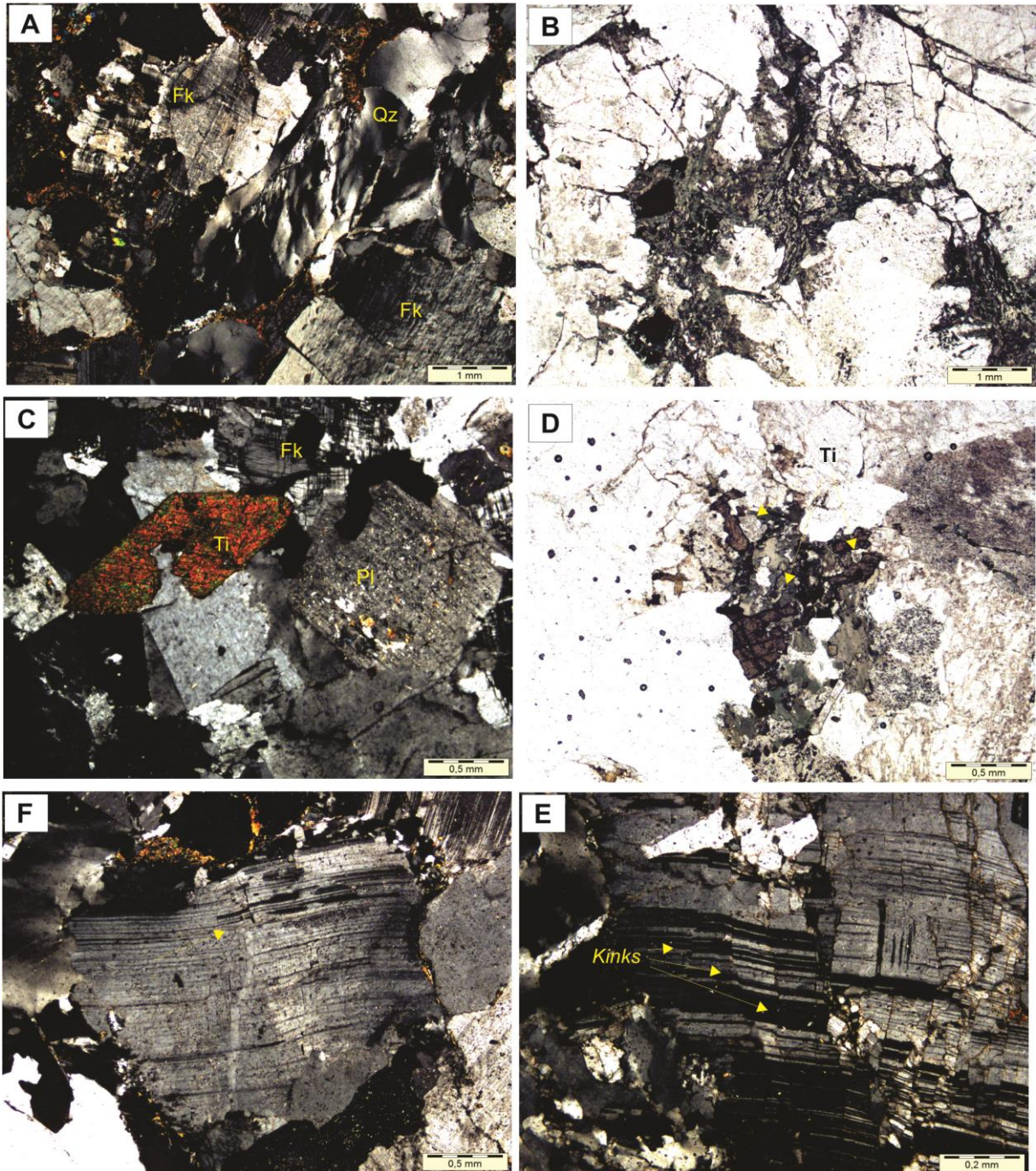


Figura 18 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as amostras LT-R-15, LT-R-17, SS-R-12 e SS-R-15, classificadas como biotita sienogranito.

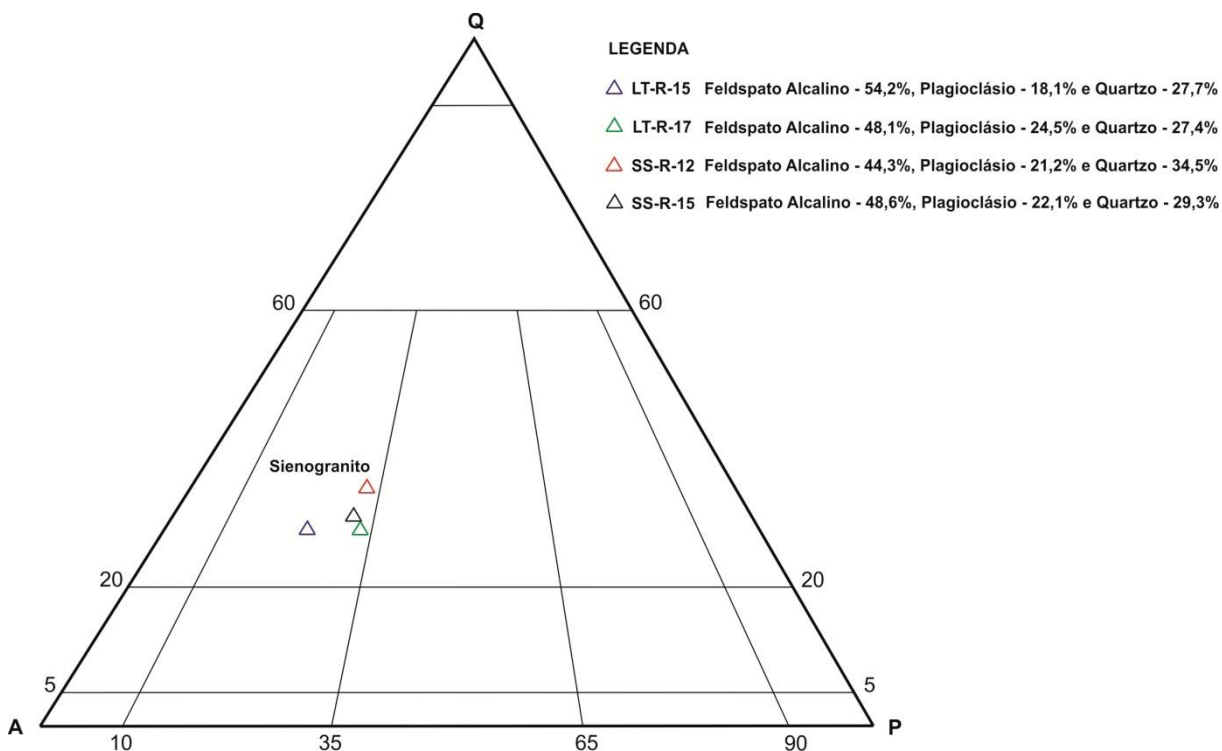


Tabela 2 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para as amostras LT-R-15, LT-R-17, SS-R-12 e SS-R-15, classificadas como biotita sienogranito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).

Minerais	Amostras			
	LT-R-15	LT-R-17	SS-R-12	SS-R-15
Feldspato Alcalino	43,3	38,5	35,5	41,3
Plagioclásio	14,5	19,6	16,9	18,8
Quartzo	22,2	21,9	27,6	24,9
Biotita	10,3	6,7	10,6	7,1
Titanita	2,5	4,1	1,5	1,1
Zircão	0,5	0,6	0,4	0,3
Apatita	0,3	...	0,2	...
Minerais opacos	3,8	2,7	2,0	0,5
Epidoto	0,8	0,4	0,6	0,3
Clorita, sericita e argilominerais	Tr	Tr	Tr	Tr

### 6.2.3 Anfibólio-biotita monzogranito (ABm)

Os anfibólio-biotita monzogranitos apresentam aspectos mineralógicos e texturais semelhantes. São rochas inequigranulares, isotrópicas, de granulação média a grossa, com cristais que variam de 3 a 10 mm e com textura granular hipidiomórfica (Figura 6.10 A e B). A sua associação mineralógica é composta por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Os minerais varietais são representados por biotita e anfibólio. As fases acessórias primárias são representadas pelos cristais de zircão, apatita e opacos. Sericita, clorita, epídoto, biotita, carbonato, argilominerais e opacos, compõem as fases tardias a pós-magmáticas (secundárias).

Os cristais de Plagioclásio são bastante desenvolvidos, com cristais que alcançam 10 mm de tamanho, anédricos a subédricos e com maclamento polissintético, ocasionalmente associado à carlsbad. Apresentam contornos e contatos retilíneos entre si, com os cristais de quartzo e irregulares com os cristais de feldspato potássico. A maioria dos cristais apresenta zoneamento composicional normal, onde seus núcleos estão descalcificados, evidenciados pelo desenvolvimento de sericita, epídoto, clorita, carbonato e argilominerías, e bordas preservadas. Na amostra SS-R-07, a substituição dos cristais de plagioclásio é completa, com poucos cristais preservados, restando apenas pseudomórfos do mineral (Figura 6.10 C), com maclas ainda preservadas e levemente deformadas (Figura 6.10 D), localmente, a substituição envolve carbonato+clorita (Figura 6.10 E). Os cristais mais preservados apresentam extinção moderadamente ondulante e estão fortemente fraturados (Figura 6.10 F). Os cristais maiores de plagioclásio contêm inclusões de biotita, quartzo, anfibólio, zircão, apatita e opacos, e os cristais menores de plagioclásio ocorrem como inclusões nos cristais maiores de feldspato potássico e quartzo.

Os cristais de feldspato potássico apresentam-se bem desenvolvidos, anédricos a subédricos, com tamanhos que podem chegar a 7 mm. Seus contornos e contatos são irregulares com os cristais de plagioclásio ocasionalmente retilíneos entre si e com os cristais de quartzo e biotita. Grande parte dos cristais não desenvolve nenhum tipo de maclamento, e quando ocorre, é do tipo xadrez e ainda, apresenta textura de exsolução micropertítica. Apresentam inclusões de quartzo,

plagioclásio, biotita, zircão e opacos, proporcionando um aspecto poiquilítico ao feldspato potássico. Na amostra SS-R-07, os cristais de feldspato potássico estão moderadamente fraturados e cortados por microfraturas ou vênulas preenchidas por carbonato.

Os cristais de quartzo apresentam formas anédricas a subédricas, tamanhos levemente variados (0,4-3,0 mm) e texturalmente mais finos que os cristais de plagioclásio e feldspato potássico. Os cristais maiores apresentam contornos e contatos irregulares a retilíneos entre si e com os demais minerais, extinção ondulante moderada a fraca e contêm inclusões de plagioclásio, biotita, zircão, apatita e opacos. Os cristais menores de quartzo encontram-se na forma de inclusão nos cristais maiores de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio.

As principais fases máficas são representadas por biotita e anfibólio. A biotita apresenta lamelas subédricas a anédricas, com dimensões variando entre 3 e 5 mm e pleocroísmo nas cores verde claro à marrom avermelhado. Seus contornos e contatos, geralmente, são retilíneos com plagioclásio, quartzo e feldspato potássico e estão parcialmente alterados para clorita e opacos, este último, em suas bordas. Os cristais maiores de biotita contêm inclusões de quartzo, zircão e opacos. Os cristais menores de biotita estão inclusos nos cristais maiores de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico. A desestabilização dos cristais de anfibólio levou a formação de biotita secundária. Os cristais de anfibólio apresentam formas anédricas a subédricas, pleocroísmo forte nas cores verde claro a castanho escuro, e estão parcialmente alterados para clorita e biotita. Os cristais maiores contêm inclusões de quartzo, zircão, apatita e opacos. E os cristais menores estão inclusos no plagioclásio.

A análise modal foi realizada para essas amostras, e foram devidamente plotadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), (Figura 6.11). A contagem modal, realizada em contador automático de pontos para todos os minerais, está expressa na Tabela 6.3.

Figura 19 - Fotomicrografias da fácies anfibólio-biotita monzogranito. (A) e (B) rochas de granulação grossa e textura granular hipidiomórfica, amostras LT-R-10 A e LT-R-08, respectivamente, NX 2x. (C) Pseudomorfo de plagioclásio totalmente substituído por carbonato, amostra SS-R-07, NX 4x. (D) Maclas preservadas e levemente encurvadas em pseudomorfo de plagioclásio, amostra SS-R-07, NX 10x. (E) rocha intensamente alterada para clorita e carbonato, amostra SS-R-07, NX 4x. (F) cristal de plagioclásio fortemente fraturado, amostra SS-R-07, NX 4x. (Af – anfibólio, Bt – Biotita, Cl – clorita, Fk – feldspato potássico, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo).

