



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA- PPGG

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EVOLUÇÃO LITOSFÉRICA E PROCESSOS
GEODINÂMICOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PLUTÃO GRANÍTICO
BARCELONA, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Rogério Cavalcante

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Galindo (UFRN)

Co-Orientador: Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva (UFRN)

Dissertação nº140/PPGG

Natal/RN, janeiro de 2015



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA- PPGG

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EVOLUÇÃO LITOSFÉRICA E PROCESSOS
GEODINÂMICOS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PLUTÃO GRANÍTICO
BARCELONA, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Rogério Cavalcante

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Galindo (UFRN)

Co-Orientador: Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva (UFRN)

*Dissertação apresentada no dia 30 de janeiro de
2015 como requisito à obtenção do Título de
MESTRE em Geodinâmica e Geofísica pelo
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica
e Geofísica da UFRN com área de
concentração em Geodinâmica.*

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Antonio Carlos Galindo (DG-PPGG-UFRN- Orientador)

Prof. Dr. Jaziel Martins Sá (DG-UFRN - membro interno)

Dr. Vladimir Cruz de Medeiros (CPRM- membro externo)

Natal/RN, janeiro de 2015

UFRN / Biblioteca Central Zila Mamede.
Catalogação da Publicação na Fonte.

Cavalcante, Rogério.

Petrologia e geologia estrutural do plutão granítico Barcelona, província Borborema, NE do Brasil / Rogério Cavalcante. – Natal, RN, 2015.

145 f. : il.

Orientadora: Prof. Dr. Antonio Carlos Galindo.

Co-Orientador: Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação Geodinâmica e Geofísica.

1. Geologia Estrutural - Dissertação. 2. Subdomínio São José do Campestre - Dissertação. 3. Plutão Granítico Barcelona - Dissertação. 4. Química Mineral - Dissertação. 5. Petrologia - Dissertação. I. Galindo, Antonio Carlos. II. Silva, Fernando César Alves da. III. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. IV. Título.

RN/UF/BCZM
551.243

CDU

Dedicatória

A meus avós maternos Maria das Neves Cavalcante e Antônio Batista Cavalcante *in memoriam*.



O lar é o reflexo do coração.

Agradecimentos

Os primeiros agradecimentos vão para os meus amigos que me acompanharam na graduação (turma 1997): Leonardo Menezes, Edivaldo Duarte, Décio Oliveira, Adeilton Rigaud, Edson França, Joaquim das Virgens, Mirnis Nóbrega e Liliane Cristina. Aos meus parceiros nas etapas de campo (André Cunha, Luquinha, Ewerton, Dudé, Hellanne e Vitória). A todos os professores do Departamento de Geologia e da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, em especial aos mestres Antônio Carlos Galindo, Fernando César, Fernando Lins, Jaziel Martins Sá, Raquel Franco de Souza, Marcos Nascimento, Frederico Vilalva, Helenice Vital e Zorano Sérgio de Souza, por todos os ensinamentos e apoio prestado, o meu muito obrigado! A Nilda Lima e Fernando Feitosa pelo carinho e dedicação à Geologia.

Um adendo especial é dado aos amigos/irmãos da Vale, os quais sempre me deram forças para seguir nesse sonho, na época, difícil. À empresa que me proporcionou dar os primeiros passos na vida profissional (2003 a 2010) nos diversos projetos pelos quais tive a oportunidade de trabalhar.

Existem também algumas pessoas em quem nos espelhamos na vida, para que possamos seguir sempre no caminho do bem, da honestidade, do trabalho e de oferecer o melhor de si. Essas pessoas a quem citarei abaixo merecem, de minha parte, o mais alto conceito e consideração:

Equipes da Vale do Rio Doce

- Valdocir Brustolin (Valdô), Edmundo Khoury (Dinho), Manoel Monteiro (Manelis), Joaniceli Peixoto (Jane), Carlos Augusto Medeiros (Cacá) e Wolney Rosa. Aos sempre companheiros: Jansen Carvalho (Mago véio), Marcos Pantoja, Adriana Campos (Drica), Vanessa Bezerra (Bixiguenta), Paulo Sérgio (Paulinho), Henrique Lima, Joaquim Salgado (Quinca), Junny Killey, Benvindo Santos e Sérgio Hunh.

UFRN

- Antonio Carlos Galindo – uma pessoa fora de série, pois antes de sermos profissionais, somos gente, humanos... e, sem dúvida Galindo, você sempre será uma das pessoas mais admiráveis com quem já topei. Obrigado por tudo!

- Fernando César Alves da Silva - minha gratidão por toda a paciência, obrigado pelo conhecimento repassado. Cada vez mais tenho orgulho de ter sido seu aluno, e por ter me orientado também. Todo meu respeito pelo mestre.

CPRM (NANA/ SUREG-RE)

- Alan Pereira, Alexandre Ranier, Izaac Cabral, Ludmila Bernardino, Katiane Salviano, Eugênio Pacceli, Eugênio Frazão, Maria da Guia, Vitor, Valdir Silveira e Vladimir Medeiros. A rapaziada de Recife: André Cunha, Roberto Gusmão e Saulo Oliveira (Geremi);

- Especial à Maria da Guia (Chefe do NANA) e Adeilson Wanderley (GEREMI) por todo o apoio prestado. Aos estagiários Cayo e Mateus, à Weldon por toda a ajuda prestada na fase final do trabalho com a confecção de figuras e mapas.

À Enjôlras Medeiros pelo constante incentivo para que eu realizasse esse mestrado (valeu véio); a Melissa Franzen (uma grande amiga e fantástica pessoa humana que descobri, além de uma grande profissional “tri legal”); aos companheiros de sala nos primórdios da CPRM-Recife (Joice Anita, Saulo Costa, Dannielle e Manoel Júlio) obrigado por tudo que fizeram por mim, quando do período de “aclimatização” em Recife.

FAMILIARES

À minha irmã Elineide, e aos meus sobrinhos (Junior, José Hellysson, Hellane Nayara), à Nilson Martins, Nilson Cavalcante, Eugênia Andrade, Mara Cavalcante, Najara Cavalcante, Eliane Fernandes, Hélio e Edmilson Fernandes por todo o incentivo e ajuda nesta etapa da minha vida.

Em especial, às minhas três mulheres prediletas: **Maria Lenilde** (minha mãe) por toda força e “aperreios também”, pela dedicação durante a minha vida, pelo seu incondicional amor por mim e, atualmente, pela sua neta (Inês); à **Inês** (minha filha) pela sua “não compreensão” nas horas em que eu deveria estudar, e que acabávamos indo brincar. Agradeço acima de tudo, pelo seu carinho sempre surpreendente. A **Vitória** (minha esposa) pelo amor, companheirismo, paciência e apoio irrestrito nessa minha empreitada. Eu te amo. Obrigado por tudo!

E ainda deu tempo para agradecer ao meu mais novo herdeiro, o pequeno **Samuel**. Ave Maria se demorasse mais dava tempo nascer outro (risos).

Resumo

A presente Dissertação procurou avançar no conhecimento geológico das rochas do Plutão Granítico Barcelona (PGB). Este corpo localiza-se na porção leste do Domínio Rio Grande do Norte (DRN), no Subdomínio São José do Campestre (SJC), NE da Província Borborema. O objetivo principal foi compreender a evolução geológica das rochas do plutão e os ambientes de geração do magma e seu alojamento. O PGB tem idade presumida ediacarana e área aflorante de aproximadamente 260 km², sendo constituído por três fácies petrográficas/texturais distintas: (a) biotita monzogranito porfirítico; (b) diques e *sheets* de biotita microgranito; (c) enclaves dioríticos a quartzodioríticos. As rochas do PGB possuem as seguintes estruturas: (i) uma trama magmática (S₇) com direção NE-SW e NW-SE, acompanhado por uma lineação magmática (L₇) com mergulho suave para NE-SW e NW-SE. Na porção sul, destaca-se o padrão concêntrico desta foliação com mergulho médio a alto, e (ii) uma foliação de estado sólido, em parte milonítica (S₃₊), principalmente na borda leste, com caimento suave a moderado para oeste. A integração de dados estruturais e gravimétricos permitiu interpretar o alojamento do PGB como controlado pelos sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes Lajes Pintadas (ZCLP) e Sítio Novo (ZCSN), ambas de cinemática dextrógira. Dados de química mineral mostram que o anfibólio da fácies biotita monzogranito porfirítico é hastingsita com razões Mg/(Mg+Fe) moderadas, indicando cristalização sob *f*O₂ moderada a elevada e pressão de cristalização da ordem de 5,0-6,0 kbar. A biotita tende a ser ligeiramente mais rica na molécula de annita e plota no campo transicional de biotita primária para biotita reequilibrada. Em diagramas discriminantes de séries magmáticas, as biotitas se comportam como àquelas de afinidade subalcalina, coerentes com a afinidade geoquímica cálcio-alcalina potássica / subalcalina da rocha hospedeira. Os minerais opacos são essencialmente magnetitas, com alguns cristais martitizados para hematita, indicando condições relativamente oxidantes durante a evolução do magma que originou o PGB. Zonação em cristais de plagioclásio, K-feldspato e allanita são indicativos de processo de cristalização fracionada. Dados litogeoquímicos sugerem que as fácies descritas do PGB têm fonte magmática similar, plotando geralmente nos campos e tendências da série subalcalina / cálcio-alcalina de alto potássio.

Palavras-chave: Subdomínio São José do Campestre; Plutão Granítico Barcelona; Química Mineral; Petrologia; Geologia Estrutural.

Abstract

The Dissertation aimed to advance the geological knowledge of the Barcelona Granitic Pluton (BGP). This body is located in the eastern portion of the Rio Grande do Norte Domain (RND), within the São José do Campestre subdomain (SJC), NE of the Borborema Province. The main goal was to understand the geological evolution of the rocks of the pluton and the tectonic setting of magma generation and its emplacement. The BGP has an assumed Ediacaran age and outcropping area of approximately 260 km², being composed of three varied petrographic/textural facies: (a) porphyritic biotite monzogranite; (b) dykes and sheets of biotite microgranite; (c) dioritic to quartz-dioritic enclaves. The rocks of the BGP have the following structures: (i) a NE-SW and NW-SE directed magmatic fabric (S_{γ}), accompanied by a magmatic lineation (L_{γ}) with gentle dip to NE-SW and NW-SE. In the southern portion, there is the concentric pattern of this foliation with medium to high dip, and (ii) a solid state foliation, in part mylonitic (S_{3+}), mainly on the eastern edge with slightly plunging to west. The integration of structural and gravity data permitted to interpret the emplacement of the BGP as controlled by the transcurrent shear zones systems Lajes Pintadas (LPSZ) and Sítio Novo (SNSZ), both of dextral strike-slip kinematics. Mineral chemistry data show that the amphibole from the porphyritic biotite monzogranite facies is hastingsite with moderate Mg / (Mg + Fe) ratios, indicating crystallization under moderate to high fO_2 and crystallization pressure of around 5.0-6.0 kbar. The biotite tends to be slightly richer in annite molecule and plots in the transitional field from primary biotite to reequilibrated biotite. In discriminant diagrams of magmatic series, the biotite behave like those of sub-alkaline affinity, consistent with the potassium calc-alkaline / sub-alkaline geochemical affinity of the hosting rock. The opaque minerals are primarily magnetite, with some crystals martitized to hematite indicating relatively oxidizing conditions during magma evolution that originated the BGP. Zoning in plagioclase, K-feldspar and allanite crystals suggest fractional crystallization process. Litho-geochemical data suggest that the facies described for the BGP have similar magma source, usually plotting in the fields and trends of the sub-alkaline / high potassium calc-alkaline series.