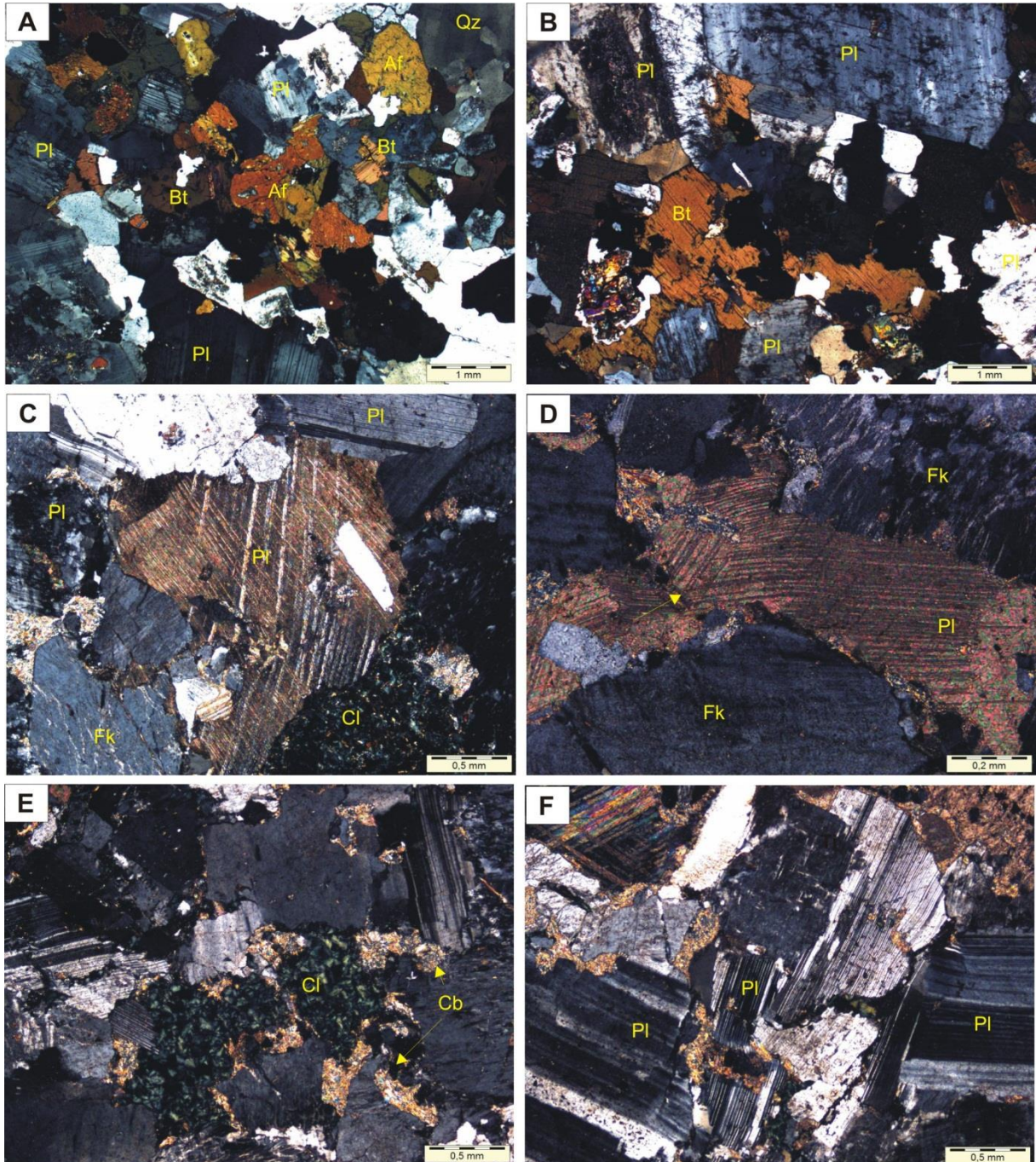


Figura 20 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para as amostras SS-R-07, LT-R-08 e LT-R-10 A, classificadas como biotita sienogranito.

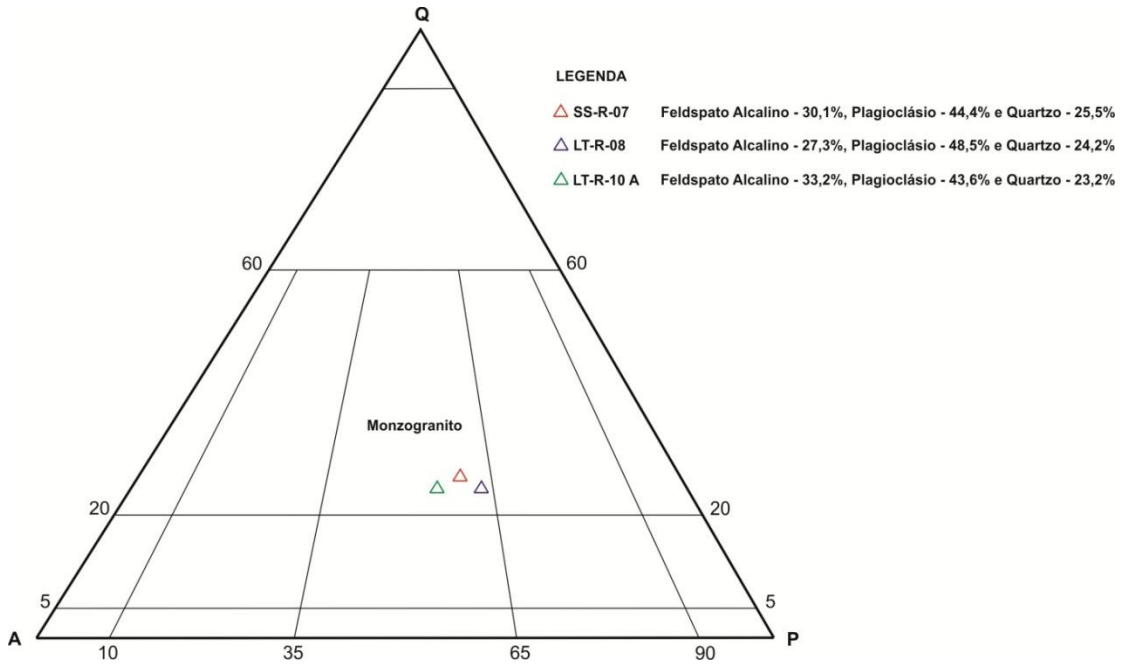


Tabela 3 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para as amostras SS-R-07, LT-R-08 e LT-R-10 A, classificadas como anfibólio-biotita monzogranito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).

Minerais	Amostras		
	SS-R-07	LT-R-08	LT-R-10 A
Feldspato Alcalino	24,1	21,8	26,6
Plagioclásio	35,5	38,8	34,9
Quartzo	20,4	19,4	18,5
Biotita	8,8	10,2	9,3
Anfibólio	6,2	6,6	7,1
Zircão	1,0	1,4	0,7
Apatita	0,5	0,3	0,4
Minerais opacos	3,1	1,6	1,9
Epidoto	0,4	0,1	0,6
Clorita, sericita e argilominerais	Tr	Tr	Tr

#### 6.2.4 Anfibólio-biotita monzogranito fino (ABmf)

A amostra LT-R-10 B apresenta granulação diferente dos ABm, sendo este o critério para separá-la em outra fácies. Por conta disso, esta rocha foi classificada como anfibólio-biotita monzogranito fino, com cristais que apresentam tamanhos entre 0,3 e 0,8 mm, e ocasionalmente cristais que chegam a 2 mm. É uma rocha isotrópica, inequigranular e com textura granular hipidiomórfica e localmente microporfírica (Figura 6.12 A e B). A sua mineralogia é composta por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Os minerais varietais são representados por biotita e anfibólio. As fases acessórias primárias são representadas pelos cristais de zircão, apatita e opacos. Sericita, clorita, epídoto, biotita, argilominerais e opacos representam as fases tardias a pós-magmáticas (secundárias).

Os cristais de plagioclásio apresentam cristais de dimensões variadas. Os menores medem de 0,2 a 0,5 mm, enquanto os maiores variam de 1 a 2 mm de tamanho. São cristais anédricos a subédricos, zonados (Figura 6.12 C) e com geminação segundo a lei albita. Apresentam contornos e contatos irregulares e raramente retilíneos com a biotita. Estão parcialmente alterados para sericita, epídoto, clorita, e argilominerais. Os cristais maiores de plagioclásio contêm inclusões de biotita, quartzo, anfibólio, zircão, apatita e opacos.

Os cristais de feldspato potássico são anédricos a subédricos, com tamanhos que podem chegar a 1,5 mm, seus contornos e contatos são irregulares ocasionalmente retilíneos com os cristais de quartzo e biotita. Grande parte dos cristais não exibe nenhum tipo de maclamento, desenvolvendo apenas textura de exsolução micropertítica (Figura 6.12 D). Apresentam inclusões de quartzo, biotita, zircão e opacos.

Os cristais de quartzo apresentam formas anédricas a subédricas, tamanhos levemente variados (0,3-1 mm) e texturalmente mais finos que os cristais de plagioclásio e feldspato potássico. Os cristais maiores apresentam contornos e contatos irregulares e raramente retilíneos entre si e com os demais minerais e extinção ondulante moderada a fraca. Os cristais menores encontram-se na forma de inclusão nos cristais maiores de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio.

Biotita e anfibólio são as fases máficas mais expressivas. As lamelas de biotita são subédricas a anédricas, com dimensões variando entre 0,2 e 1 mm de tamanho (Figura 6.12 E) e pleocroísmo nas cores verde claro à marrom esverdeado. Seus contornos e contatos são irregulares e raramente retilíneos com o plagioclásio. Em sua maioria, estão preservados, fracamente alterados para clorita. Os cristais maiores contêm inclusões de quartzo, zircão e opacos. E os cristais menores de biotita estão inclusos nos cristais de plagioclásio. Os cristais de anfibólio apresentam formas anédricas a subédricas (Figura 6.12 F), pleocroísmo fraco nas cores, verde claro a verde escuro. Os cristais maiores contêm inclusões de quartzo, zircão, apatita e opacos e os cristais menores estão inclusos no plagioclásio.

Os minerais acessórios zircão, apatita e opacos ocorrem como finos cristais, com tamanhos entre 0,1 a 0,2 mm, inclusos no plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio.

A análise modal foi realizada para essas amostras, e foram devidamente plotadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), (Figura 6.13). A contagem modal realizada em contador automático de pontos está expressa na Tabela 6.4.

Figura 21 - Fotomicrografias da fácies anfibólio-biotita monzogranito fino. (A) textura granular hipidiomórfica; (B) textura microporfírica, com cristais mais desenvolvidos de plagioclásio, NX 2x. (C) cristal de plagioclásio zonado, (D) cristal de feldspato potássico pertitzado, (E) lamelas xenomórficas de biotita, (F) cristal anédrico de anfibólio, amostra LT-R-10 B, NX 4x. (Af – anfibólio, Bt – Biotita, Fk – feldspato potássico, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo).

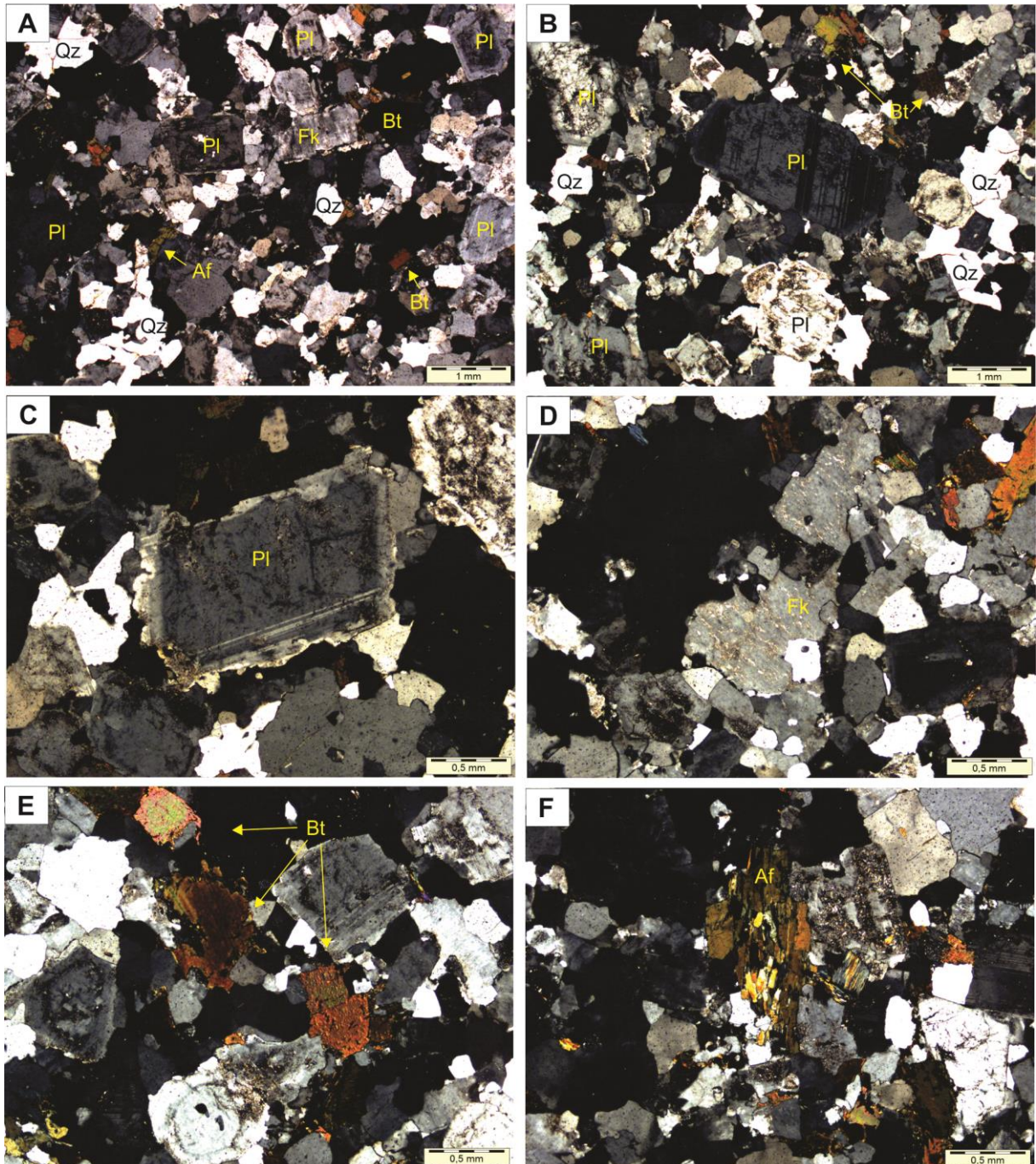


Figura 22 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para a amostra LT-R-10 B, classificada como anfibólio-biotita monzogranito fino.

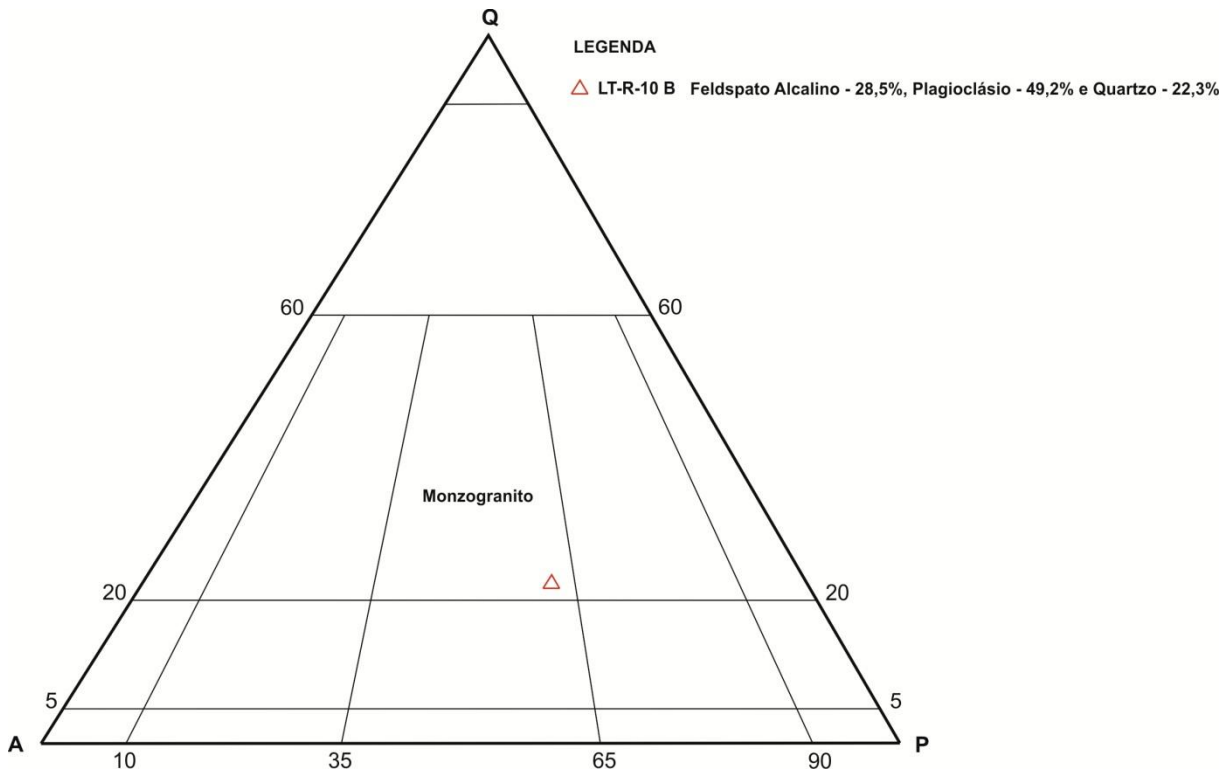


Tabela 4 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para a amostra LT-R-10 B, classificada como anfibólio-biotita monzogranito fino. (Tr – minerais de alteração ou substituição).

Minerais	Amostra <b>LT-R-10 B</b>
Feldspato Alcalino	24,3
Plagioclásio	41,8
Quartzo	18,9
Biotita	5,7
Anfibólio	5,2
Zircão	0,5
Apatita	0,3
Minerais opacos	3,0
Epidoto	0,3
Clorita, sericita e argilominerais	Tr

### 6.2.5 Anfibólio-biotita granodiorito (ABg)

A amostra SS-R-09 foi classificada como anfibólio-biotita granodiorito. É uma rocha inequigranular, isotrópica, de granulação média a grossa, textura porfirítica (Figura 6.14 A), localmente glomeroporfirítica (Figura 6.14 B), com fenocristais que alcançam 3 mm e matriz fanerítica, com cristais que variam de 0,2 a 0,5 mm de tamanho. A sua mineralogia essencial é representada por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico. Os minerais varietais são representados por biotita e anfibólio. As fases acessórias primárias são representadas pelos cristais de zircão, apatita e opacos. Sericita, clorita, epidoto, biotita, argilominerais e opacos representam as fases tardi a pós-magmáticas (secundárias).

Os cristais de Plagioclásio apresentam formas texturais distintas. Os cristais maiores estão na forma de fenocristais, chegando a 3 mm de tamanho e os cristais mais finos estão dispersos na matriz, com tamanho variando entre 0,3 e 0,6 mm. Apresentam formas subédricas a euédricas, maclamento do tipo *albita*, *albita-carlsbad* e *albita-periclina*, seus contornos e contatos são irregulares a retilíneos, zoneamento composicional normal, com centros descalcificados, alterando para sericita, epidoto e argilominerais, proporcionando um aspecto turvo ao mineral, e bordas preservadas (Figura 6.14 C), usualmente a substituição é completa, restando apenas pseudomorfos do plagioclásio (Figura 6.14 D). Os cristais maiores de plagioclásio contêm inclusões de biotita, quartzo, anfibólio, zircão, apatita e opacos.

Os cristais de quartzo estão em grande quantidade na rocha, apresentam formas anédricas a subédricas, dispersos apenas na matriz e com tamanhos que não ultrapassam 0,5 mm. Seus contornos e contatos são bastante variados, geralmente, irregulares, retilíneos, embaiados e côncavo-convexos entre si e com os demais minerais. Exibem extinção ondulante moderada a fraca e são usualmente límpidos. Os cristais menores encontram-se na forma de inclusão nos cristais maiores de plagioclásio, e raramente nos cristais de biotita e anfibólio.

Os cristais de feldspato potássico estão em quantidade pequena na rocha e são encontrados comumente na matriz. Apresentam formas anédricas a subédricas, e tamanhos que não ultrapassam 0,3 mm, seus contornos e contatos são, geralmente, irregulares. Grande parte dos cristais desenvolve maclamento do tipo

albita-periclina e raramente textura de exsolução micropertítica, o que visualmente facilita a sua distinção dos cristais de quartzo.

Biotita e anfibólio são as principais fases máficas e usualmente formam agregados (Figura 6.14 E). As lamelas de biotita são subédricas a anédricas, com dimensões variando entre 0,3 e 1,5 mm e pleocroísmo forte, nas cores amarelo claro à marrom escuro. Seus contornos e contatos são irregulares, raramente retilíneos. Estão parcialmente alterados para clorita e opacos. Localmente, a substituição é completa, preservando apenas a forma do mineral (pseudomorfos) (Figura 6.14 F). Os cristais maiores de biotita contêm inclusões de quartzo, zircão e opacos. E os cristais menores de biotita estão inclusos nos cristais maiores de plagioclásio. A desestabilização dos cristais de anfibólio levou a formação de biotita secundária. Os cristais de anfibólio apresentam formas anédricas a subédricas, pleocroísmo forte nas cores, verde claro a castanho escuro, estão parcial a totalmente alterados para clorita+biotita. Os cristais menores estão inclusos no plagioclásio.

Os minerais acessórios, zircão, apatita e opacos ocorrem como finos cristais, com tamanhos entre 0,2 a 0,4 mm, inclusos nos cristais de plagioclásio e biotita.

A análise modal foi realizada para essas amostras, e foram devidamente plotadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), (Figura 6.15), a contagem modal realizada em contador automático de pontos, para todos os minerais está expressa na Tabela 6.5.

Figura 23 - Fotomicrografia da fácies anfibólio-biotita granodiorito. (A) Textura porfírica e (B) glomeroporfírica, com fenocristais de plagioclásio e matriz composta por finos cristais de plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, NX 2x. (C) Zoneamento composicional normal em plagioclásio, com núcleo intensamente alterado para sericita e bordas preservadas, NX 4x. (D) Pseudomorfos de plagioclásio, totalmente substituídos, NX 2x. (E) Aglomerados máficos de biotita e anfibólio, NX 4x. (F) Cristal de biotita totalmente substituída por clorita e opacos, NX 10x, amostra SS-R-09. (Af – anfibólio, Bt – Biotita, Cl – clorita, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo).

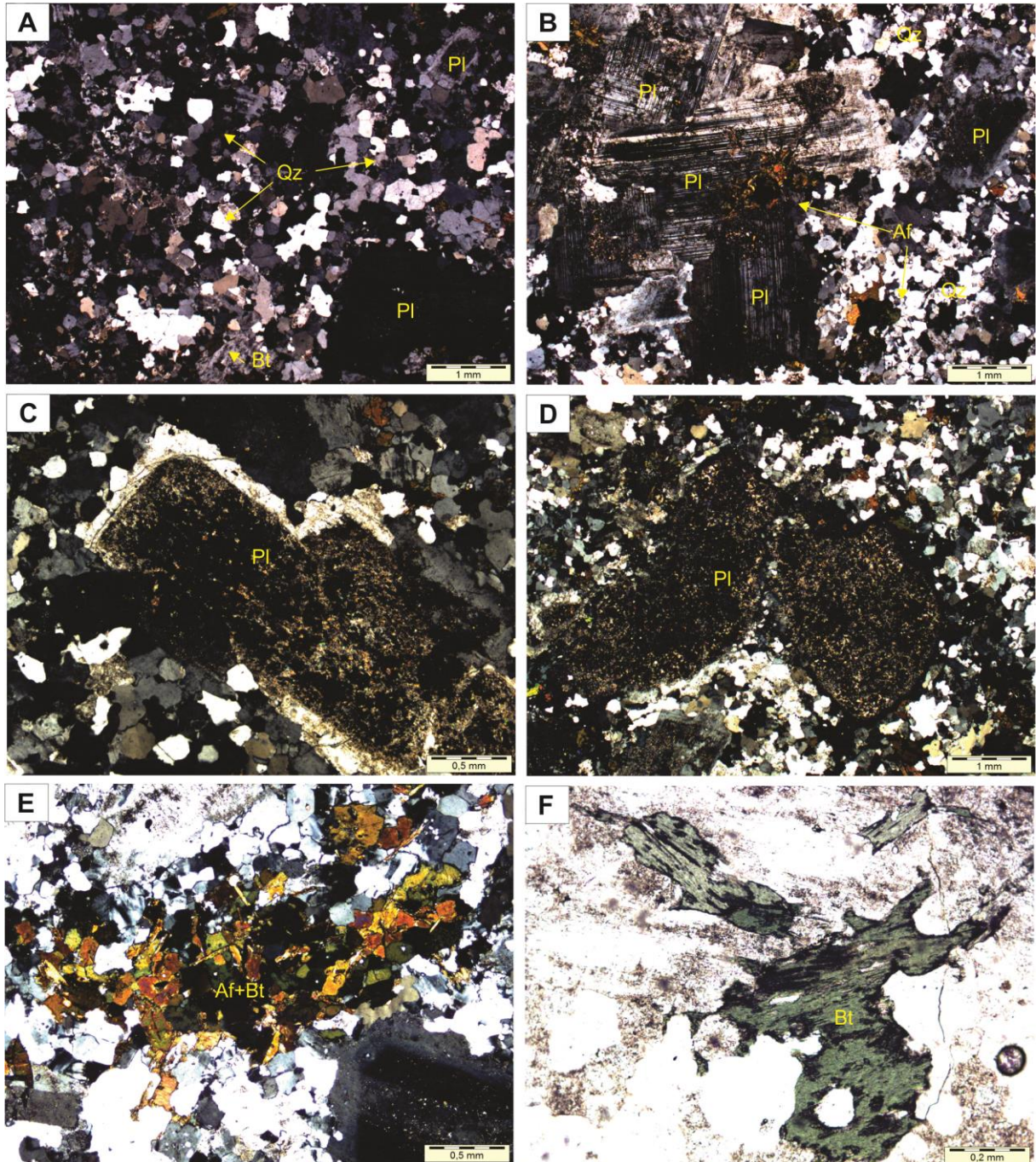


Figura 24 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para a amostra SS-R-09, classificada como anfibólio-biotita granodiorito.

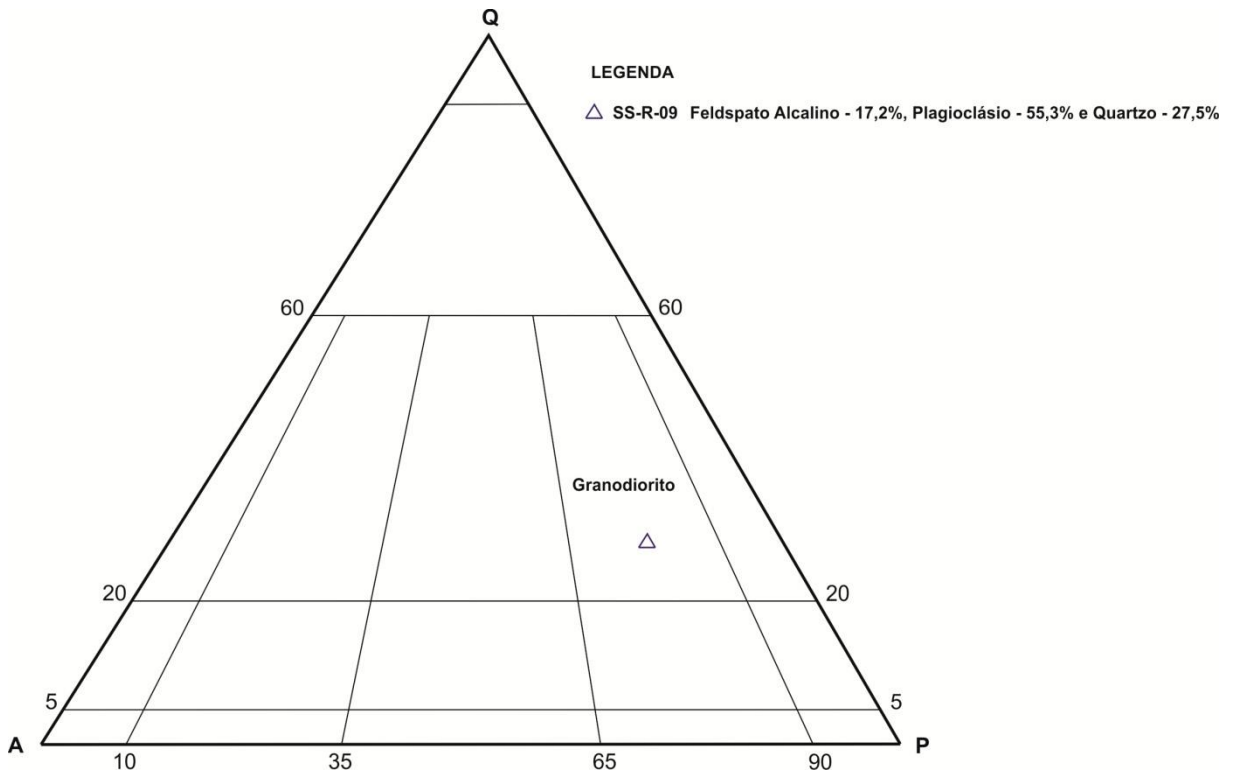


Tabela 5 - Tabela de contagem modal, em porcentagem, para a amostra SS-R-09, classificada como anfibólio-biotita granodiorito. (Tr – minerais de alteração ou substituição).