Keywords: São José do Campestre Subdomain; Barcelona Granitic Pluton; Mineral Chemistry; Petrology; Structural Geology.

Sumário

Dedicatória	ii
Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Sumário	vii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xvi
1. INTRODUÇÃO	19
1.1- APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS	19
1.2- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	20
1.3- ASPECTOS METODOLÓGICOS	22
2 - GEOLOGIA REGIONAL	25
2.1- A PROVÍNCIA BORBOREMA	25
2.2- O DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	27
<i>2.2.1- Introdução</i>	27
<i>2.2.2- O Subdomínio Rio Piranhas-Seridó</i>	29
<i>2.2.3- O subdomínio São José do Campestre</i>	31
2.3- PLUTONISMO NEOPROTEROZOICO NO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	33
<i>2.3.1-Suíte Shoshonítica</i>	34
<i>2.3.2 -Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfírica</i>	35
<i>2.3.3 -Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular</i>	38
<i>2.3.4 -Suíte Cálcio-alcálica</i>	39
<i>2.3.5 -Suíte Alcalina</i>	39
<i>2.3.6 -Suíte Alcalina Charnoquítica</i>	40
2.4. MODELO EVOLUTIVO DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	40
3- PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS E AEROGEOFÍSICA	44
3.1 – SENSORIAMENTO REMOTO	44
<i>3.1.1. Introdução e Princípios Básicos</i>	44
<i>3.1.2- Sensores Utilizados e Interpretação de Produtos de SR</i>	44
3.2 – A AEROGEOFÍSICA NO AUXÍLIO DO MAPEAMENTO	

GEOLÓGICO	49
3.2.1. <i>Introdução</i>	49
3.2.2. <i>Noções Básicas</i>	49
3.2.3- <i>Características do Aerolevante e Metodologia</i>	50
3.2.4- <i>Interpretação dos Dados Aerogeofísicos</i>	51
3.3 – INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICOS	61
4- DADOS ESTRUTURAIS E GEOFÍSICOS DO PLUTÃO GRANÍTICO BARCELONA	63
4.1 – INTRODUÇÃO	64
4.2 – ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCAIS	64
4.2.1. <i>As rochas arqueanas/paleoproterozoicas encaixantes do PGB</i>	64
4.2.2. <i>Plutão Granítico Barcelona – Aspectos Petrográficos</i>	65
4.3 – DADOS ESTRUTURAIS	67
4.3.1. <i>Aspectos estruturais das rochas encaixantes do PGB</i>	69
4.3.1.1. <i>A Zona de Cisalhamento Lajes Pintadas (ZCLP)</i>	70
4.3.1.2. <i>A Zona de Cisalhamento Sítio Novo (ZCSN)</i>	71
4.3.2. <i>Feições estruturais internas do PGB</i>	72
4.4 – DADOS GRAVIMÉTRICOS	75
4.5 – INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS ESTRUTURAIS E GRAVIMÉTRICOS	78
5- PETROGRAFIA & QUÍMICA MINERAL	83
<i>ARTIGO PUBLICADO PELA REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS (UFRGS) EM 12/2014: QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO PLÚTON GRANÍTICO BARCELONA, EXTREMO NORDESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA</i>	84
6- LITOGEOQUÍMICA E PETROGÊNESE	100
6.1- INTRODUÇÃO	101
6.2- LITOGEOQUÍMICA	101
6.2.1- <i>Diagramas Discriminantes de Séries Magmáticas</i>	101
6.2.2- <i>Índice de Saturação em Alumínio</i>	107
6.2.3- <i>Diagramas de Variação</i>	108
6.2.4- <i>Elementos Traços e Terras Raras em Diagramas Multielementos</i>	113
6.3- PETROGÊNESE	116
6.3.1- <i>Caracterização Petrogenética</i>	116
6.3.2- <i>Tipologia do Plutão Granítico Barcelona</i>	117
6.3.3- <i>Ambiente Tectônico</i>	118
6.4- CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS	122

7 – CONCLUSÕES 125

Referências 129

Anexos:

1- Mapa de pontos geológicos do Plutão Granítico Barcelona

2- Mapa Geológico do Plutão Granítico Barcelona

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

- Figura 1.1- Mapa de Localização e vias de acesso com destaque para o polígono da área em estudo (na cor amarela).....20
- Figura 1.2- Situação do polígono da área em estudo (na cor amarela) em relação a articulação das folhas do IBGE (1:100.000).....21

CAPÍTULO 2: GEOLOGIA REGIONAL

- Figura 2.1- Contexto Geodinâmico da Província Borborema e do Domínio Rio Grande do Norte (DRN), NE Brasil, em relação a uma reconstituição pré-deriva para a África Ocidental e leste da América do Sul (compilado de Jardim de Sá, 1994). Legenda das siglas do mapa: COA- Cráton Oeste Africano; CSF- Cráton do São Francisco; CA- Cráton Amazônico; CC- Cráton do Congo; CMBR- Cinturão Móvel Brasília e Ribeira; PB- Província Borborema; EC- Escudo de Camarões; CN- Cinturão Nigeriano; EH- Escudo Hoggar; LP- Lineamentos Patos; Lpe- Lineamento Pernambuco; Lad- Lineamento Adamaoua.....26
- Figura 2.2- Localização dos Domínios geológicos no contexto da Província Borborema (Medeiros, 2004).....27
- Figura 2.3- Mapa geológico simplificado do Domínio Rio Grande do Norte (DRN) (modificado de Medeiros, 2013) com destaque para a área de trabalho (polígono na cor preta).....28
- Figura 2.4- Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, com destaque para o magmatismo ediacarano a cambriano (Nascimento *et al.* 2014). Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica; d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular; e - Suíte Cálcio-alcalina; f - Suíte Alcalina; g – Suíte Alcalina Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i – Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozoico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento transcorrentes neoproterozoicas; l - Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; m - Zonas de Cisalhamento distensionais neoproterozoicas; n - cidades; o - capital do Estado.....35

CAPÍTULO 3: PRODUTOS DE GEOFÍSICA E SENSORES REMOTOS APLICADOS

- Figura 3.1- Imagem MDT (modelo digital de terreno) sobre relevo sombreado com resolução espacial de 30 metros. A grade de cores mostra que as maiores

elevações encontram-se localizadas nas porções central/SW e norte/NW da área. Contorno do Plutão Granítico Barcelona, em preto na transparência.....46

Figura 3.2- Relevo sombreado do modelo digital de terreno, com sobreposição da interpretação das feições estruturais dúcteis (linhas contínuas pretas), frágeis (linhas pontilhadas pretas) e vermelho área do PGB (em transparência).

.....47

Figura 3.3- Imagem de satélite LANDSAT 7 ETM+ de composição **RGB531**, com interpretação das principais unidades de paisagem/geológica. Na transparência temos feições estruturais dúcteis (linhas contínuas pretas), frágeis (linhas pontilhadas pretas) e vermelho área do PGB.....48

Figura 3.4- Imagem do campo magnético total interpolado pelo método da mínima curvatura, com sobreposição da interpretação dos domínios geofísicos (na transparência). Imagem sombreada: inclinação = 35°Az, declinação = 315°az.....54

Figura 3.5- Imagem da composição RGB radiométrica ternária K-eTh-eU, com sobreposição da interpretação dos domínios geofísicos representados pelas letras A, B1, B2, B3, C, D e E (na transparência).....55

Figura 3.6- Imagem gamaespectrométrica do canal de potássio K (%), com sobreposição da interpretação dos domínios geofísicos representados pelas letras A, B e C (na transparência).....58

Figura 3.7- Imagem do campo magnético total com derivada vertical (1ª ordem) e com sobreposição da interpretação das estruturas tectônicas (na transparência). Traço contínuo preto: zona de cisalhamento e superfície S (dúctil-frágil); traço descontínuo preto: fraturas/falhas (zona de deformação dúctil-frágil); e traço contínuo vermelho: falhas preenchidas por diques básicos. Imagem sombreada: inclinação = 35°Az, declinação = 315°Az.....60

Figura 3.8- Arranjo tridimensional entre o mapa geológico na parte superior e os produtos de aerogeofísica (radiométrico ternário e canal de potássio respectivamente). A legenda do mapa superior consta no Anexo 2, e dos mapas do centro e da base encontram-se nas figuras 3.5 e 3.6.....62

CAPÍTULO 4: ASPECTOS GEOLÓGICOS E ESTRUTURAIS DO PGB

Figura 4.1 - Mapa geológico do Plutão Granítico Barcelona e áreas adjacentes.....66

Figura 4.2- Aspectos gerais das principais unidades existentes na área estudada: (A) Gnaiss bandado arqueano com indicio de migmatização; (B) *augen*-gnaisses de idade paleoproterozoica; (C) detalhe da textura porfirítica (megacristal de K-feldspato) da fácies granito porfirítico; (D) enclaves

elipsóidais máficos em granito porfirítico com destaque para textura do tipo *mixing*.....67

Figura 4.3- Feições estruturais das principais unidades da área: (A) dobras apertadas recumbentes relacionada a fase D_2 ; (B) padrão de dobramento $S_1//S_2$ em gnaisses próximo ao contato com o plutão na porção sul do mesmo; (C) gnaisses paleoproterozoicos mostrando zonas de cisalhamento E-W preenchidas por injeções de granito paralelo ao plano axial das dobras S_2 ; (D) e (E) fácies porfirítica do PGB apresentando-se milonitizada, com porfiroclastos de K-feldspato do tipo sigma e delta desenvolvidas durante cisalhamento de movimentação dextrógira; (F) gnáisses bandados deformados apresentando padrão de interferência entre F_2 e F_369

Figura 4.4- Feições de campo e microscópica das zonas de cisalhamento: ZCLP (A) estrutura milonítica de composição quartzo-feldspática; (B) dobra recumbente marcada por dique de pegmatito em *augen*-gnaisse; ZCSN (C) estruturas S-C marcando zona de cisalhamento de movimentação dextrógira em camadas de *schlieren* cortando as rochas graníticas do PGB; (D) porfiroclásto do tipo sigma de K-feldspato com movimentação dextrógira.....72

Figura 4.5- (A) Mapa geológico-estrutural de detalhe da porção sul do PGB (B) Porfiroblasto de feldspato sin- D_3 em biotita-xisto, com estrutura S-C indicando movimentação dextral da ZCPJ; (C) Boudinagem em ortognaisses arqueanos; (D) Estrutura tipo S-C e veios pegmatítico com geometria sigmoidal indicando movimentação dextrógira (ZCLP); (E) Aspecto de brechas de intrusão formada por veios em rede de microgranito em rocha máfica; (F) Megacristais euédricos de K-feldspato marcando a foliação magmática; (G) Porfiroclásto do tipo sigma de K-feldspato indicando movimentação dextrógira (ZCSN); (H) Aspecto micropetrográfico de cristal de K-feldspato indicativo de movimentação dextral da ZCSN. Legenda do mapa da figura A como na figura 4.1.....74

Figura 4.6 – Orientação das estruturas planares e lineares do PGB: (A) Foliação magmática (S_γ); (B) Lineação magmática (L_γ). (C) Foliação de estado sólido (S_{3+}); Rede de Schmidt.....74

Figura 4.7 – Aspectos gravimétricos terrestres na porção centro leste do DRN: (A) Mapa Bouguer regional com o contorno do PGB e polígono da área de estudo (intervalo das isogálicas de 1 mGal); (B) Mapa gravimétrico residual com o contorno do PGB (intervalo das linhas de contorno é de 0.5 mGal). Legenda: ① ZCPJ ② ZCLP e ③ ZCSN.....76

Figura 4.8– Detalhe do mapa Bouguer residual da porção sul do PGB: A) Mapa com cálculo das profundidades; B) Interpretação de perfil gravimétrico; C) Modelamento 3D das anomalias usando o método direto.....77

Figura 4.9- Bloco diagrama da porção sul do PGB com destaque para as zonas de cisalhamento que marca o contexto do plutão com as encaixantes.....78

Figura 4.10- Modelo 3D referente ao processamento de perfis NE-SW para o Plutão Granítico Barcelona.....79

Figura 4.11- Modelo de alojamento 3D interpretativo baseado na porção sul do PGB, mostrando as estruturas magmáticas (planos e linhas) e a morfologia do corpo granítico.....80

CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA & QUÍMICA MINERAL

Figura 1- Domínios geológicos da porção NE da Província Borborema (Modificado de Medeiros, 2004), com a localização do Plutão Granítico Barcelona.....85

Figura 2- Mapa geológico da área de trabalho ressaltando o PGB e suas rochas encaixantes.....86

Figura 3- Feições texturais e estruturais da fácies granito porfirítico. A) Textura cumulática de megacristais de K-feldspato; B) Enxames de enclaves máficos orientados e compondo texturas *mingling* e *mixing* com o granito porfirítico, e finos veios leucograníticos em textura tipo *stockwork*; C) Detalhe de fenocristais de K-feldspato com textura tipo *rapakivi*; D) Textura milonítica (protomilonito da porção oeste do plutão) ao longo da zona de cisalhamento Lajes Pintadas.....87

Figura 4- Diagramas modais QAP e QA+PM (Streckeisen, 1976) para as rochas do Plutão Granítico Barcelona.....88

Figura 5- Aspectos micropetrográficos dos feldspatos. A) Detalhe de fenocristal de K-feldspato com macla simples e inclusões de PI-2 marcando/definido a zonação do K-feldspato; B) Cristal idiomórfico de PI-1 no arcabouço da lâmina apresentando zonação; C) Fenocristal de microclina (Mc) com textura pertítica, e com mirmequitas (PI-3) bulbosas nas bordas; D) Agregado de pequenos cristais de PI-4 em textura mosaico ao lado de allanita zonada (All).....89

Figura 6- Diagrama composicional Or-Ab-An para os feldspatos da fácies granito porfirítico. As isotermas foram calculadas utilizando-se o *software SOLV CALC®* versão 2.0. Curvas do *solvus* para Ptotal = 6 kbar, de acordo com o modelo de Fuhrman & Lindsley (1988). Símbolos como na fig. 3.....89

Figura 7- Aspecto micropetrográfico da biotita. A) cristal de biotita (Bt) hipidiomórfica, com pequenos cristais de opacos nas clivagens, além de um cristal idiomórfico de opaco (Op); B) cristais lamelares e hipidiomórficos de biotita (Bt), levemente orientados, envolvendo cristal idiomórfico de epídoto (Ep) com núcleo de allanita (All). Símbolos como na fig. 3.....91

Figura 8- Diagramas para os cristais de biotita analisados. A) o quadrilátero composicional de (Speer, 1984); B) Diagrama de Nachit (1986); (C) Diagrama de Nachit *et al.* (1985); D-E-F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). Símbolos como na fig. 3.....91

Figura 9- Aspectos micropetrográficos do anfibólio. A) Anfibólio idiomórfico em seção basal com indicação de um perfil com três pontos analisados (vide tab.4, cristal 1); B) Cristais hipidiomórficos de anfibólio (Anf) em seção longitudinal e basal.....92

Figura 10- Dados dos cristais de anfibólio analisados e plotados nos diagramas de (A) Leake *et al.* (1997) e (B) Anderson & Smith (1995). Símbolos como na fig. 3.....93

Figura 11- Titanita idiomórfica, magmática (titanita-I). Tit (titanita), Qz (quartzo) e Pl (plagioclásio).....95

Figura 12- Feições gerais dos minerais opacos. A) fotomicrografia de um cristal de magnetita (Mgt) idiomórfica com lamelas de hematita (Hm); B) croqui esquemático da foto anterior; C) Foto em imagem do MEV com magnetita, hematita, titanita (Tit) (linhas brancas mostrando zonação composicional na titanita) e apatita (Ap); D) croqui esquemático da foto anterior.....96

CAPÍTULO 6: LITOGEOQUÍMICA E PETROGÊNESE

Figura 6.1- Diagrama Total Álcalis vs. Sílica (TAS) ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) com campos de Middlemost (1997).....102

Figura 6.2- Diagrama de Wright (1969) aplicado às rochas com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$104

Figura 6.3- Diagrama de Wright (1969) aplicado às rochas com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<1$104

Figura 6.4- Diagrama de Rogers & Greenberg (1981) aplicado às rochas alcalinas.....105

Figura 6.5- Diagrama representando o índice de Álcalis vs. sílica (Frost *et al.*, 2001).....105

Figura 6.6- Diagrama relacionando SiO_2 vs. $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ (Frost *et al.*, 2001).....106

Figura 6.7- Diagrama Total Álcali-Sílica – TAS com os campos de tendência da série granitoides (Lameyre, 1987) e a subdivisão dos campos subalcalino/alcalino (linha tracejada) de Myashiro (1978).....106

Figura 6.8- Diagrama catiônico R1-R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980).....	107
Figura 6.9- Diagrama representando o Índice de Shand modificado por (Maniar & Piccoli, 1989).....	108
Figura 6.10- Diagramas de variação de Harker para os elementos maiores..	110
Figura 6.11- Diagramas de variação de Harker para os elementos traços.....	111
Figura 6.12- Diagramas multielementos da fácies Granito Porfírico. Para a normalização foram usados valores de Thompson (1982).....	113
Figura 6.13- Diagramas multielementos de traços da fácies Microgranito. Para a normalização foram usados valores de Thompson (1982).....	113
Figura 6.14- Spidergramas de Elementos Terras Raras da fácies Granito Porfírico. Para a normalização foram usados valores de Evensen <i>et al.</i> (1978).....	115
Figura 6.15- Spidergramas de Elementos Terras Raras da fácies Microgranito, usando valores de normalização de Evensen <i>et al.</i> (1978).....	115
Figura 6.16: Diagramas bilogarítmicos de elemento compatível vs. incompatível (A) Rb-V e (B) Rb-Sr ambos indicando que a cristalização fracionada foi o processo de diferenciação magmática dominante. Legenda: FP- fusão parcial e CF-cristalização fracionada.....	117
Figura 6.17: Comparação mineralógica e química entre as tipologias de granitóides S e I em relação ao PGB (adaptado de Chappell & White, 2001).....	118
Figura 6.18: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos Rb-Y+Nb (Pearce, 1996) aplicados às rochas ácidas do PGB.....	120
Figura 6.19: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos Nb-Y (Pearce <i>et al.</i> , 1984) aplicados às rochas ácidas do PGB.....	120
Figura 6.20: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y/44-Rb/100-Nb/16 (Thiéblemont & Cabanis, 1990) aplicados às rochas ácidas do PGB.....	121
Figura 6.21: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos (Nb/Zr) _N vs. Zr (Thiéblemont & Tégéyey, 1994) aplicados às rochas ácidas do PGB.....	121

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2: GEOLOGIA REGIONAL

Tabela 2.1 – Quadro comparativo entre as principais classificações de rochas magmáticas ediacaranas a cambrianas na Província Borborema ao longo das décadas (modificado de Nascimento *et al.*, 2014).....36

Tabela 2.2- Sinótese dos principais dados geocronológicos (utilizando-se o método U-Pb) pertencentes ao magmatismo ediacarano a cambriano do DRN (compilado e modificado de Nascimento *et al.*, 2014). (1) Leterrier *et al.* (1994); (2) Jardim de Sá (1994); (3) Dantas (1997); (4) Souza *et al.* (2006); (5) Legrand *et al.* (1991); (6) Trindade *et al.* (1999); (7) Trindade (1999); (8) Medeiros *et al.* (2005); (9) Galindo *et al.* (2005); (10) Ketcham *et al.* (1997); (11) Guimarães *et al.* (2005); (12) Baumgartner *et al.* (2006); (13) Beurlen *et al.* (2007); (14) Dantas *et al.* (2005); (15) McReath *et al.* (2002); (16) Archanjo *et al.* (2013); (17) Souza & Kalsbeek (2011); (18) Souza *et al.* (2010); (19) Guimarães *et al.* (2009); (20) Hollanda *et al.* (2012); (21) Sá *et al.* (2013).....37

CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA & QUÍMICA MINERAL

Tabela 1: Análises obtidas por microsonda de K-feldspato representativo da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.....90

Tabela 2: Análises obtidas por microsonda do plagioclásio representativo da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.....90

Tabela 3: Análises obtidas por microsonda representativas da biotita da fácies porfírica do PGB. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.....92

Tabela 4: Análises obtidas por microsonda representativa de anfibólio da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção. ¹Baseado no geotermômetro de Blundy & Holland (1990) e ²geobarômetro de Schmidt (1992). n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.....93

Tabela 5: Análises obtidas por microsonda de titanita, magnetita e epidoto, representativas da fácies granito porfirítico. <L.D. - valor abaixo do limite de detecção; N.A.- não analisado. Todo Fe = Fe³⁺; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.....94

CAPÍTULO 6: LITOGEOQUÍMICA E PETROGÊNESE

Tabela 6.1- Análises químicas dos elementos maiores, menores, traços e alguns parâmetros químicos pertencentes às fácies Granito Porfirítico e Microgranito do Plutão Granítico Barcelona.....103

Tabela 6.2- Análises químicas dos elementos terras raras (ETR) das fácies Granito Porfirítico e Microgranito do Plutão Granítico Barcelona.....112

CAPÍTULO

1

Introdução

1- INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

A presente dissertação é um dos requisitos exigidos para a obtenção do título de mestre pelo Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Neste trabalho abordaremos o estudo realizado em um corpo granítico localizado na porção oeste do Domínio São José do Campestre (MSJC), leste da Faixa Seridó (FSe) extremo nordeste da Província Borborema (PB). O trabalho consistiu no estudo do corpo granítico denominado Barcelona no que concerne a sua cartografia geológica, caracterização petrográfica, geoquímica e modelo de ascensão e alojamento. Para suportar os estudos supracitados foram realizados: (i) mapeamento geológico/estrutural do Plutão Granítico Barcelona e suas encaixantes; (ii) utilização das técnicas/ferramentas de sensoriamento remoto; (iii) aplicação de alguns dos produtos da geofísica aérea e terrestre; (iv) estudo micropetrográfico de seções delgadas à luz transmitida e refletida visando determinar as assembleias petrogenéticas; (v) estudos micro-estruturais das tramas, deformações e critérios de movimento das feições estruturais; (vi) análise química de rocha total e (vii) análise química mineral em biotitas, anfibólios, titanitas, feldspatos, epidoto e magnetita.

Os trabalhos de cunho petrológico e estrutural são de conhecimento de grande parte do público geológico, principalmente das academias existentes no nordeste do Brasil. A delimitação dos modelos tectônicos clássicos baseados nas assembleias petrogenéticas principalmente a de corpos ígneos plutônicos, tem sido, ao longo das décadas, objeto de extensos estudos, aliados é claro, aos modelos tectono-estruturais que procuram explicar de que maneira aquele volume de magma foi gerado, ascendeu e foi alojado.