Minerais	Amostra <b>SS-R-09</b>
Feldspato Alcalino	14,6
Plagioclásio	47,0
Quartzo	23,4
Biotita	8,1
Anfibólio	5,2
Zircão	0,3
Apatita	0,1
Minerais opacos	1,1
Epidoto	0,1
Clorita, sericita e argilominerais	Tr

## 7 INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA

### 7.1 MÉTODOS AEROGEOFÍSICOS

Diversos autores têm utilizado dados aerogeofísicos como ferramenta importante para o mapeamento geológico. Boyd (1967) foi um dos primeiros pesquisadores que integrou técnicas modernas de levantamentos aerogamaespectrométricos com dados de mapeamento geológico. Esta metodologia se tornou amplamente utilizada em trabalhos de mapeamento, inclusive na Amazônia, que apresenta grandes dificuldades de acesso (CARNEIRO et al., 2006; PARADELLA et al., 1998; ROSA-COSTA et al., 2002; SILVA et al., 2007; TERUYIA et al., 2008).

Para subsidiar a interpretação de dados aerogeofísicos gamaespectrométricos e magnetométricos, alguns princípios básicos dos respectivos métodos devem ser discutidos.

A aerogamaespectrometria mede a abundância de K, Th e U nas rochas e materiais superficiais, através da detecção de energia liberada pela emissão de raios gama oriundas do decaimento radioativo natural destes elementos (MINTY, 1997 apud ROSA-COSTA et al., 2002). As medidas fornecem, portanto, informações sobre a presença dos elementos radioativos K, U, e Th nos diversos tipos de materiais geológicos, e conseqüentemente variam em função de sua composição química. Esses elementos são utilizados porque, geralmente, estão presentes em quase todas as rochas e em quantidades e proporções bem definidas. Além disso, os raios gama de cada um desses elementos são emitidos em faixas de energia bem diferentes uma das outras, o que permite detectar a presença dos mesmos elementos em uma mesma litologia (BORGES, 2007).

Portanto, como a intensidade dos raios gama emitidos está relacionada à composição química, a gamaespectrometria é uma importante ferramenta de mapeamento geológico devido à distribuição diferenciada de Th, U e K nas rochas e solos. Mas deve-se considerar que cerca de 90% da radiação gama emana dos 30 a 45 cm superiores das camadas superficiais (WILFORD et al., 1997 apud ROSA-

COSTA et al., 2002), o que significa que as assinaturas radiométricas observadas estão relacionadas tanto às rochas quanto aos solos (ROSA-COSTA et al., 2002).

O tratamento de dados gamaespectrométricos através do programa OASIS Montaj permite a geração de mapas multitemáticos que podem ser utilizados no mapeamento geológico e na prospecção mineral, como por exemplo os mapas individuais de distribuição de K (%), U (ppm) e Th (ppm), mapas de composição ternária de K-U-Th, mapas de contagem total dos três elementos, e mapas de razões entre elementos (exemplo U/K e U/Th).

A magnetometria, por sua vez envolve o poder de magnetização do campo magnético terrestre, e da susceptibilidade magnética diferenciada de minerais, que produzem, em função disso, respostas magnéticas distintas (RIGOTI et al., 1998 apud ROSA-COSTA et al., 2002). Essas variações do campo são chamadas de anomalias magnéticas, causadas devido a presença de minerais com elevada susceptibilidade magnética, como é o caso da magnetita, ilmenita, titanomagnetita, pirrotita e outros minerais. Diferentemente do que acontece na gamaespectrometria, que tem respostas apenas de materiais que estão na superfície, a magnetometria obtém informações produzidas também por corpos magnéticos em profundidade, e por esta razão devem ser utilizadas com cautela no mapeamento geológico, visto que nem sempre anomalias magnéticas são produzidas por corpos aflorantes.

Vários mapas temáticos podem ser obtidos através do processamento de dados magnetométricos. Os mapas mais usuais são os Mapa do Campo Magnético Total, Mapa da Amplitude do Sinal Analítico e o Mapa da primeira Derivada Vertical do campo magnético anômalo. Nesse trabalho se fez necessário apenas a utilização do Mapa da Amplitude do Sinal Analítico.

Neste trabalho esses dois métodos foram aplicados, buscando-se correlacionar as informações geológicas, principalmente dados de campo e petrográficos, com as assinaturas geofísicas. Esta atividade visa principalmente a discriminação de corpos graníticos, na literatura correlacionados à unidade Suíte Intrusiva Mapuera, da associação vulcânica-piroclástica do Grupo Iricoumé.

## 7.2 INTERPRETAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA

A integração dos dados de gamaespectrometria permitiu a confecção dos mapas de distribuição de K, Th, U e de composição ternária para a área desse estudo. A contribuição desse método para o mapeamento dessa região foi mais expressivo que os produtos de magnetometria.

Dentre os mapas, o de Th e o de composição ternária demonstram-se mais eficientes para a individualização de corpos graníticos, bastante expressivos na área. O primeiro demonstra a distribuição do Th dentro dos corpos, enquanto, o segundo mostra as contribuições relativas dos três elementos radioativos (K, Th e U).

A partir da análise destes dois mapas pode-se identificar pelo menos quatro assinaturas geofísicas distintas, que representam as unidades litogeofísicas A, B, C e D. A Unidade Litogeofísica A é assinalada pelos valores radiométricos mais elevados no canal do Th (23,5-34,6 ppm), que responde com tonalidades verde-esbranquiçadas no mapa de composição ternária (Figura 7.1 A e B). A Unidade Litogeofísica B é representada por valores radiométricos intermediários no canal do Th (19,2-25,0) e tonalidades esverdeadas a verde-amareladas no mapa ternário. A assinatura da Unidade Litogeofísica C é caracterizada por valores baixos no canal do Th (12,1-19,2) e tonalidades esverdeadas e escuras no mapa de composição ternária (Figura 7.1 A e B). Finalmente a Unidade Litogeofísica D corresponde aos valores radiométricos mais baixos no canal do Th, no máximo 16,1 ppm, e tonalidades escuras e avermelhadas no mapa ternário. As unidades foram devidamente individualizadas e estão expressas na Figura 7.2.

Os mapas de K e U, por sua vez, não demonstraram grande utilidade nesse mapeamento, sobretudo o mapa do K, o que pode ser explicado pelo fato de que na Região Amazônica, grande parte das rochas expostas ou relativamente rasas são submetidas ao intemperismo químico favorecido pelas condições climáticas, o que facilita a formação de perfis e solos lateríticos consideráveis. Sob essas condições intempéricas, o K, abundante em minerais formadores de rocha como o feldspato potássico, é um elemento móvel facilmente lixiviado (ROSA-COSTA et al., 2002).

No mapa de distribuição de K (Figura 7.3 A), os valores radiométricos mais elevados são encontrados ao longo dos principais cursos d'água. Isso é um forte indicador de que a o intemperismo favoreceu a mobilidade desse elemento, que se concentra nas porções mais rebaixadas do terreno.

Enquanto o potássio é um elemento bastante móvel, sobretudo o Th, e de certa forma o U, se comportam de forma bastante estável sob condições intempéricas, embora sejam muito menos abundantes na crosta terrestre (em torno de 3 ppm para o U e 12 ppm para o Th) (DICKSON; SCOTT, 1997 apud ROSA-COSTA et al., 2002). Esses elementos são comumente encontrados em minerais acessórios e resistatos, como a monazita e o zircão, que permanecem no perfil intempérico, podendo ser encontrados também como traços nos minerais formadores de rocha (RIGOTI et al., 1998). O tório ainda apresenta alta sensibilidade a mudanças composicionais, quando essa característica é combinada a sua estabilidade diante o intemperismo, os mapas do canal Th se tornam ferramentas adequadas para o mapeamento de regiões onde os processos de laterização modificam drasticamente as características químicas e radiométricas de rochas e/ou solos (ROSA-COSTA et al., 2002).

O mapa do canal de U (Figura 7.3 B) não mostra grande contribuição, mas pode-se dizer que ele demarca bem a unidade litogeofísica A.

Figura 25 - Mapas gamaespectrométricos. (A) Mapa do canal do Th e unidades litogeofísicas individualizadas. (B) Mapa Ternário de K-Th-U, composição RGB (no inglês, Red, Green e Blue) e unidades litogeofísicas.

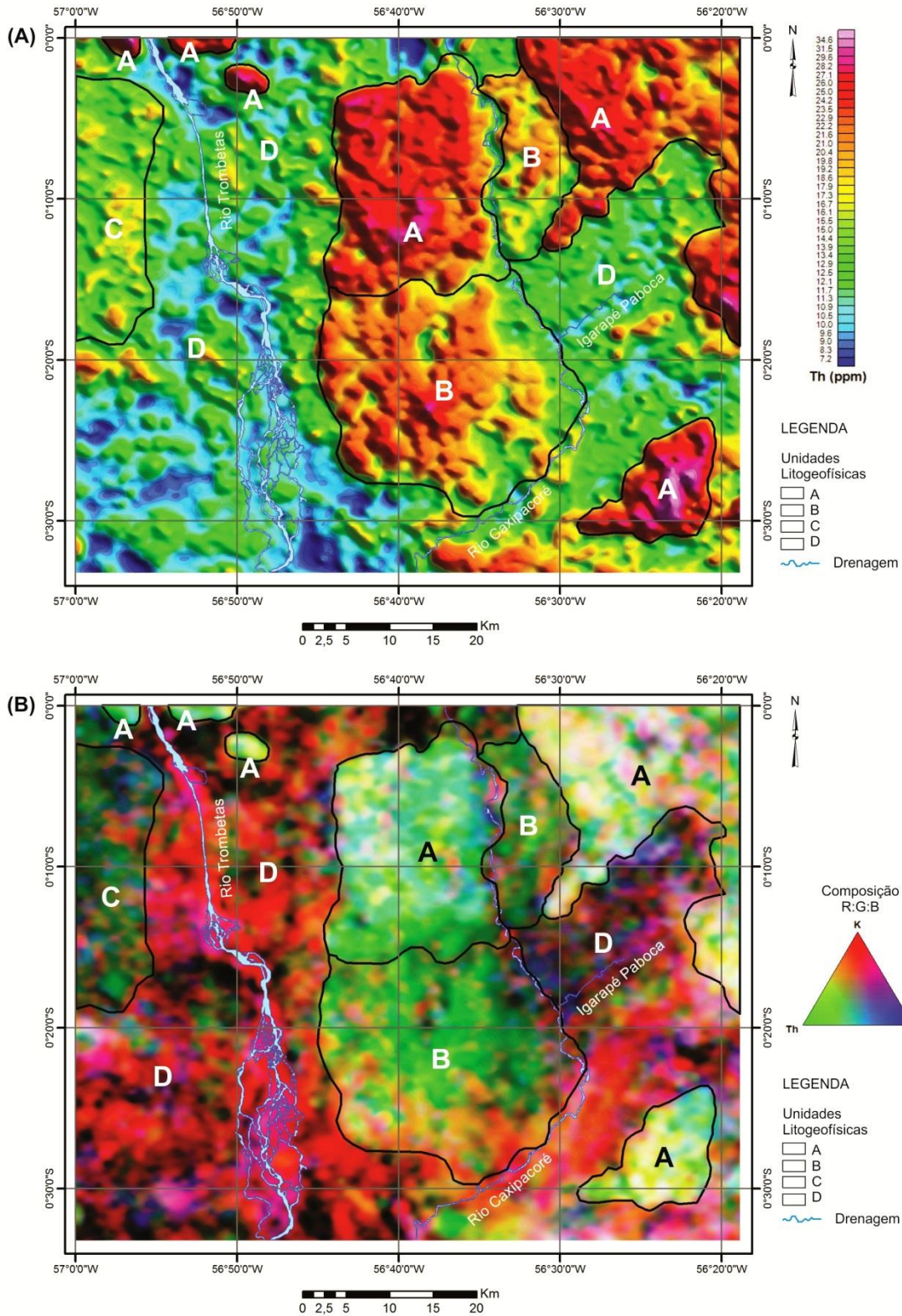


Figura 26 - Mapa de unidades litogeofísicas, obtidas a partir dos mapas gamaespectrométricos do canal do Th e Ternário de K-Th-U.