É nesse contexto, que o presente trabalho enfocará as condições de (pressão, temperatura, fugacidade de oxigênio) em que a fonte do magma do granito Barcelona foi gerada, assim como a caracterização de um modelo estrutural baseado nas relações entre os dados estruturais.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área foco de estudo, localiza-se na porção centro-oriental do Estado do Rio Grande do Norte (Figura 1.1), a qual está limitada por um polígono cujas extremidades são dadas pelas seguintes coordenadas Geográficas: ① 35°46' 12,475" W / 5° 40' 17,746" S, ② 35°46' 12,475" W / 6° 14' 59,654" S, ③ 36° 08' 24,5" W / 6° 14' 59,654" S, ④ 36° 08' 24,5" W / 5° 54' 52,632" S, ⑤ 35° 58' 12,749" W / 5° 40' 17,342" S, com área de aproximadamente 2.370 km² (Figura 1.2).



Figura 1.1- Mapa de Localização e vias de acesso com destaque para o polígono da área em estudo (na cor amarela).

Geograficamente este polígono abrange, primordialmente, as microrregiões do Agreste Potiguar e Borborema Potiguar, as quais incluem os municípios de Tangará, Sítio Novo, Lagoa de Velhos, Barcelona, Rui Barbosa, Riachuelo, São Tomé, Santa Cruz e Lajes Pintadas (perfazendo parte das Folhas do IBGE 1:100.000: João Câmara, São José do Campestre, Santa Cruz e Lajes, Figura 1.2).

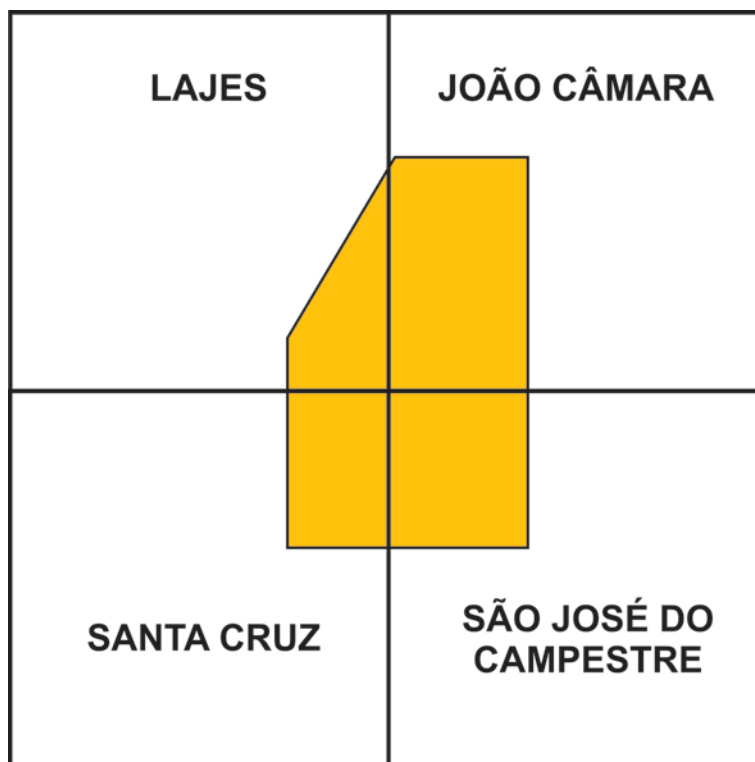


Figura 1.2- Situação do polígono da área em estudo (na cor amarela) em relação a articulação das folhas do IBGE (1:100.000).

O acesso à área é feito utilizando-se as BR-226, BR-304, além das RN-203, RN-093 e RN-023, pavimentadas ou com revestimento solto, e diversos caminhos, veredas e estradas carroçáveis.

O desenvolvimento desse trabalho constou de uma etapa inicial de revisão bibliográfica versando sobre a geologia do **Domínio Rio Grande do Norte**, em especial o **Subdomínio São José do Campestre**, aspectos petrográficos, de química mineral, geoquímica de rocha total e estrutural com ênfase em modelo de alojamento de corpos graníticos, no caso o batólito denominado Barcelona.

Os temas supracitados foram desenvolvidos mediante a visita de afloramentos em perfis sistemáticos, os quais foram possíveis a realização da descrição petrográfica, coleta de amostra para posterior estudo micropetrográfico e geoquímico, além da análise estrutural. Todas essas atividades permitiram o detalhamento da área estudada no que concerne a litoestratigrafia, petrologia e arquitetura estrutural do Plutão Barcelona.

1.3 ASPECTOS METODOLÓGICOS

Do ponto de vista metodológico, a contribuição que se pretende com esse Mestrado é a utilização de uma abordagem meso e micro (dos aspectos geológico e estrutural) visando abordar a problemática da evolução petrogenética do Plutão Granítico Barcelona (PGB), e a influência das zonas de cisalhamento no controle geométrico estrutural desse plutão.

Para que esse estudo lograsse êxito, a seguir serão listadas as etapas pelas quais o mesmo precisou trilhar:

- (i) Revisão bibliográfica;
- (ii) Interpretação Aerofotográficas na escala 1:70.000 (pertencentes ao Levantamento Aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul S/A);
- (iii) Utilização das imagens de satélite Landsat 7ETM na geração de produtos de sensoriamento remoto;
- (iv) Uso dos produtos de aerogeofísica: gamaespectometria, magnetometria e gravimetria;
- (v) Mapeamento geológico/faciológico e estrutural do PGB e suas encaixantes em perfis de estradas (pavimentadas ou não) com auxílio de GPS e bússola. Nos mesmos foram coletadas amostras de rocha para confecção de seção delgada, análise geoquímica de rocha total e química mineral;
- (vi) Confecção de seções delgadas convencionais e polidas com o objetivo do estudo ao Microscópio em luz (transmitida e refletida) das fases minerais, seus aspectos texturais, e conseqüentemente estabelecimento das sequencias de cristalização e paragêneses minerais. As feições estruturais foram objeto deste trabalho, destacando-se o estudo das microestruturas e texturas relacionadas com os eventos deformacionais;
- (vii) Confecção de seções delgadas com dimensões de (7,7 x 4,7 cm) para estudo dos megacristais de K-feldspato do fácies Porfirítico do PGB.

Nesse sentido, a confecção e o estudo das seções delgadas convencionais e polidas foram realizados na UFRN. Os minerais opacos (seções polidas) foram estudados em luz refletida no microscópio petrográfico

binocular, sendo também observados em Microscópio Eletrônico de Varredura - MEV (realizadas no Laboratório de Geoquímica da UFRN), o qual permite a magnificação necessária para a observação e análise de áreas ou pontos com o diâmetro da ordem de décimos de micrômetros. O sistema de microanálise acoplado ao MEV é um Sistema Dispersivo de Energia (EDS-*Energy Dispersive System*), o qual permite a análise química de áreas ou pontos pré-estabelecidos. Além das análises químicas qualitativas realizadas através do EDS, foram obtidas imagens e mapeamentos elementais, utilizando-se os sinais de radiação-X e de elétrons retro-espalhados (*Back Scattered Eletrons-BSE*). As condições analíticas para a obtenção dos mapas elementais e das imagens BSE foram 25kV-75 μ A e 30kV-125 μ A, respectivamente.

As amostras de rocha coletadas foram britadas e moídas no Laboratório de Preparação de Amostras da UFRN, e posteriormente enviadas para análise geoquímica na SGS GEOSOL Laboratórios.

A seção delgada bipolida foi enviada para a Universidade de Queensland na Austrália, onde, por meio de microsonda eletrônica realizou-se as análises de química mineral em anfibólios, biotitas, titanitas, magnetitas, epídotos, plagioclásios e K-feldspatos. O modelo da microsonda utilizado foi JEOL-8200L, com as seguintes condições analíticas de operação: voltagem de 15 kV, corrente de 15nA e feixe eletrônico de 1 μ m.

A fórmula estrutural adotada para os elementos analisados foram calculadas com as seguintes bases: plagioclásios (32 oxigênios), K-feldspatos (32 oxigênios), anfibólios (23 oxigênios) - para estes três minerais utilizou-se o método de Shumacher (1997) - biotitas (24 oxigênios), titanita (5 oxigênios), magnetita (32 oxigênios) e epídoto (12,5 oxigênios).

O geobarômetro usado neste trabalho foi o de Al em hornblenda, de acordo com a calibração de Schmidt (1992) e o geotermômetro de Blundy e Holland (1990), calibrado por Anderson (1996). Os anfibólios estudados possuem $(Ca+Na)_B > 1$ e $Na_B < 0,5$ pertencendo ao grupo dos anfibólios cálcicos, de acordo com a classificação utilizada por Leake *et al.* (1997). O *software SOLV CALC*[®] versão 2.0 foi utilizado para os feldspatos (plagioclásio+K-feldspato) visando estabelecer as curvas do *solvus* e, conseqüentemente, as respectivas informações geotermométricas de acordo com o modelo de Fuhrman & Lindsley (1988).

CAPÍTULO

2

Geología Regional

2- GEOLOGIA REGIONAL

2.1 A PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (PB) foi definida inicialmente por Almeida (1977) como sendo uma entidade geotectônica localizada no nordeste do Brasil, caracterizada pelo Ciclo Brasileiro-Pan-Africano entre (700-450 Ma). A PB (Almeida *et al.*, 1981) é formada por várias sequências metasupracrustais depositadas sobre embasamento gnáissico de idade Paleoproterozoica a Arqueana, sendo em seguida intrudidas por volumoso plutonismo granitóide de idade Brasileira ($0,60 \pm 0,05$ Ga).

Esta província resultou da convergência entre os crátons Oeste Africano-São Luís e São Francisco-Congo durante a montagem do Gondwana Ocidental. Numa reconstrução de pré-deriva, a província se estende desde o Brasil central e sudeste da África Ocidental através dos escudos de Camarões, Nigéria e Hoggar. Esta situação de reconstrução pré-deriva do DRN em relação a Província Borborema é mostrada na Figura 2.1. Trabalhos de (Caby *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.*, 1995) insere esta província como um complexo sistema de zonas de cisalhamento em escala crustal de alta temperatura que separa os domínios e maciços com tensões variáveis, o que controla as sequências metasupracrustais Neoproterozoicas e a colocação de Granitoides Brasileiro / Pan-Africano. A mesma possui uma superfície de aproximadamente 500.000 km², limitada a norte e leste, sendo recoberta pelos sedimentos meso-cenozoicos das bacias Sergipe-Alagoas, Pernambuco-Paraíba, Potiguar e Ceará; a sul pelo Cráton São Francisco e oeste pelos sedimentos e rochas vulcânicas paleomesozoicos da Bacia do Parnaíba. A PB apresenta de forma geral zonas compostas por faixas de supracrustais repousando sobre um embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana a paleoproterozoica. A orogênese Brasileira afeta as rochas do embasamento e cobertura originando zonas com metamorfismo de alto grau, e uma intensa atividade magmática associadas a vários sistemas de zonas de cisalhamento (Neves, 1996).

Não existe consenso com relação à compartimentação da Província Borborema, a aqui apresentada subdivide a mesma em domínios, Médio Coreau (DMC), Ceará-Central (DCC), Jaguaribeano (DJG), Rio Grande do

Norte (DRN), Zona Transversal (DZT), Externo ou Sul (DE), Pernambuco-Alagoas (DPA) e Faixa Sergipana (DFS) (Figura 2.2).

A área encontra-se inserida no Domínio Rio Grande do Norte (DRN), interface entre os SDPS e o SDJC.