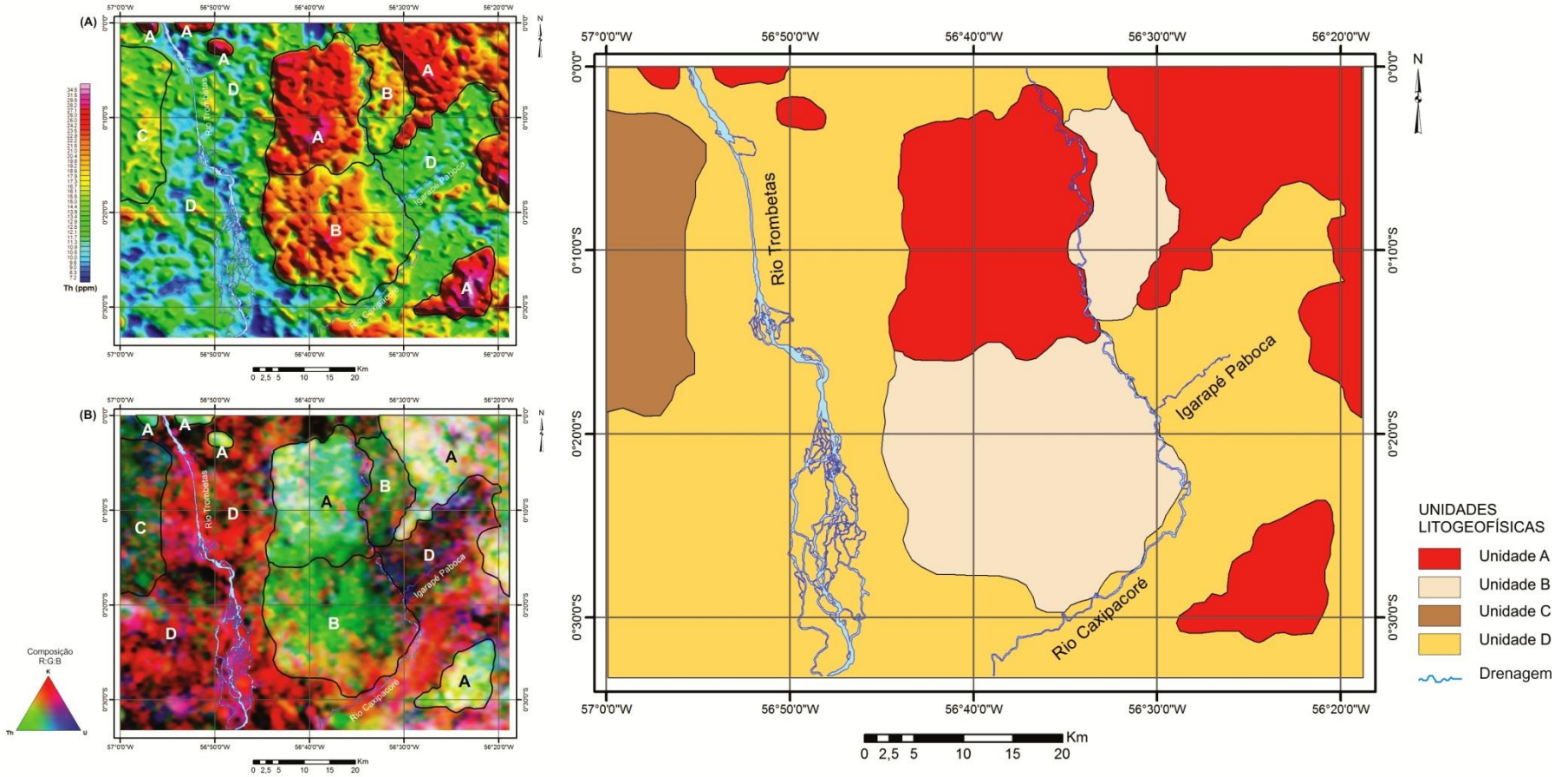
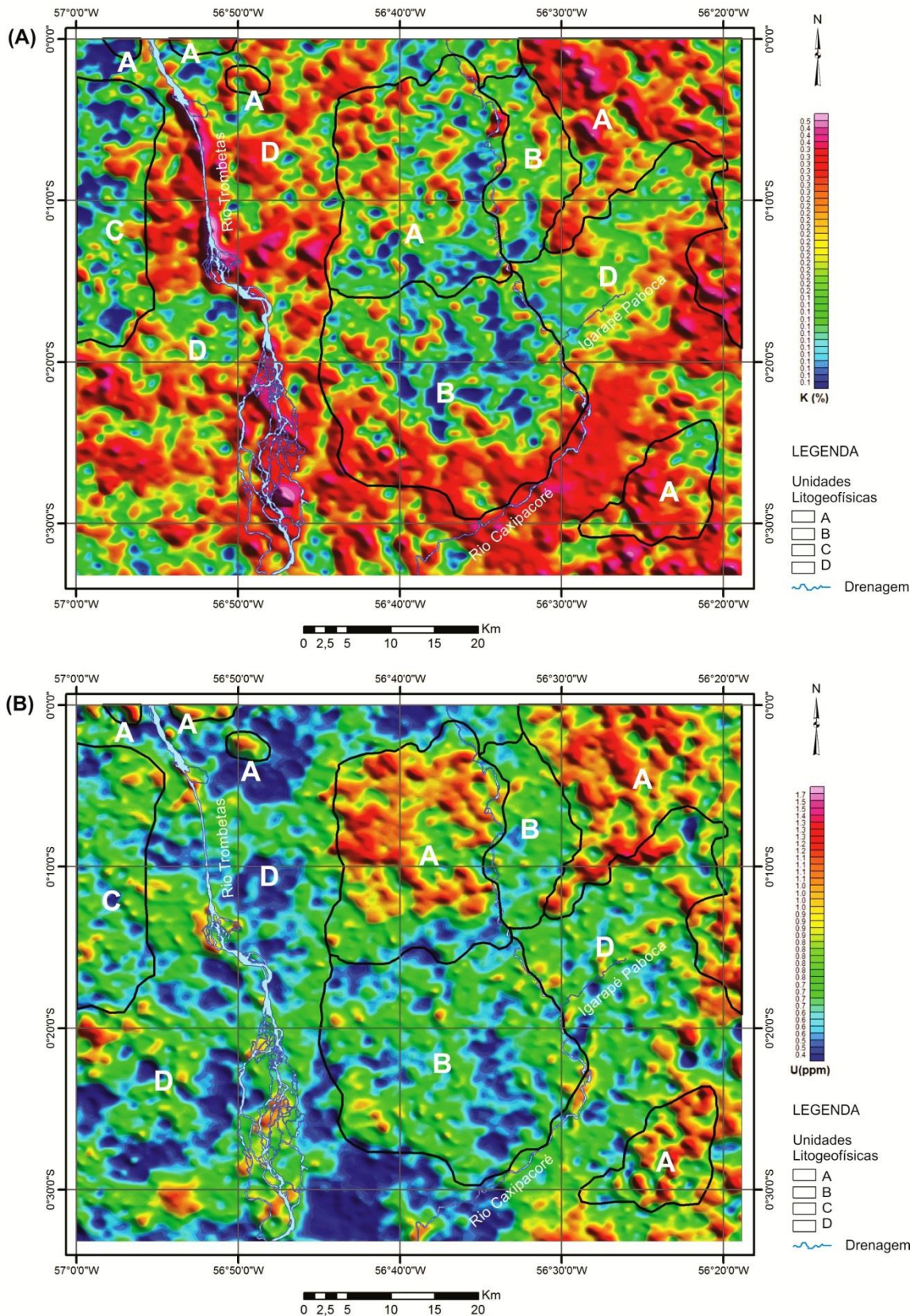


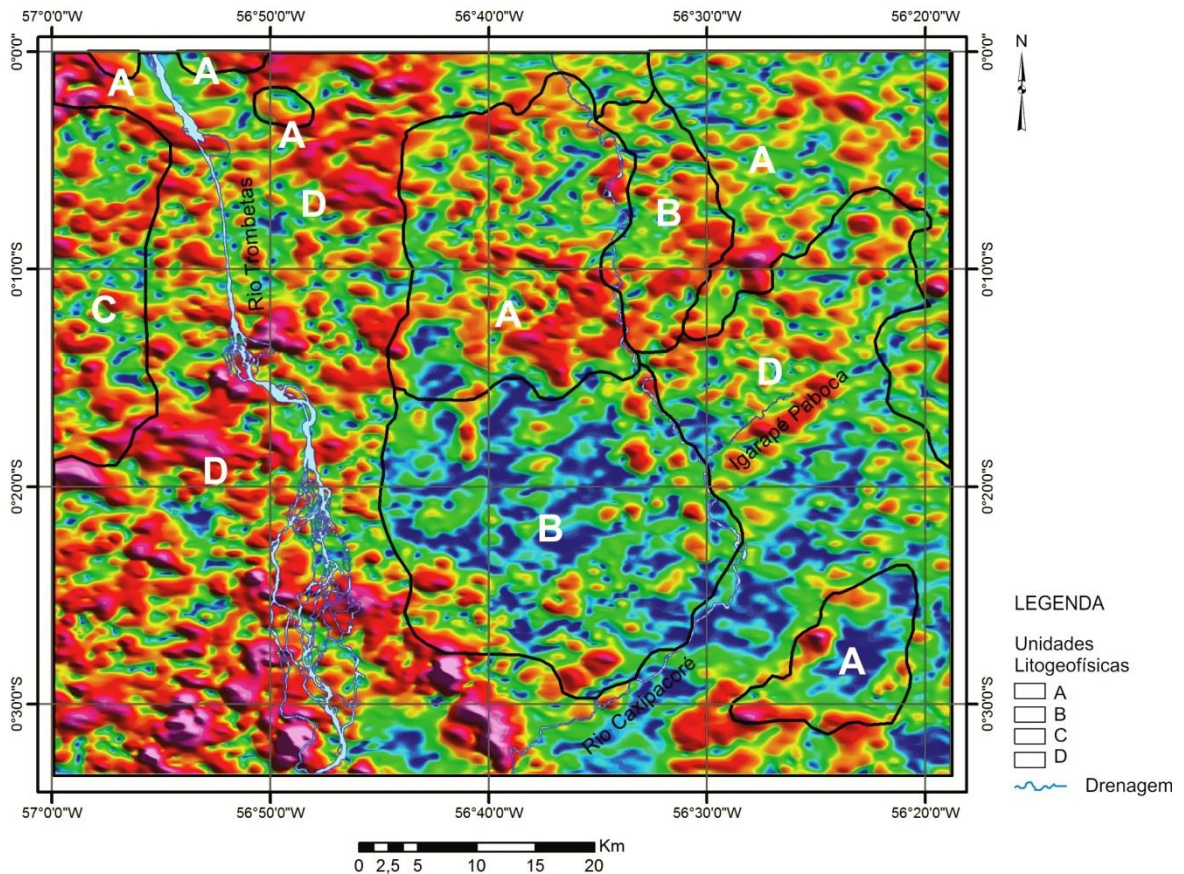
Figura 27 - Mapas gamaespectrométricos. (A) Mapa do canal do K e unidades litogeofísicas individualizadas. (B) Mapa do canal do U e unidades litogeofísicas.



### 7.3 INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA

Para a interpretação magnetométrica foi utilizado apenas o mapas da amplitude do sinal analítico (Figura 6.4). Correlacionando-se as unidades litogeofísicas definidas pela análise gamaespectrométrica com o mapa do sinal analítico observa-se que as unidades litogeofísicas A a C, que representam corpos graníticos, apresentam relevo magnético calmo, ou seja, essas rochas possuem baixa susceptibilidade magnética, enquanto a unidade litogeofísica D, que representa a associação vulcânica-vulcanoclástica do Grupo Iricoumé, apresenta em alguns locais um relevo magnético um pouco mais perturbado, indicado por pequenas anomalias magnéticas observadas na porção sudeste da área. É provável que estas anomalias estejam relacionadas a ocorrência de corpos máficos neste setor, conforme indicam dados de campo levantados pelo Projeto Geologia da Folha Rio Trombetas, em execução pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil (informação verbal)<sup>1</sup>.

Figura 28 - Mapa magnetométrico de Amplitude de Sinal Analítico e Unidades Litogeofísicas.



## 8 TIPOLOGIA DOS ZIRCÕES

O zircão como mineral acessório ocorre em quantidade relativamente abundante em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Sua forma variada, tanto piramidal como prismática, está relacionada a diversos fatores, tendo como os mais importantes, a supersaturação em zircônio (BENISEK; FINGER, 1993), a temperatura de cristalização e índice de alcalinidade (PUPIN, 1980), e ainda, a presença de determinados elementos químicos como o U, Th e outros elementos terras raras (Y, Nb, Ta), (VAVRA, 1990).

As características mais importantes deste mineral são a sua durabilidade física, resistência a altas temperaturas e tendência de incorporar elementos traço (CHERNIAK et al., 1997a, 1997b; WATSON; CHERNIAK, 1997). Isso tornou o zircão um mineral indispensável para estudos em diversas áreas da Geologia, como na geocronologia e nos estudos de proveniência sedimentar.

Morfologicamente, o zircão apresenta tipologias distintas, de acordo com o tamanho dos primas e das pirâmides. Dessa forma, o zircão pode apresentar uma estrutura interna zonada, inclusões de outros minerais e evidência de metamictização, ocasionada pela destruição por radiação da estrutura cristalina do mineral (EWING et al., 2003). Sob o microscópio ótico, a observação das características morfológicas dos cristais de zircão é limitada, podendo ser apenas analisadas as propriedades macroscópicas como grau de cor, transparência ou opacidade, morfologia externa e formas de desenvolvimento, presença de inclusões, fraturas e alterações (CORFU et al., 2003). Portanto, para este trabalho somente estas características serão descritas.

A amostra LT-R-16 (anfíbólio-biotita sienogranito) apresenta cristais com tamanho entre 0,1 a 0,3 mm, prismáticos, piramidais, automórficos, levemente turvos devido a metamictização e com bordas escuras (Figura 8.1 A e B). A maioria apresenta núcleos mais transparentes, porém com constantes inclusões e microfraturas (Figura 8.1 C). Mesmo ao microscópio petrográfico é possível observar um zoneamento composicional, marcado por linhas de crescimento (Figura 8.1 C).

Os cristais de zircão da amostra LT-R-08 (anfibólio-biotita monzogranito) são maiores, com dimensões que ultrapassam 0,3 mm, euédricos, com formas piramidais e prismáticas. O processo de metamictização provocou um grau de opacidade elevado, com grãos intensamente turvos, com poucos cristais que apresentam núcleos límpidos (Figura 8.2 A). Nos cristais mais transparentes é possível observar algumas inclusões e microfraturamentos (Figura 8.2 B).

Segundo Hoskin e Black (2000), em rochas magmáticas, os zircões são usualmente euédricos com forte zoneamento composicional, enquanto em rochas metamórficas, os zircões em geral possuem terminações arredondadas, formando até mesmo ovóides e zoneamentos sutis.

Essas características são fortemente marcantes nas populações de zircão das duas amostras, comprovando que eles de fato são magmáticos, excluindo alguma possibilidade de serem zircões herdados e portanto, proporcionando uma maior confiabilidade à interpretação dos dados geocronológicos.

Em comparação as tipologias de zircão propostas por Pupin e Turco (1972), os zircões das duas amostras se encaixam nos tipos P e variam em seu subtipos (P1, P2, P3, P4 e P5) (Figura 8.3)

Figura 29 - Cristais de zircão da amostra LT-R-16 (anfíbólio-biotita sienogranito). (A) e (B) cristais automórficos com tamanhos variados, (C) Cristais que evidenciam zoneamento, inclusões e microfraturamento.

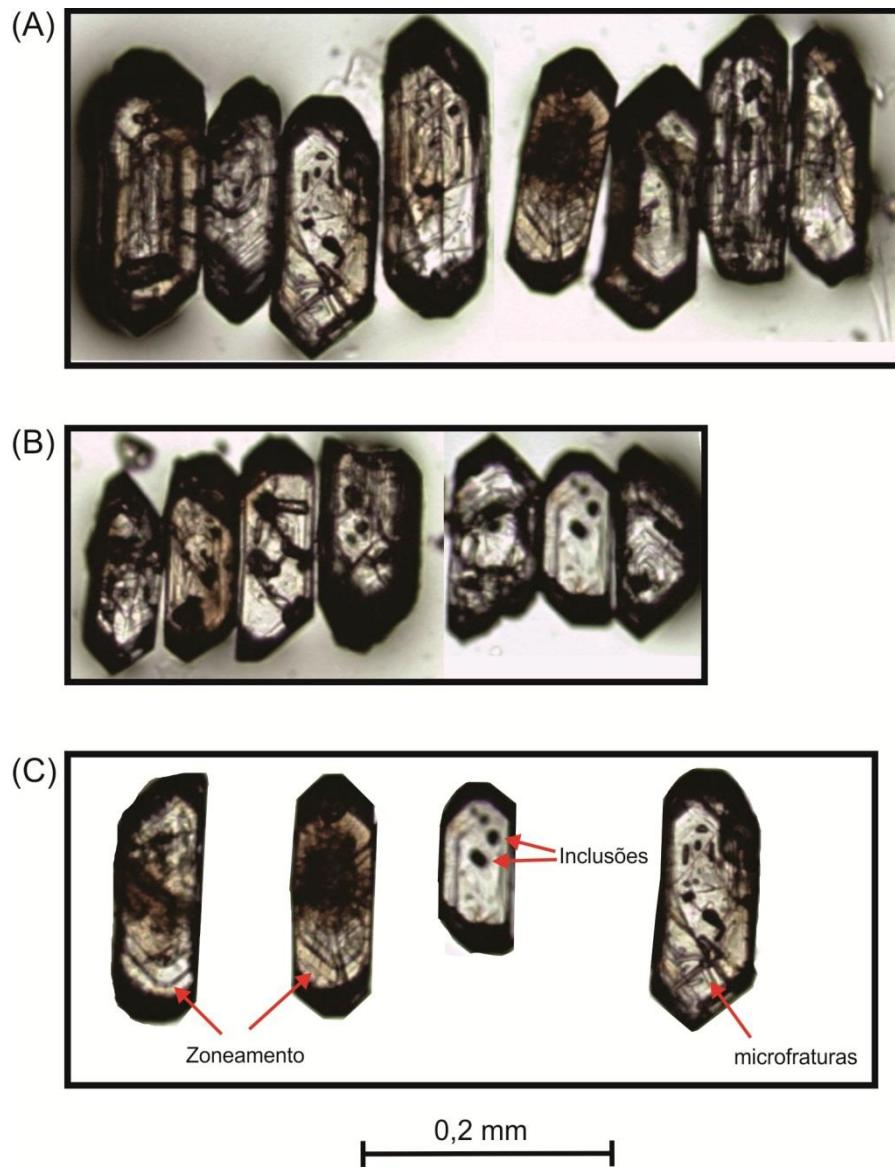


Figura 30 - Cristais de zircão da amostra LT-R-08 (anfíbólio-biotita monzogranito), (A) grãos euédricos fortemente metamícticos, (B) Destaque para o cristal com núcleo mais límpido mostrando inclusões e microfraturas.

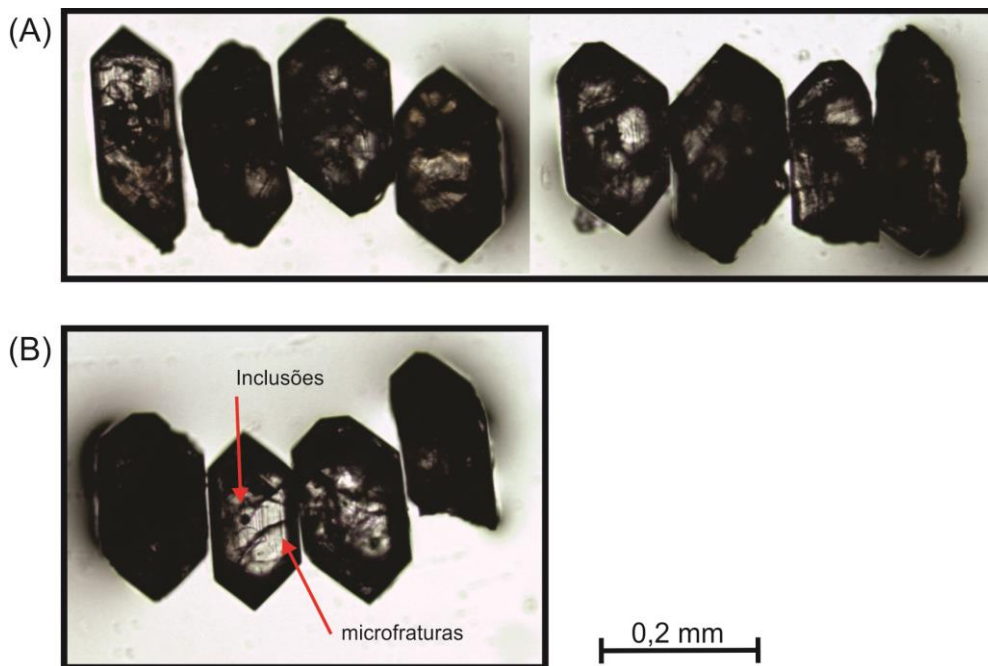
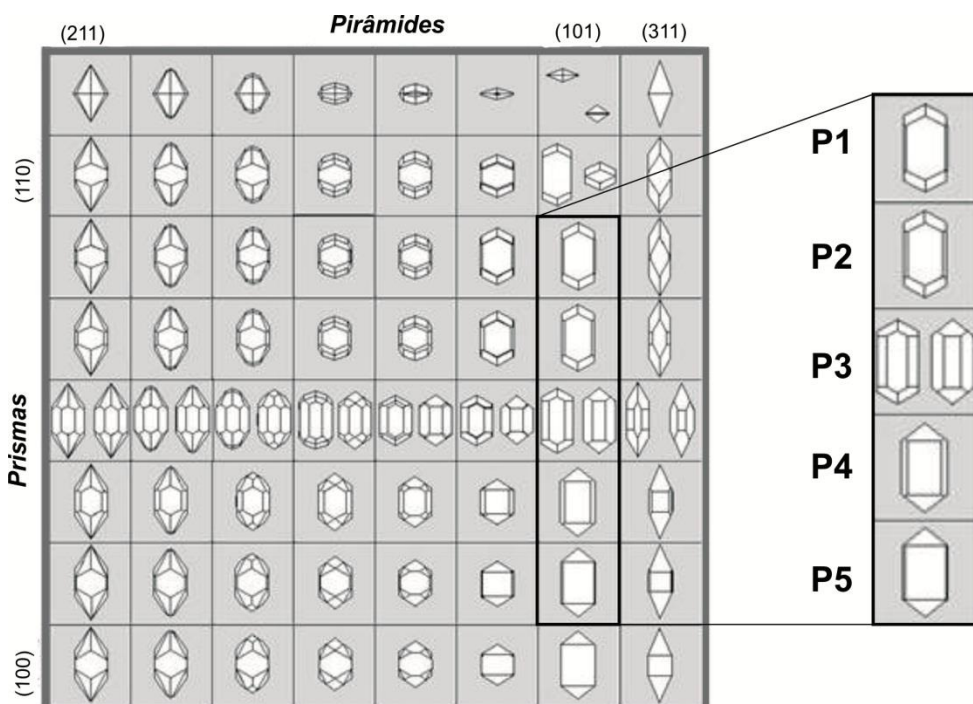


Figura 31 - Quadro tipológico que mostra os diferentes tipos e subtipos fundamentais da classificação de Pupin e Turco (1972). Destaque para os tipos e subtipos identificados para as amostras analisadas nesse trabalho.



Fonte: Modificado de Pupin e Turco (1972) apud Sturm, (2007).

## 9 GEOCRONOLOGIA

### 9.1 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

As duas amostras selecionadas para datação por evaporação de Pb em zircão, são um anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16) e um anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08), as quais são relacionadas às unidades litogeofísicas A e B, respectivamente. A seleção destas amostras para datação teve como objetivo, entender se as variações de assinaturas geofísicas representam apenas variações faciológicas de um mesmo corpo, ou se definem corpos magmáticos distintos, representativos de eventos magmáticos distintos. Além disso, o estudo geocronológico teve como objetivo definir a que unidades litoestratigráficas estão relacionados as rochas datadas.

Os resultados analíticos das duas amostras de granitos estão expressos na Tabela 9.1, que inclui as razões isotópicas obtidas em cada etapa de aquecimento e a sua respectiva temperatura. Os diagramas de evaporação de Pb são apresentados na Figura 9.1.

No anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16), os cristais selecionados para datação apresentam coloração levemente amarelada a incolor, com centros (núcleos) mais límpidos e bordas mais escuras, geralmente, são prismáticos bipiramidais, microfraturados, levemente metamícticos e com inclusões de alguns minerais. Alguns cristais apresentam-se zonados, característica típica de zircões magmáticos. Oito cristais foram datados, sendo que apenas 6 apresentaram resultados isotópicos que permitiram o cálculo de suas idades, as quais variam entre  $1979 \pm 3$  e  $1970 \pm 8$  Ma. Os dados de 2 cristais (LTR-16/5 e LTR-16/6) foram excluídos, pois apresentaram elevado Pb comum. Para o cálculo da idade média foram excluídos subjetivamente os resultados obtidos nos cristais LTR-16/4 e LTR-16/3 na etapa de mais baixa temperatura ( $1450^\circ$  C), os quais fornecerem idades relativamente mais jovens,  $1968 \pm 5$  e  $1950 \pm 9$  Ma, respectivamente, possivelmente relacionados à perda relativa de Pb radiogênico. Portanto, os dados isotópicos coletados em 5 zircões permitiram o cálculo de uma idade média de  $1977 \pm 4$  Ma (MSWD = 2.7), a qual é interpretada como idade de cristalização do anfibólio-biotita sienogranito .

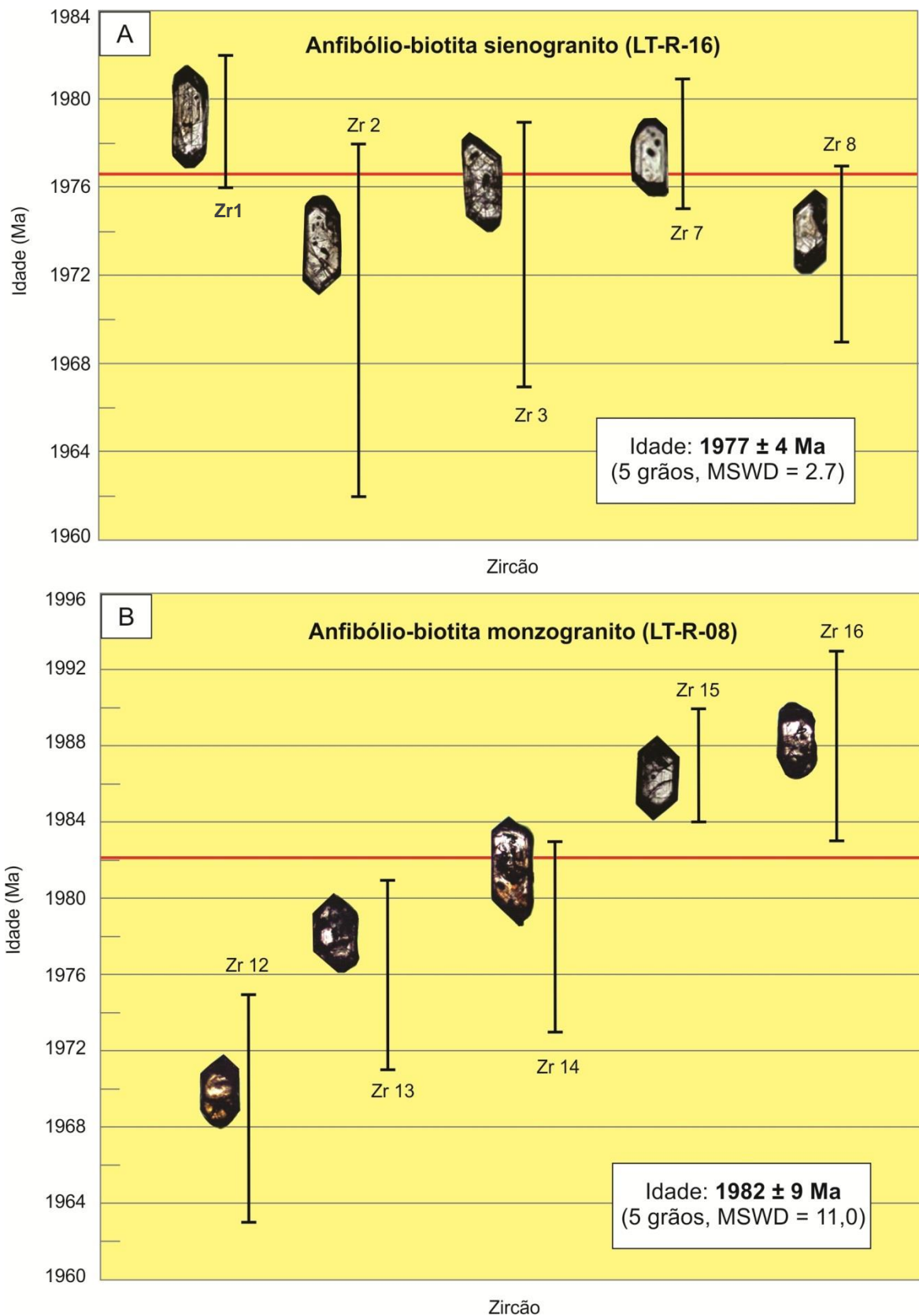
No anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08) os cristais de zircão datados têm formas euédricas, prismáticas a bipiramidais, coloração bastante escura, são moderadamente metamórficos e com algumas inclusões. Nesta amostra 17 cristais foram datados, sendo que apenas 5 forneceram dados isotópicos que permitiram o cálculo de idades bastante variáveis, entre  $1988 \pm 14$  e  $1969 \pm 6$  Ma, Foi calculada uma média de  $1982 \pm 9$  Ma, com elevado MSWD (11,0), que é interpretada como uma idade mínima de cristalização da rocha datada.