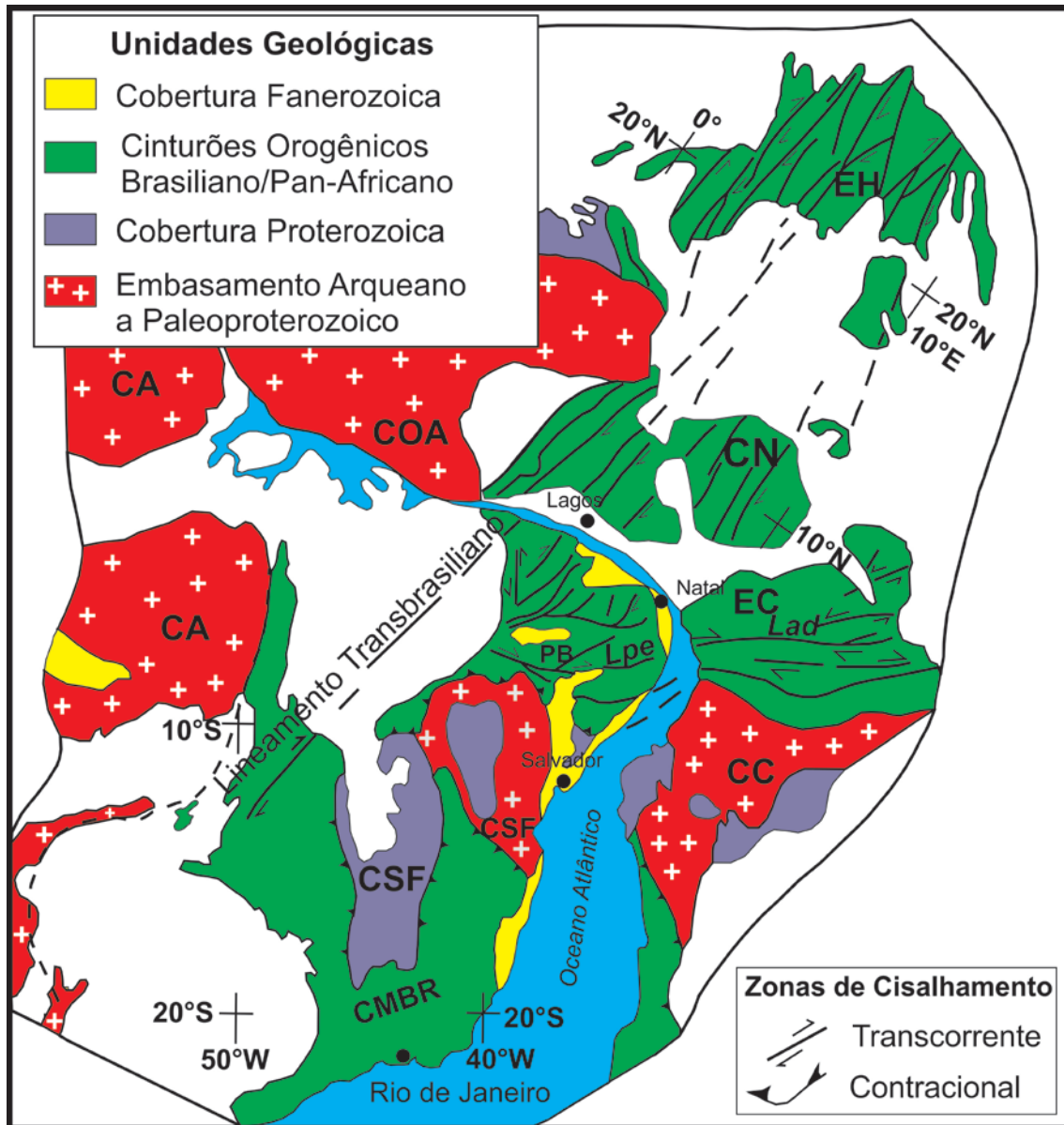


Figura 2.1- Contexto Geodinâmico da Província Borborema e do Domínio Rio Grande do Norte (DRN), NE Brasil, em relação a uma reconstituição pré-deriva para a África Ocidental e leste da América do Sul (compilado de Jardim de Sá, 1994). Legenda das siglas do mapa: COA- Cráton Oeste Africano; CSF- Cráton do São Francisco; CA- Cráton Amazônico; CC- Cráton do Congo; CMBR- Cinturão Móvel Brasília e Ribeira; PB- Província Borborema; EC- Escudo de Camarões; CN- Cinturão Nigeriano; EH- Escudo Hoggar; LP- Lineamentos Patos; Lpe- Lineamento Pernambuco; Lad- Lineamento Adamaoua.

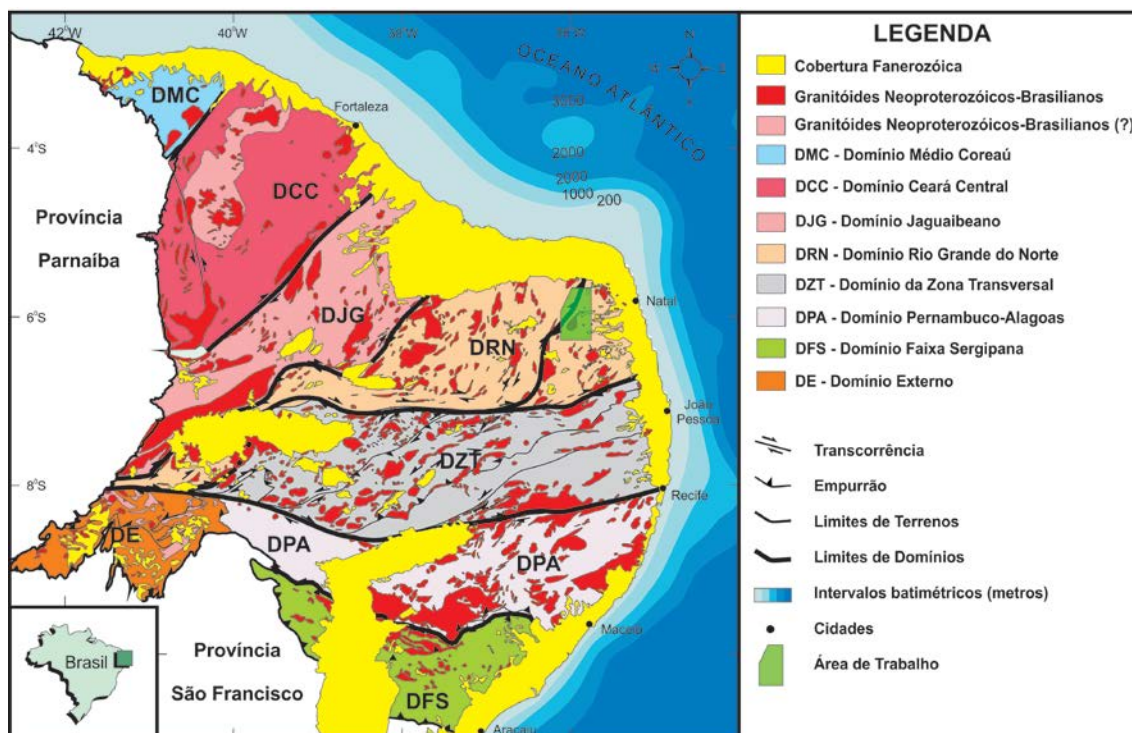


Figura 2.2- Localização dos domínios geológicos no contexto da Província Borborema (Medeiros, 2004).

2.2 O DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

2.2.1 Introdução

O Domínio Rio Grande do Norte encontra-se limitado a norte e leste pelos sedimentos da Bacia Potiguar, a oeste pela zona de cisalhamento Portalegre e a sul pelo lineamento Patos (Figura 2.3). O complexo do embasamento do DRN é formado pelos subdomínios Rio Piranhas-Seridó (SDPS) na porção oeste, e São José do Campestre (SDJC) na parte leste (Hackspacher *et al.*, 1990; Dantas *et al.*, 1998). Dados de U-Pb e Sm-Nd mostram idades correspondentes ao Paleoproterozoico Médio 2,2-2,0 Ga (Van Schmus *et al.*, 1995a; Dantas, 1997) e núcleo Arqueano 3,41-2,7 Ga (Dantas *et al.*, 2013).

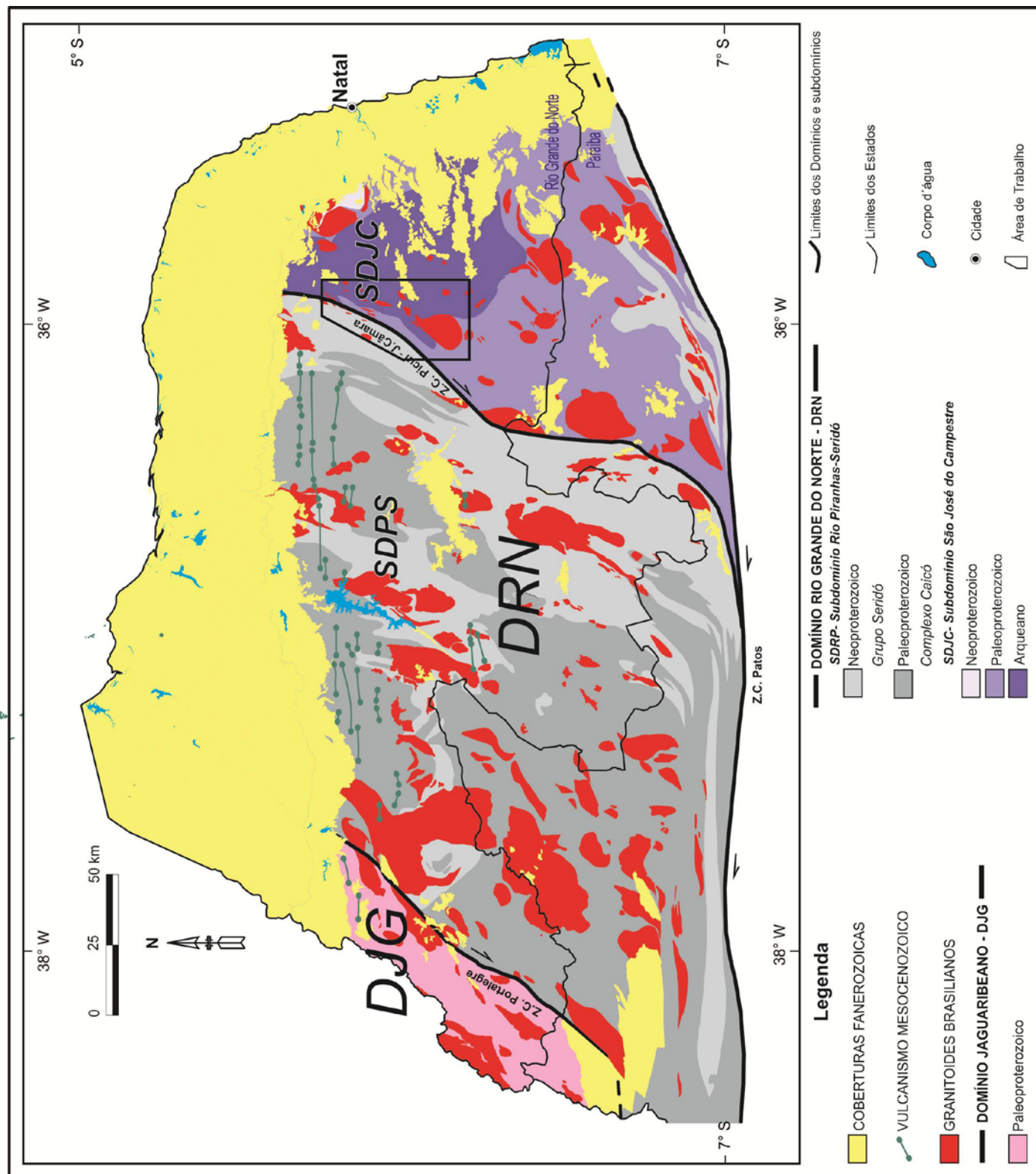


Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado do Domínio Rio Grande do Norte (DRN) (modificado de Medeiros, 2013), com destaque para a área de trabalho (polígono na cor preta).

2.2.2 O Subdomínio Rio Piranhas-Seridó (SDPS)

O Subdomínio Rio Piranhas-Seridó é um conjunto de rochas gnáissicas-migmatíticas e supracrustais, que se encontram balizados pelos limites norte com os sedimentos da Bacia Potiguar, a sul pelo Lineamento Patos, oeste e leste pelas zonas de cisalhamento Portalegre e Picuí-João Câmara, respectivamente (Brito Neves, 1983, Santos & Brito Neves, 1984, Angelim, 2006).

O presente domínio é composto por rochas gnáissicas-migmatíticas pertencentes ao Complexo Caicó, definido inicialmente como uma sucessão de rochas de alto grau metamórfico (Meunier, 1964 e Ferreira & Albuquerque, 1969), incluindo metasupracrustais antigas subordinadas (Jardim de Sá, 1994). Souza *et al.* (2007) descreveram este complexo como sendo pertencente ao embasamento de alto grau metamórfico do Grupo Seridó, formado por rochas paleoproterozoicas metaplutônicas, intrudidas e/ou intercaladas em unidades metassupracrustais mais antigas.

O Complexo Caicó é composto predominantemente de ortognaisses de coloração cinza, localmente migmatizados, perfazendo grande extensão areal. No geral abrange rochas graníticas de afinidade cálcioalcalina de alto K com termos dioríticos e anfibolíticos subordinados (Hackspacher *et al.*, 1990; Souza *et al.*, 1993, 2007). São rochas caracterizadas por pórfiros na forma de augens com granulação média (suite G1) (Jardim de Sá *et al.*, 1981).

Possuem idade oscilando entre 2,15-2,20 Ga (Hackspacher *et al.*, 1990; Souza *et al.*, 1993; Souza *et al.*, 2007), esta primeira correspondendo a idade de cristalização para os magmas dos ortognaisses (Hackspacher *et al.*, 1990 e Fetter *et al.*, 2000).

A petrogênese está relacionada a magmas juvenis extraídos do manto metassomatizado (Souza *et al.*, 2007) com componente crustal mais antiga (idade Sm-Nd de 2,70-2,53 Ga). Frequentemente são intrudidos por plutões neoproterozóicos a cambrianos.

O magmatismo denominado G2 (Jardim de Sá *et al.*, 1981) compreende granitóides equigranulares a porfíricos, com augens, granulação média a grossa, alojados como corpos intrusivos no complexo do embasamento, sin a pós cinemático próximos ao contato com a Faixa Seridó (FSe) (Hollanda *et al.*,

2011). As intrusões do tipo G2 possuem foliação penetrativa de baixo ângulo paralela ao plano axial das dobras recumbentes; cortam antigo *fabric* do embasamento (G1); e apesar dessas características, ainda é bastante difícil distinguir G1 de G2 (Hollanda *et al.*, 2011).

A Faixa Seridó (Fse) é uma seqüência metassedimentar representada pelo Grupo Seridó, o qual foi provavelmente depositado entre 650 e 610 Ma, possivelmente entre 640 e 620 Ma segundo (Van Schmus *et al.*, 2003). Esta seqüência metassedimentar encontra-se depositada discordantemente sobre o substrato gnáissico-migmatítico, e apesar de ainda ser bastante discutida, a estratigrafia em uma das propostas (Jardim de Sá & Salim, 1980) pode ser subdividida da base para o topo pelas Formações: (i) **Jucurutu** composta por anfibólio-paragnaisses (\pm biotita) com intercalações de mármore e lentes de calcisilicáticas; (ii) **Equador** formado pelos quartzitos e metaconglomerados intercalados; (iii) **Seridó** arquitetado por micaxistos com granada, cordierita, silimanita e estaurolita.

Doutra forma (Archanjo & Salim, 1986; Caby *et al.*, 1995) propõe uma outra possibilidade de modelo advogando que existe uma discordância entre as formações Jucurutu/Equador e a Seridó, sendo esta última subdividida pelas formações Parelhas e Seridó. Datações realizadas nas rochas metassedimentares mostra (U-Pb SHRIMP e Sm-Nd com 1,0-0,65 Ga [metagrauvas e micaxistos] e 1,1-1,5 Ga [metapelitos]) (Van Schmus *et al.*, 2008).

Cortando as rochas supracitadas temos uma atividade plutônica granitoide Neoproterozoica volumétrica associada às zonas de cisalhamento transcorrentes. Portanto, a relação entre magmatismo e tectônica tem sido sempre um tema central em geologia (ex.: Atherton, 1993, e Pitcher, 1993). Ainda assim, somente após o mapeamento da zona de cisalhamento e da estrutura interna dos plutões graníticos é que começaram a ser feitas, de uma forma sistemática, a ligação entre granitoides e as zonas de cisalhamento torna-se evidente (Neves, 1996). Essas rochas serão mais bem caracterizadas e descritas nos seus aspectos de campo, petrográfico e químico, na seção 2.3.

O arcabouço tectônico-estrutural desse domínio segundo (Salim *et al.*, 1979 e Jardim de Sá, 1994) é formado por uma sucessão de três eventos deformacionais. O evento deformacional D1 é associado a um bandamento

gnáissico-migmatítico denominado S1, impresso nas rochas do embasamento e obliterado pelos eventos subsequentes. O evento D2 é pertencente a uma tectônica de regime contraccional evoluindo para um sistema de dobras recumbentes pronunciadas, os quais provocaram inversões locais relativos a estratigrafia. O evento deformacional D3 foi o responsável pela geração de zonas de cisalhamento transcorrentes de orientação principal NE, com concentração de cinemática transpressiva, estruturas em flor (Jardim de Sá, 1994) e transtensional marcado por zonas de cisalhamento distensionais (Jardim de Sá *et al.*, 1993 e 1999).

2.2.3 O Subdomínio São José do Campestre (SDJC)

O Subdomínio São José do Campestre (SDJC) localiza-se no extremo NW do Brasil, sendo um dos mais antigos núcleos cratônicos da Plataforma Sul-Americana, representando um fragmento de crosta arqueana com área aflorante de aproximadamente 1300 km².

O SDJC está limitado a norte e leste pelos sedimentos da Bacia Potiguar, a oeste e a sul pelas zonas de cisalhamento de alta temperatura Picuí-João Câmara e Remígio-Pocinhos, respectivamente. Os primeiros trabalhos tratavam da caracterização petrográfica dos gnaisses e migmatitos, realizados por Barbosa & Braga (1974). No início, este domínio (SDJC) foi denominado de Maciço Caldas Brandão/São José do Campestre por (Brito Neves, 1983 e Santos & Brito Neves, 1983) o qual foi configurado por um conjunto de rochas que ocorrem a leste do “sistema de dobramento Seridó”.

A caracterização das rochas arqueanas na porção leste do DRN foi iniciada pelos trabalhos realizados por Dantas (1996) e posteriormente Angelim *et al.* (2006). Segundo (Souza & Dantas, 2008), composicionalmente este domínio é formado principalmente por dois grandes conjuntos de unidades: (i) uma ortoderivada, de idade U-Pb em zircão oscilando entre 3,45 a 2,7 Ga (Dantas, 1996 e Dantas *et al.*, 2004), sendo representada pelas suítes/complexos (Bom Jesus, Serra Caiada, Brejinho, Senador Elói de Souza e São José do Campestre). São constituídas por gnaisses tonalíticos a granodioríticos com enclaves máficos, gnaisses monzograníticos, gnaisses tonalíticos a granodioríticos, hedembergita-grossulária anortositos e granada

anfíbolitos, gnaisses monzograníticos a sienograníticos (Dantas, 1996; Souza & Dantas, 2008; Dantas *et al.*, 2013).

Geoquimicamente o mesmo é composto por uma linhagem de diferenciação cálcio-alcálica clássica, ou seja, enriquecimento em K (complexos Serra Caiada e São José do Campestre) e outra de enriquecimento em Na (гнаisses tonalíticos e metanoritos/anortositos representando respectivamente a Suíte Bom Jesus e o Complexo Senador Elói de Souza (Dantas *et al.*, 2013); (ii) o grupo de rochas paraderivadas afloram na porção SW, sendo formada por rochas em alto grau metamórfico contendo cordierita-silimanita-granada-biotita paragnaisses, podendo ter lentes de mármore, granada anfíbolitos e gnaisses calciossilicáticos, sendo interpretados como mais antigos do que as metaplutônicas (Souza & Dantas, 2008; Dantas *et al.*, 2013).

As relações da sequência paraderivada com as demais unidades ainda não estão bem definidas. Entretanto, os ortognaisses monzograníticos do Complexo Serra Caiada demonstram serem intrusivos, o que indicaria uma idade $>3,25$ Ga para as metasupracrustais (Souza & Dantas, 2008). Concentrações em óxidos, elementos traços, terras raras e isótopos de Sr e Nd sugerem contribuição tanto de crosta oceânica quanto do manto superior na gênese destas rochas (Dantas *et al.*, 2013).

As rochas paleoproterozoicas neste domínio são formadas da base para o topo pelos complexos: (i) Santa Cruz de (Dantas, 1996; Dantas & Roig; 2013; Roig & Dantas, 2013) e Caicó (Souza *et al.*, 1991a; Souza *et al.*, 1991b; Souza *et al.*, 1993) – ortognaisses tonalíticos-granodioríticos a graníticos indiferenciados, podendo conter leucognaisses graníticos, ortognaisses granodioríticos, ortognaisses tonalíticos e biotita-ortognaisse de textura *augen*, granoblástico, de composição variando de monzodiorítica a sienogranítica (2,24-2,17 Ga U-Pb em zircão); (ii) Santa Cruz – *Augen*-гнаisses graníticos, leucognaisses quartzo-monzoníticos a graníticos com idades (2,23-2,07 Ga U-Pb); ortognaisses apresentando textura grossa, tendo como máficos principais biotita e hornblenda com termos graníticos, granodioríticos, tonalíticos e trondhjemíticos, sendo este último parcialmente migmatizado (Dantas & Roig, 2013; Roig & Dantas, 2013); (iii) Serrinha-Pedro Velho – biotita leucognaisses e composição granodiorítica a granítica, peraluminos, migmatizados; biotita-

hornblenda migmatitos com mesossomas tonalíticos a granodioríticos e leucossomas graníticos, com intercalações de anfibolitos; e, biotita-ortognaisse trondhjemítico, parcialmente migmatizados (Roig & Dantas, 2013).

Neste trabalho estas suítes e/ou complexos foram simplificados como Unidades ou Complexo Arqueano e Paleoproterozoico.

2.3 PLUTONISMO NEOPROTEROZOICO NO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

A volumosa atividade plutônica ocorrida no Neoproterozoico é um dos mais marcantes aspectos geológicos do ciclo Brasileiro na Província Borborema. Em especial o DRN é cortado por grande quantidade de corpos granitóides de idade ediacarana-cambriana com idades oscilando entre 510 e 660 Ma pelo método U-Pb (Tabela 2.2, Nascimento *et al.*, 2014).

Este grupo de rochas é representado por diversos batólitos, *stocks* e diques, contendo características petrográficas, texturais, geoquímicas e geocronológicas distintas (Nascimento, 2000; Nascimento *et al.*, 2014) (Figura 2.4). Baseado nas análises geoquímicas e nos aspectos petrográficos e texturais de diferentes rochas, é possível agrupar esta atividade plutônica em seis suítes distintas, são elas: Shoshonítica, Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica, Cálcio-alcalina de alto K Equigranular, Cálcio-alcalina, Alcalina e Alcalina Charnoquítica (Figura 2.4, Tabela 2.1 e 2.2) (Nascimento, 2000 e Nascimento *et al.*, 2014).