Embora a idade média obtida no anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08) deva ser utilizada com cautela devido à incerteza do dado analítico, pode-se dizer que esta idade é semelhante, dentro do limite de erros, à idade fornecida pelo anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16).

Tabela 6 - Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão para as amostras LT-R-16 e LT-R-08. Valores em negrito foram incluídos nos cálculos idades com erros de  $2\sigma$ . \*Excluídos do cálculo da idade.

Zircão	T (°C)	Razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (etapa)	$2\sigma$	Idade (grão)	$2\sigma$
<b>Anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16)</b>													
LTR16/1	1450	<b>24</b>	<b>4926</b>	<b>0.1744</b>	<b>0.0019</b>	<b>0.1240</b>	<b>0.0001</b>	<b>0.1214</b>	<b>0.0003</b>	<b>1977</b>	<b>5</b>		
	1500	<b>36</b>	<b>5464</b>	<b>0.1661</b>	<b>0.0024</b>	<b>0.1240</b>	<b>0.0001</b>	<b>0.1216</b>	<b>0.0002</b>	<b>1980</b>	<b>3</b>	<b>1979</b>	<b>3</b>
LTR16/2	1500	<b>34</b>	<b>9009</b>	<b>0.2067</b>	<b>0.0025</b>	<b>0.1220</b>	<b>0.0003</b>	<b>0.1209</b>	<b>0.0005</b>	<b>1970</b>	<b>8</b>	<b>1970</b>	<b>8</b>
	LTR16/3	*1450	20	3155	0.1523	0.0010	0.1237	0.0005	0.1195	0.0006	1950	9	
	1500	<b>32</b>	<b>8772</b>	<b>0.1716</b>	<b>0.0007</b>	<b>0.1227</b>	<b>0.0003</b>	<b>0.1211</b>	<b>0.0004</b>	<b>1973</b>	<b>6</b>	<b>1973</b>	<b>6</b>
LTR16/4	*1500	20	5208	0.1447	0.0005	0.1232	0.0003	0.1208	0.0003	1968	5		
LTR16/7	1450	<b>28</b>	<b>9524</b>	<b>0.1866</b>	<b>0.0008</b>	<b>0.1228</b>	<b>0.0001</b>	<b>0.1214</b>	<b>0.0001</b>	<b>1978</b>	<b>2</b>	<b>1978</b>	<b>3</b>
	1500	38	16949	0.2265	0.0004	0.1225	0.0002	0.1216	0.0002	1981	3		
LTR16/8	1450	<b>34</b>	<b>9259</b>	<b>0.1985</b>	<b>0.0005</b>	<b>0.1226</b>	<b>0.0005</b>	<b>0.1211</b>	<b>0.0004</b>	<b>1972</b>	<b>6</b>		
	1500	<b>36</b>	<b>8772</b>	<b>0.2207</b>	<b>0.0012</b>	<b>0.1226</b>	<b>0.0003</b>	<b>0.1211</b>	<b>0.0004</b>	<b>1974</b>	<b>5</b>	<b>1973</b>	<b>4</b>
<b>Media (5 grãos - MSWD = 2.7)</b>												<b>1977</b>	<b>4</b>
<b>Anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08)</b>													
LTR-08/12	*1450	4	2867	0.0662	0.001584	0.1260	0.0573	0.0858	0.0042	1334	0.0237		
	1500	<b>36</b>	<b>126</b>	<b>0.1594</b>	<b>0.000024</b>	<b>0.1226</b>	<b>0.0018</b>	<b>0.1208</b>	<b>0.0001</b>	<b>1969</b>	<b>0.0004</b>	<b>1969</b>	<b>6</b>
LTR-08/13	*1450	8	475	0.1755	0.000008	0.1215	0.0032	0.1151	0.0013	1881	0.0013		
	1500	<b>28</b>	<b>76</b>	<b>0.1891</b>	<b>0.000017</b>	<b>0.1224</b>	<b>0.0023</b>	<b>0.1213</b>	<b>0.0005</b>	<b>1976</b>	<b>0.0003</b>	<b>1976</b>	<b>5</b>
LTR-08/14	*1450	40	82	0.1830	0.000026	0.1240	0.0006	0.1231	0.0002	2001	0.0003		
	1500	<b>40</b>	<b>45</b>	<b>0.1818</b>	<b>0.000003</b>	<b>0.1221</b>	<b>0.0005</b>	<b>0.1214</b>	<b>0.0002</b>	<b>1978</b>	<b>0.0004</b>	<b>1978</b>	<b>5</b>
LTR-08/15	1500	<b>08</b>	<b>38</b>	<b>0.1778</b>	<b>0.000002</b>	<b>0.1226</b>	<b>0.0006</b>	<b>0.1220</b>	<b>0.0002</b>	<b>1987</b>	<b>0.0002</b>	<b>1987</b>	<b>3</b>
	*1550	4	1958	0.1214	0.001248	0.1248	0.0523	0.0978	0.0037	1582	0.0182		
LTR-08/16	*1450	36	127	0.1818	0.000013	0.1236	0.0009	0.1222	0.0002	1988	0.0004		
	1500	<b>8</b>	<b>121</b>	<b>0.1766</b>	<b>0.000008</b>	<b>0.1235</b>	<b>0.0006</b>	<b>0.1219</b>	<b>0.0010</b>	<b>1985</b>	<b>0.0010</b>	<b>1988</b>	<b>14</b>
LTR-08/17	*1450	8	675	0.1680	0.000014	0.1292	0.0010	0.1202	0.0003	1959	0.0004		
	*1500	6	506	0.1774	0.000030	0.1247	0.0125	0.1179	0.0024	1925	0.0025		
<b>Media (5 grãos - MSWD = 11.0)</b>												<b>1982</b>	<b>9</b>

Figura 32 - Diagrama de evaporação de Pb para as rochas (A) anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16) e (B) Anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08).



## 10 DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A integração de dados aerogeofísicos, petrográficos e geocronológicos produzidos neste estudo (Figura 10.1) permite que sejam feitas algumas considerações que deverão contribuir para o refinamento da cartografia geológica da área de estudo e para o entendimento da evolução magmática orosiriana do Domínio Erepecuru-Trombetas.

Grande parte das rochas plutônicas do Domínio Erepecuru-Trombetas foram agrupadas na Suíte Intrusiva Mapuera, em projetos de mapeamento geológico antigos e caracterizadas isotopicamente com métodos imprecisos e limitados. Um extenso corpo granítico localizado no noroeste da Folha Rio Trombetas, correlacionado à Suíte Intrusiva Mapuera, foi alvo de estudo neste trabalho.

A interpretação de imagens aerogeofísicas na área do referido corpo, utilizando-se principalmente mapas gamaespectrométricos do canal do Th e de composição ternária, permitiu a individualização de quatro unidades litogeofísicas de acordo com as suas assinaturas radiométricas: A unidade litogeofísica A, que apresentou valores radiométricos elevados no canal do Th e tonalidades particulares no mapa de composição ternária; unidade litogeofísica B, assinalada com valores radiométricos intermediários no canal Th e tonalidades esverdeadas a verde amareladas; e as unidades litogeofísicas C, caracterizada por valores baixos no canal do Th e tonalidades esverdeadas e escuras no mapa de composição ternária, e D, com os valores radiométricos mais baixos no canal do Th, e tonalidades escuras e avermelhadas no mapa ternário.

As unidades litogeofísicas A e B foram investigadas, através do estudo petrográfico de 16 amostras, tendo sido identificadas cinco fácies petrográficas que foram caracterizadas, a saber: anfibólio-biotita sienogranito, biotita sienogranito, anfibólio-monzogranito, anfibólio-biotita monzogranito fino e anfibólio-biotita granodiorito.

A partir da correlação das assinaturas gamaespectométricas, observadas principalmente nos mapas do canal do Th e de composição ternária, com as fácies petrográficas individualizadas neste estudo pode-se afirmar que: 1) A unidade

litogeofísica A, que apresenta os valores radiométricos mais elevados no canal do Th, corresponde às fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita-sienogranito (Figura 6.5). 2) A unidade litogeofísica B, com valores radiométricos intermediários no canal do Th e tonalidades esverdeadas e verde-amareladas no mapa de composição ternária, está relacionada as fácies anfibólio-biotita monzogranito, anfibólio-biotita monzogranito fino e anfibólio-biotita granodiorito. 3) Com relação às unidades litogeofísicas C e D, as quais não foram abordadas petrograficamente neste estudo, estima-se, com base em informações geológicas disponíveis, que a primeira represente um corpo granítico e a outra as rochas vulcânicas-vulcanoclásticas do Grupo Iricoumé.

As variações composicionais observadas nas duas unidades litogeofísicas colocaram em questionamento se estas representam corpos magmáticos distintos, se estes foram formados pelo mesmo evento magmático ou se são representantes de eventos magmáticos distintos, ou se as variações observadas são puramente faciológicas. Por conta disso, foram realizadas datações pelo método Pb-Pb em zircão em duas amostras representativas das unidades litogeofísicas A e B, respectivamente um anfibólio-biotita sienogranito e um anfibólio-biotita monzogranito. Foi obtida uma idade de  $1977 \pm 4$  Ma no anfibólio-biotita sienogranito, e de  $1982 \pm 9$  Ma no anfibólio-biotita monzogranito, as quais foram interpretadas como idade de cristalização das rochas datadas.

Considerando-se que as idades obtidas nas duas amostras datadas são semelhantes dentro do limite de erros, pode-se supor que estas provêm de um mesmo corpo plutônico, cuja colocação se deu em torno de 1,98 Ga. Neste caso, as unidades litogeofísicas A e B individualizadas, que são representadas respectivamente pelo anfibólio-biotita sienogranito (LT-R-16) e pelo anfibólio-biotita monzogranito (LT-R-08), não representam corpos magmáticos distintos. Portanto, as diferenças de assinatura aerogeofísica provavelmente refletem apenas diferenças composicionais no mesmo corpo plutônico.

Estas novas idades obtidas devem contribuir para o entendimento do magmatismo plutônico do Domínio Erepecuru-Trombetas, visto que os únicos dados geocronológicos conhecidos para rochas plutônicas neste domínio, no Estado do

Pará, foram obtidos por Oliveira et al. (1975). Estes autores, através da sistemática Rb-Sr em rocha total, obtiveram uma idade de  $1750 \pm 30$  Ma, em granito supostamente pertencente à Suíte Intrusiva Mapuera.

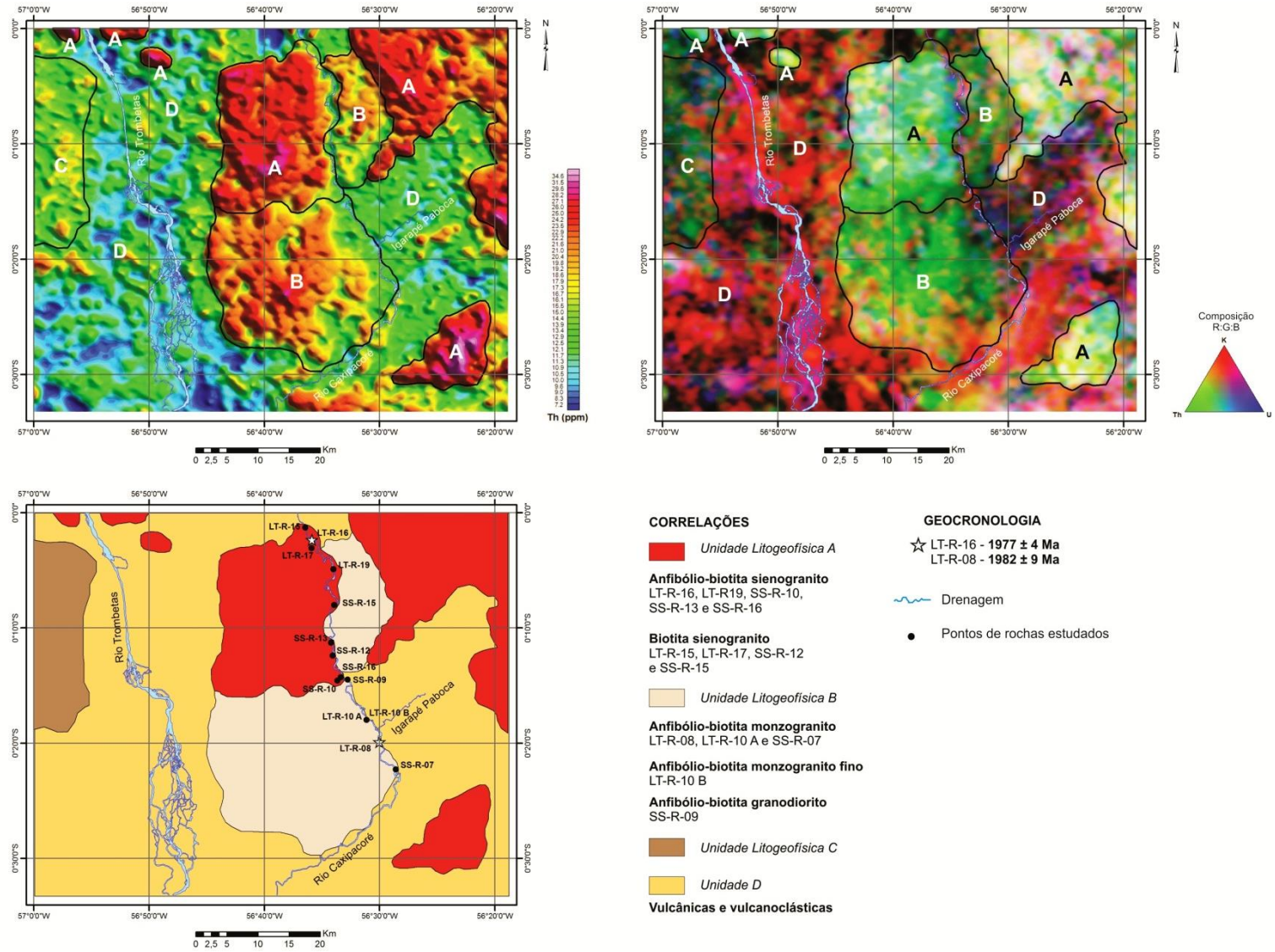
No entanto, segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), vários corpos plutônicos associados à Suíte Intrusiva Mapuera têm sido datados nos estados do Amazonas e Roraima (LENHARO, 1998; FERRON et al., 2006; SANTOS et al., 2002; SANTOS, 2003; VALÉRIO et al., 2009), fornecendo idades entre 1889 e 1861 Ga. Aqueles autores também correlacionam esta unidade à Suíte Intrusiva Maloquinha, do Domínio Tapajós, a sul da Bacia do Amazonas.

Portanto, as idades em torno de 1,98 Ga obtidas neste trabalho sugerem que o corpo datado não pode ser correlacionado à Suíte Intrusiva Mapuera, e sim representa um evento magmático cerca de 100 Ma mais antigo. Este evento pode ser correlacionado ao evento vulcânico de 1,99 Ga, identificado por Barreto et al. (2013), pela datação de um andesito coletado imediatamente a sudoeste do corpo datado neste trabalho.

Eventos plutônicos com idades próximas às obtidas neste estudo são registrados no nordeste do estado do Amazonas e no norte do estado de Roraima, como granitoides das Suítes Serra Dourada e Martins Pereira, com idades entre 1,96 e 1,98 Ga (ALMEIDA; MACAMBIRA; OLIVEIRA, 2007; apud BARRETO et al., 2013), e os granitos da Suíte Pedra Pintada, com idades de 1,96 Ga (SANTOS, 2003 apud BARRETO et al., 2013), respectivamente.

O evento plutônico de 1,98 Ga datado neste estudo, pode ser correlacionado, no Domínio Tapajós, à Suíte Intrusiva Creporizão, caracterizada por granitoides com idade de 1,99 a 1,96 Ga (LAMARÃO et al., 2002; SANTOS et al., 2001, 2004; VASQUEZ et al., 2000a; apud VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Figura 33 - Integração dos dados geofísicos, petrográficos e geocronológicos, discutidos neste trabalho.



## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, P. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, v 17, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, P. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2.,1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, M. E. *Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil*. 2006. 227f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.; OLIVEIRA, E. C. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research.*, v. 155, p. 69-97, 2007.
- AMARAL, G. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. 1974. 212 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- ANSDELL, K. M.; KYSER, T. K. Textural and chemical changes undergone by zircon during the Pb-evaporation technic. *American Mineralogist.*, v. 78, p. 1663-1673, 1993.
- ARAÚJO, J. F. V.; MONTALVÃO, R. M. G.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; CUNHA, F. M. B.; FERNANDES, C. A. C.; BASEI, M. A. S. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SA. 21 - Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro: DNPM, 1976. p. 19-122.
- BARRETO, C. J. S. *Vulcanismo félsico paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, NW do Pará, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: petrografia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total*. 2012. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- BARRETO, C. J. S.; LAFON, J. M.; ROSA-COSTA, L. T.; LIMA, E. F. Vulcanismo félsico paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Revista do Instituto de Geociências-USP*. v. 13, n. 1, p. 45-70, 2013.

- BENISEK, A.; FINGER, F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. v. 114, p. 441-451. 1993.
- BORGES, A. J. *Geofísica aplicada ao mapeamento geológico*. Belo Horizonte: Ministério de Minas e Energia; CPRM. 2007. (Relatório Interno).
- BOYD, D. The Contribution of airborne magnetic surveys to geological mapping In: L.A. Morley (ed.). *Mining and Groundwater Geophysics*. Ottawa: Economic Geology Report, v. 26, p. 213-227. 1967.
- BRITO M. F. L.; ALMEIDA M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, *Atlas...*, 1999. p. 40-43.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research.*, v. 53, p. 23-40. 1991
- CARNEIRO, M. A.; NALINI JUNIOR, H. A.; ENDO, I.; SUITA, M. T. F.; CASTRO, P. T. A.; BARBOSA, M. S. C.; CAMPOS, J. C. S.; GOULART, L. E. A.; SILVA, E. F.; PEREIRA, A. A.; TAVARES, T. D.; JIAMELARO, F.; CARNEIRO, J. M.; MARIANO, L. C.; MIGUEL, F. P.; SILVA JUNIOR, A. C.; BARBOSA, A. S.; PRADO, G. E. A.; SANTOS, C.; URBANO, E. E. M. C. *Mapas geológicos das Folhas Campo Belo e Oliveira*. Escala 1:100.000. Convênio UFOP-CPRM. 2006. (Programa Geologia do Brasil), Relatório Final. 192p.
- CHAVES, O. A.; HAGE, A. J. J.; MACHADO, J. I. L.; SERIQUE, J. S. C. B.; LISBOA, L. G. S.; SERFATY, S.; SILVA, G. G.; ALMARÁZ, J. S.; SANTOS, J. M. S.; DUTRA, C. V.; MOUTINHO, L. A. *Projeto Trombetas-Erepecuru: pesquisa mineral*. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, 1977. v. 1, 216 p.
- CHERNIAK, D. J.; HANCHAR, J. M.; WATSON, E. B. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 127, p. 383–390. 1997a.
- CHERNIAK, D. J.; HANCHAR, J. M.; WATSON, E. B. Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, v. 134, p. 289–301. 1997b.
- CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. Crustal evolution of the South American Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>o</sup> International Geological Congress, SBG: 2000.

- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Arica (Chile). *Actas...* Arica (Chile), 1979. p.137-148.
- CORFU, F.; HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O. (eds) *Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. v. 53, p. 469-495. 2003.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, v. 42, n. 9, p. 832-849. 2000.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Irii formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumbá volcanism. In: SIMP. VULC. AMB. ASSOC., 1, 1999. *Atas...*, 1999. p. 31.
- DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. v. 17(2), p.187-200. 1997.
- EWING, R. C.; MELDRUM, A.; WUANG, L.; WEBER, W. J.; CORRALES, L. R. Radiation effects in zircon. In: *Zircon* (J.M. Hanchar & P.W.O. Hoskin eds.). *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 53, p. 387-425. 2003.
- FERNANDES, C. M. D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L. V. S.; LAGLER, B.; MISAS, C. M. E. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, n. 4, p. 351-368. 2011.
- FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; LIMA, E. F.; COSTI, H. T.; MOURA, C. A. V.; PRADO, M.; GALARZA, M. A. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 3, p. 499-512. 2006.
- HOSKIN, P. W. O.; BLACK, L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 18, p. 423-439. 2000.
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C. A.; FARACO, M. T. L. *Projeto Trombetas-Mapuera: relatório final*. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos), 1984.

KARABINOS, P.; GROMET, L.P. Applications of single-grain zircon analysis to the detrital studies and age discrimination in igneous suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 4257-4267.1993.

KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. Brasília, CPRM, 2000. Escala 1:250.000.1 CD-ROM.

KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M. E.; VASQUEZ, M. L.; BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. E. S.; FERREIRA, A. L. Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Estados do Pará e Amazonas: folhas SB.21-VD, SB.21-Y-B, SB.21-X-C, SB.21-Z-A e SB.21-Z-C. Escala 1:500.000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Belém, CPRM, 2001.

KOBER, B. Single-zircon grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for 207Pb/206Pb-investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, n. 1, p. 63-71. 1987.

KOBER, B. Whole-grain evaporation for 207Pb/206Pb age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, n. 4, p. 482-490, 1986.

KOBER, B.; PIDGEON. R.T.; LIPPOLT, H.J. Single-zircon dating by stepwise Pb evaporation constraints the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 91, p. 286-296. 1989.

KRÖNER, A.; JAECKEL, P.; BRANDL, G.; NEMCHIN, A. A.; PIDGEON, R.T. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research*, v. 93, p. 299-337. 1999.

LAMARÃO C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p. 189-223. 2002.

LEMOS, R. L.; GASPAR, J. C. O Magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: SBG-NE, 2002. p. 539.

LENHARO, S. L. R. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas*. 1998. 290 f. Tese (Doutorado) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

- LUDWIG, K.R. *User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1)*. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 4, 2004. 71 p.
- MACAMBIRA, M. J. B.; ALMEIDA, M. E.; SANTOS, L. S. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. *Anais...* Belém: 2002. p. 22.
- MARQUES, S. N. S.; NASCIMENTO, R. S. C.; SOUZA, V. S.; DANTAS, E. L. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. *Anais...* Porto Velho: SBG, 2007. p. 221-224.
- MELO, A. F. F.; SANTOS, A. J.; CUNHA, M. T. P.; CAMPOS, M. J.; D'ANTONA, R. J. G. *Projeto molibdênio em Roraima: relatório final*. Manaus, DNPM/CPRM, 1978, v. I-A e B, il.
- MINTY, B. R. S. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17(2), p. 39-50. 1997.
- MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; MATSUDA, N. S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999. Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1999. p. 475-477.
- OLIVEIRA, A. S.; FERNANDES, C. A. C.; ISSLER, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G.; TEIXEIRA, W. Projeto RADAMBRASIL. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro, DNPM, 1975. p. 21-118. (Levantamento de Recursos Minerais, 9).
- PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R. dos; DALL'AGNOL, R.; PIETSCH, R. W.; SANT'ANNA, M. V. A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás Granite area, Brazil. *Canadian Journal of Remote Sensing*, v. 24, n.4, p. 376-392. 1998.
- PINHO, S. C. C.; FERNANDES, C. M. D.; TEIXEIRA, N. P.; PAIVA JR., A. L.; CRUZ, V. L.; LAMARÃO, C. N.; MOURA, C.A.V. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 793-802. 2006.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 207-220. 1980.

PUPIN, J. P.; TURCO, G. Une typologie originale du zircon acessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, v. 95, p. 348-359. 1972.

REIS, N. J.; ALMEIDA, M. E.; RIKER, S. R. L.; FERREIRA, A.L. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas. Manaus, CPRM, 2006 (Convênio CPRM/CIAMA). 125 p., il. Escala 1:1.000.000.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G.; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: *Geology of France and Surrounding Areas - Special Guiana Shield*, n. 2-3-4, p. 121-134. 2003.

RIGOTI A. G.; MORAES, R. A. V.; FONSECA, F. F. *Exploração geofísica terrestre por métodos gravimétricos, magnetométricos e gamaespectrométricos*. ADIMB, 1998. (Apostila de Cursos de Aperfeiçoamento em Exploração Mineral).

ROSA-COSTA, L.T.; VALE, A.G.; SILVA, A.M. Interpretação integrada de dados aerogeofísicos e imagens de sensores remotos como ferramenta para o mapeamento geológico na Região Amazônica: o exemplo do Projeto Promin-RENCA. In: KLEIN E.L.; VASQUEZ M.L.; ROSA-COSTA L.T. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, 2002, v. 3, p. 227-243.

SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. p. 198.

SANTOS, J. O. S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; MOURA, M. A.; MCNAUGHTON, N. J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, n. 3-4, p. 279-299. 2001.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488. 2000.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 15, n. 4, p. 409-429. 2002.

SANTOS, J. O. S.; VAN BREEMEN, O. B.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 131, p. 73-109. 2004.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM).. *Projeto Aerogeofísico Trombetas*. 2004. Brasília, DF, texto técnico, v. 1, 240 f. (Programa Geologia do Brasil).

SILVA, M. F da. *Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da Faixa Paraguai*. 2007. 170 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília. 2007.

STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 2, v. 26, p. 207-221. 1975.

STRECKEISEN, A. To Each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, n. 1, p. 1-33. 1976.

STURM, R. Insight into the fascinating world of magmatic crystals – light and electron microscopy of accessory zircon. *Miscscape Magazine*. Ed. Jan. 2007.

TASSINARI, C.C.G. O Mapa geocronológico do cráton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 1996. 139f. Tese (Livre-docência) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1996.

TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress: SBG, 2000, p. 41-95.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182. 1999.

TEIXEIRA, N. P.; FERNANDES, C. M. D.; MOURA, C. A. V.; PINHO, S. C. C. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SIMPÓSIO DE

VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. *Anais...* Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002. p. 28.

TERUYIA, R. K.; PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R., DALL'AGNOL, R.; VENEZIANI, P. Integrating airborne SAR, Landsat TM and airborne geophysics data for improving geological mapping in the Amazon Region: the Cigano Granite, Carajás Province, Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, v. 29, n.13, p. 3957-3974. 2008.

VAVRA, G. On the Kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106 p. 90-99. 1990.

VALÉRIO, C. S. *Magmatismo paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo, AM: geologia, geoquímica, e geocronologia Pb-Pb em zircão*. 2006. 112 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2006.

VALÉRIO, C. S. *Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozóicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas*. 2011. 139f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

VALÉRIO, C. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; SOUZA, V. S. Litoestatigrafia e aspectos petrogenéticos de granitóides tipo I e A (1,90-1,88 Ga) do centro-sul do município de Presidente Figueiredo, NE do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010. *Resumos*, Curitiba: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

VALÉRIO, C. S.; SOUZA, V. S.; MACAMBIRA, M. J. B. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 28, n. 3, p. 304-320. 2009.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; SANTOS, A.; BAHIA, R. B. C.; RICCI, P. S. F.; QUADROS, M. L. E. S.. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS., 31, 2000. *Abstracts*, 2000a. 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SACHETT, C. R.; SILVA, C. M. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus, *Anais...*, Manaus: SBG/Núcleo Norte, 1999. p. 471-474.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; RICCI, P. S. F. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA L.T. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém: SBG-NO, 2002. v.3, p.67-84,

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. *Mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo*. Belém: CPRM, 2008. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.

VEIGA JÚNIOR, J. P.; NUNES, A. C. B.; FERNANDES, A. S.; AMARAL, J. E.; PESSOA, M. R.; CRUZ, S. A. S. *Projeto Sulfetos de Uatumã*. Manaus, CPRM, 1979. v. 7. (Relatório Final).

WATSON, E. B.; CHERNIAK D.J. Oxygen diffusion in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 527–544. 1997.

WILFORD, J. R.; BIERWIRTH, P. N.; CRAIG, M. A. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17, n.2, p. 201-216. 1997.