As suítes shoshoníticas, cálcio-alcalina e alcalina podem ser individualizadas das demais, ao mesmo tempo em que a alcalina-charnockítica se diferencia em alguns diagramas. O obstáculo para a discriminação geoquímica entre as suítes cálcio-alcalina de alto K porfirítica da equigranular é a sua similaridade química (Nascimento *et al.*, 2014). Além dos dados petrográficos/texturais, os geocronológicos também contribuem para a diferenciação das suítes cálcio-alcalina de alto K porfirítica da equigranular (Nascimento *et al.*, 2014).

O quadro abaixo sintetiza os trabalhos fundamentais de classificação dessas suítes magmáticas realizados desde a década de 60 com os estudos

de (Almeida *et al.*, 1967) até a data atual (Nascimento *et al.*, 2014), ver tabela 2.1.

Baseado na classificação utilizada por Nascimento *et al.* (2014) (Tabela 2.1), o Domínio Rio Grande do Norte apresenta seis suítes de rochas magmáticas com os respectivos dados geocronológicos (U-Pb em zircão e monazita) contidos na literatura (Tabela 2.2), a saber:

2.3.1- Suíte Shoshonítica

Ocorre em corpos isolados ou associados a corpos da suíte Cálcio-alcalina de alto K porfirítica e menos comumente com a cálcio-alcalina (por ex.: São João do Sabugi, Acari, Japi, Monte das Gameleiras e Serra da Garganta). São rochas de composição gabro/diorítica a quartzo monzonítica, textura fina a média ou grossa, equi ou inequigranular. Possuem feições do tipo *mingling* e *mixing*, associadas principalmente com as rochas da Suíte Cálcio-alcalina de alto K porfirítica (com fenocristais de K-feldspato inclusos nos enclaves de composição máfica-intermediária). A mineralogia é formada por K-feldspato (<10% modal) e o plagioclásio (labradorita), como máficos principais temos (augita+diopsídio+hiperstênio+hornblenda+biotita) e como acessórios (titanita, magnetita+ilmenita, zircão e apatita).

Geoquimicamente são rochas com teores de SiO₂ (46,7 - 61,5%), Fe₂O_{3t} (4,9-14,9%), MgO (0,4-11,9%), CaO (3,0-9,9%) e TiO₂ (0,5-3,1%). Os elementos traços Ba, Rb e Zr (incompatíveis), o Sr (compatível), Nb e Y estão dispersos. Os elementos terras raras (ETR) são fraco a moderadamente fracionados e anomalias de Eu predominantemente negativa. As rochas desta suíte são essencialmente metaluminosas e transicionais entre cálcio-alcalinas a alcalinas ou subalcalinas, de natureza ferrosa a magnésiana.

Os dados geocronológicos mostram que as idades U-Pb para esta suíte indicam um intervalo entre 553 e 599 Ma (Tabela 2.2), com idade média em 576 Ma.

2.3.2- Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica

É a suíte mais volumosa, com batólitos isolados (por ex.: Caraúbas, Tourão, Catolé do Rocha, Acari, Barcelona e Monte das Gameleiras). Textura

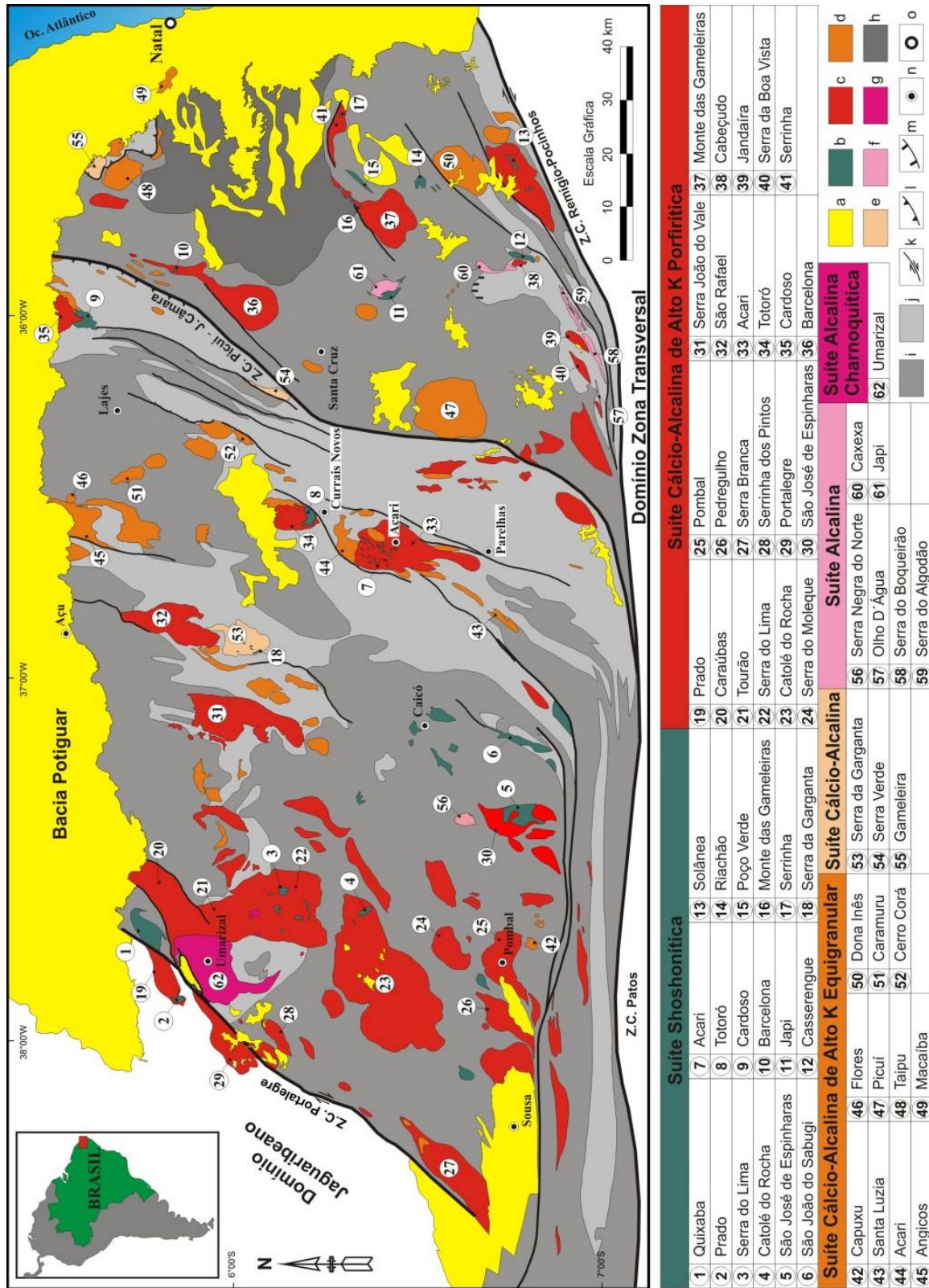


Figura 2.4- Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, com destaque para o magmatismo ediacarano a cambriano (Nascimento *et al.* 2014). Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfírica; d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular; e - Suíte Cálcio-alcalina; f - Suíte Alcalina; g – Suíte Alcalina Charnofítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i – Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozoico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de cisalhamento transcorrentes neoproterozoicas; l - Zonas de cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; m - Zonas de cisalhamento distensionais neoproterozoicas; n - cidades; o - capital do Estado.

<i>Almeida et al. (1967)</i>	<i>Jardim de Sá et al. (1981)</i>	<i>Sial (1987)</i>	<i>Jardim de Sá (1994)</i>	<i>Galindo et al. (1997a)</i>	<i>Galindo et al. (1997b)*</i>	<i>Ferreira et al. (1998)</i>	<i>Angelim et al. (2006)</i>	<i>Nascimento et al. (2014)</i>
	G _x		Suíte Básica a Intermediária	Suíte Shoshonítica		Shoshonítico	Suíte intrusiva São João do Sabugi	Suíte Shoshonítica
Itaporanga	G ₃	Grupo Cálcio-alcálico Potássico	Suíte Porfírtica			Cálcio-alcálico Alto Potássio com e sem epidoto magmático	Suíte intrusiva Itaporanga	Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfírtica
Conceição		Grupo Cálcio-alcálico				Cálcio-alcálico com epidoto magmático		Suíte Cálcio-alcálica
Itapetim	G ₄		Suíte Leucogranítica			Cálcio-alcálico peraluminoso	Suíte intrusiva Dona Inês	Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular
		Grupo Trondhjemitico				Trondhjemitico		
Catungueira		Grupo Peralcalino				Peralcalino	Suíte intrusiva Catungueira	Suíte Alcalina
					Suíte Alcalina		Suíte intrusiva Umarizal	Suíte Alcalina Chamoquítica
						Sienitóides Metaluminosos Alto Potássio		
						Sienitóides Peralcalinos Ultrapotássicos		
Critérios de Campo	Critérios de Campo	Critérios Geoquímicos	Critérios de Campo, Estruturais e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios de Campo, Petrográficos e Geoquímicos

Tabela 2.1 – Quadro comparativo entre as principais classificações de rochas magmáticas ediacaranas a cambrianas na Província Borborema ao longo das décadas (modificado de Nascimento et al., 2014).

Classificação Geoquímica e Nome do Corpo	Idade U-Pb (Ma)	Intervalo de idades (Ma)
Shoshonito		
Acari	579±7 ^(1,2)	553-599
Poço Verde	599±16 ⁽³⁾ 553±10 ⁽⁴⁾	
São João do Sabugi	579±7 ^(1,2)	
Totoró (diorito)	597±6 ⁽¹⁶⁾	
Totoró (gabro-norito)	595±3 ⁽¹⁶⁾	
Riachão	588±6 ⁽¹⁹⁾	
Cálcio-Alcalino de alto K Porfírico		
Acari	555±5 ⁽⁵⁾ 577±5 ⁽¹⁶⁾	544-591
Caraúbas	574±10 ^(6,7)	
Catolé do Rocha	571±3 ⁽⁸⁾	
Monte das Gameleiras	573±7 ⁽⁹⁾	
São José de Espinharas	544±7 ^(1,2) 573±22 ⁽²⁾	
São Rafael	575 ⁽¹⁰⁾	
Serrinha	576±3 ⁽⁹⁾	
Solânea	572±8 ⁽¹¹⁾	
Tourão	580±4 ^(6,7)	
Totoró	591±4 ⁽¹⁶⁾	
Cálcio-Alcalino de alto K Equigranular		
Capuxu	541±4 ⁽⁸⁾	450-582
Dona Inês (diques)	582±5 ⁽¹⁹⁾	
Granito a W/NW de Carnaúba dos Dantas	528±12 ⁽¹²⁾	
Picuí	520±10 ⁽¹³⁾ 549±4 ⁽²⁰⁾	
Flores	450 ⁽¹⁴⁾ 545±11 ⁽¹⁸⁾	
Macaíba	628±11 ⁽³⁾	
Acari	572±5 ⁽¹⁶⁾	
Caramuru	554±10 ⁽¹⁷⁾	
Cerro Corá	527±8 ⁽²⁰⁾	
Alcalino		
Japi	597±4 ⁽¹⁸⁾	597
Alcalino Charnoquítico		
Umarizal	593±5 ⁽¹⁵⁾ 601±11 ⁽²¹⁾	593-601
Pegmatitos		
Malhada Vermelha	510,6±0,4 ⁽¹²⁾	509-514
Combi	513,7±1,5 ⁽¹²⁾	
Mamões	514,5±1,2 ⁽¹²⁾	
Capoeira	509,5±2,9 ⁽¹²⁾	
Carnaubinha	514,9±1,1 ⁽¹²⁾	
Trigero 1	511,5±2,6 ⁽¹²⁾	

Tabela 2.2- Sinótese dos principais dados geocronológicos (utilizando-se o método U-Pb) pertencentes ao magmatismo ediacarano a cambriano do DRN (compilado e modificado de Nascimento *et al.*, 2014). (1) Leterrier *et al.* (1994); (2) Jardim de Sá (1994); (3) Dantas (1997); (4) Souza *et al.* (2006); (5) Legrand *et al.* (1991); (6) Trindade *et al.* (1999); (7) Trindade (1999); (8) Medeiros *et al.* (2005); (9) Galindo *et al.* (2005); (10) Ketcham *et al.* (1997); (11) Guimarães *et al.* (2005); (12) Baumgartner *et al.* (2006); (13) Beurlen *et al.* (2007); (14) Dantas *et al.* (2005); (15) McReath *et al.* (2002); (16) Archanjo *et al.* (2013); (17) Souza & Kalsbeek (2011); (18) Souza *et al.* (2010); (19) Guimarães *et al.* (2009); (20) Hollanda *et al.* (2012); (21) Sá *et al.* (2013).

porfirítica tipo “dente de cavalo” formado por megacristais de K-feldspato com borda de plagioclásio Na.

Petrograficamente são monzogranitos, com granodioritos e quartzo monzonitos subordinados, com predominância de plagioclásio (oligoclásio), microclina e quartzo, tendo como máficos principais biotita e anfibólio, tendo como acessórios: titanita, epidoto, alanita, zircão, apatita, magnetita e ilmenita.

A geoquímica mostra teores de SiO₂ 62,0 - 76,2%, enriquecida em álcalis (K₂O+Na₂O=7,4-10,8%). Os elementos traços Ba, Sr e Zr presentes são compatíveis, o Rb é incompatível, e Nb e Y estão dispersos. Os ETR apresentam-se fraco a fortemente fracionados, com anomalia negativa de Eu. São rochas meta a peraluminosa, com características geoquímicas transicionais entre cálcio-alcálica e alcálica (mais próxima desta última), e com predomínio da natureza ferrosa (Nascimento *et al.*, 2014).

Esta suíte é a que possui a maior quantidade de dados geocronológicos, mostrando um intervalo de idades entre (544±7 Ma à 591±4 Ma).

2.3.3- Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular

Esta suíte predomina na forma de enxames de diques, soleiras e corpos isolados (ex.: Capuxu, Angicos, Flores, Picuí, Macaíba e Dona Inês) ou em maciços polidiapíricos (ex.: Acari (Serras da Acauã e Lagoa Seca), São José de Espinharas e Catolé do Rocha). Dominantemente são de composição monzogranítica, equigranulares ou microporfiríticos, textura média a fina, formados petrograficamente por plagioclásio (oligoclásio), microclina e quartzo, como máficos biotita ±anfibólio, e acessórios titanita, epidoto, apatita, zircão, alanita, opacos e turmalina.

Geoquimicamente possuem variação de teores de SiO₂ (66,7-78,8%). Os elementos traços Ba, Sr, e Zr são compatíveis, Rb é incompatível, e Nb e Y estão dispersos. Os ETR possuem anomalia negativa de Eu pronunciada, com os (ETRP) mais baixos que a maioria das outras suítes. São rochas de natureza meta a peraluminosa, subalcálica, monzonítica, transalcálica ou cálcio-alcálica de alto potássio e de caráter predominantemente ferroso. A geocronologia mostra que os valores obtidos variam entre 520 e 628±11 Ma.

2.3.4- Suíte Cálcio-alcalina

Os corpos desta suíte estão situados na porção centro-norte e NE do DRN, tendo como exemplo os plutões Serra da Garganta, Serra Verde e Gameleira. No geral são granodioritos a tonalitos, inequigranulares, médio a grosso, com microfenocristais de plagioclásio. Petrograficamente esta suíte é formada por plagioclásio (andesina), quartzo e microclina, máficos principais (biotita e anfibólio), e acessórios (titanita, opacos, allanita, epídoto, apatita e zircão).

Geoquimicamente estes corpos possuem teores de SiO_2 (60,5-67,9%) e altas razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,8-2,0%). Os elementos traços Ba, Zr, Nb e Y são compatíveis, o Rb é incompatível, e Sr mostra-se disperso. As anomalias de Eu são negativas, ou ausentes, com padrão de ETRP mais baixos e planos. São rochas meta a peraluminosas, com as amostras plotadas no campo cálcio-alcálico e magnésiano. Esta suíte até o momento não apresenta dados geocronológicos (Nascimento *et al.*, 2014).

2.3.5- Suíte Alcalina

As rochas desta suíte são representadas pelos corpos (Serra Negra do Norte, Caxexa, Serra do Algodão, Serra do Boqueirão, e a fácies alcalina do Plutão Japi). A presente suíte é composta de sienito a monzogranitos, álcali-feldspato granitos, quartzo álcali-feldspato sienitos e sienogranitos subordinados. No geral possuem textura equigranular fina a média, composta pelos máficos hornblenda, biotita, aegirina-augita, hedenbergita, além de andradita, e plagioclásio sódico (An_{0-10}). Os acessórios mais comuns são titanita, apatita, zircão, alanita, magnetita e ilmenita (Nascimento *et al.*, 1998).

Geoquimicamente possuem ampla variação na quantidade de SiO_2 (66,2 - 76,9%), forte enriquecimento em álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8,6-11,7\%$), e empobrecimento em CaO (<2,1%) e MgO (<1,5%) e enriquecimento em Na_2O (2,8-5,9%). Os elementos traços, Ba e Sr são compatíveis e os demais elementos (Rb, Nb e Y) mostram-se dispersos. Apresentam maior fracionamento de ETR (quando comparados às demais suítes) e anomalias positivas de Eu. São rochas meta a peraluminosa, com afinidade alcalina e natureza predominantemente ferrosa. Os dados geocronológicos de Rb-Sr e U-

Pb mostram respectivamente valores entre 536 ± 4 Ma e 597 ± 4 Ma (Nascimento *et al.*, 2014).

2.3.6- Suíte Alcalina Charnoquítica

Esta suíte é composta pelas rochas localizadas no extremo NW do DRN, sendo representadas pelo Plutão Umarizal. Composicionalmente são formados por quartzo mangeritos e charnoquitos, textura fina a média e inequigranulares (Galindo, 1993). A paragênese máfica apresenta faialita ou Fe-hiperstênio, hedenbergita, hornblenda e biotita. O plagioclásio é do tipo oligoclásio, e os acessórios mais comuns são: zircão, apatita, alanita, magnetita e ilmenita. A geoquímica é caracterizada pela variação de SiO_2 (63,6 - 75,1%), enriquecido em álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,6-10,4\%$), elevada quantidade de Zr (337-962 ppm) e baixo MgO (0,1 a 0,7%). Os elementos Sr e Zr são compatíveis e Rb é incompatível, Ba, Nb e Y tem comportamento disperso, menor fracionamento de ETR e anomalias negativas de Eu.

São rochas predominantemente metaluminosas, com afinidade alcalina e natureza ferrosa. Os dados geocronológicos mostram idades Rb-Sr e U-Pb respectivamente oscilando de 545 ± 7 a 601 ± 11 Ma (McReath *et al.*, 2002 e Sá *et al.*, 2013, respectivamente).

2.4 MODELO EVOLUTIVO DO DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

No Arqueano temos a formação das unidades pertencentes aos complexos gnáissicos-migmatíticos, ortognaisses de composição tonalítica de afinidade cálcio-alcalina de baixo K, granada-silimanita gnaisses, metagabros e metadioritos, metanortositos, metaultramáficas e metasiénogranitos (Dantas *et al.*, 2013). Essas rochas possuem idade entre 3,41-2,65 Ga (Dantas, 1996; Dantas *et al.*, 2004 e 2013).

As mesmas apresentam história geológica estendendo-se por 700 Ma (Souza, 2013), com pelo menos seis e/ou sete eventos intrusivos de geração de magmas sucessivos 3,41 - 3,36 - 3,25 - 3,12 - 3,03 - 2,70 Ga (Dantas, 1996; Dantas *et al.*, 2004 e 2013; Souza *et al.*, 2010) e 3,41 - 3,36 - 3,33 - 3,19 - 3,12 - 3,03 - 2,69 Ga (Souza, 2013), com uma quietude de 330 Ma apontada por Dantas *et al.* (2013) entre os eventos de 3,03 - 2,69 Ga.

Após um lapso de tempo de aproximadamente 350 Ma (Souza, 2013) foram implantadas as unidades paleoproterozoicas com magmatismo juvenil ou com pequena contribuição crustal. Essas unidades são compostas no geral por granitoides gnaissificados, são principalmente *augen*-gnaisses graníticos e ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica frequentemente com lentes de anfibolitos. São séries diferenciadas, de afinidade cálcio-alcálicas potássicas, semelhantes a tipos I e M, com anomalias negativas de Ta-Nb, Ti e P (Souza, 2013). Essas unidades circundam o núcleo arqueano e possuem idades U-Pb oscilando em torno de (2,25 – 2,15 Ga) segundo Dantas *et al.* (2004), estando correlacionadas ao embasamento do Complexo Caicó para (Souza *et al.*, 2007) ou ao Complexo Santa Cruz em trabalhos de (Dantas & Roig, 2013).

A Faixa Seridó é um pacote de rochas metassedimentares (paragnaisses, mármore, quartzitos, metaconglomerados e micaxistos) que repousa discordantemente sobre o embasamento paleoproterozoico, com idade máxima de 650 Ma (Van Schmus *et al.*, 2003 e 2010), admitindo que para essas rochas a sedimentação se deu entre (650-600 Ma). O processo de evolução desta bacia ocorreu por intermédio de um *rifteamento* ensialítico inicial, ou em bacia de retroarco (Hasui *et al.*, 2013).

Segundo Van Schmus *et al.* (2003) os zircões são detríticos, o que pode apontar para proveniência de várias fontes, levando a idades desde de neoproterozoica a arqueana. Pelo mesmo motivo acima mencionado, as idades modelos poderiam refletir a mistura das composições do Nd de várias fontes, não se correlacionando, portanto, com nenhum evento geológico existente no nordeste do Brasil (Van Schmus *et al.*, 2003).

A bacia Seridó pode ter sido formada pelo ciclo tectônico extensional e contracional (entre 700-600 Ma), ocorrido em ambiente de *back-arc* adjacente a uma margem continental ativa para sul, ou *rifteamento* intracratônico distante de uma margem continental com fechamento de uma bacia oceânica pequena para sul durante as Orogenias Brasileiro-Pan Africano e a instalação do Gondwana Ocidental (Van Schmus *et al.*, 2003).

Intrudindo os eventos/unidades acima mencionados temos extensivo plutonismo de idade ediacarana-cambriana (660-500 Ma) controlado pela cinemática transcorrente das zonas de cisalhamento, associadas a

espessamento crustal (ao longo da zona transpressional) e/ou afinamento litosférico (junto zona transtensional) (Holanda *et al.*, 2003).

CAPÍTULO

3

Produtos de Sensores Remotos e
Aerogeofísica

3. PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS E AEROGEOFÍSICA

3.1 SENSORIAMENTO REMOTO

3.1.1 *Introdução e Princípios Básicos*

O sensoriamento remoto (SR) é uma técnica que permite a obtenção de imagens dos objetos da superfície terrestre sem que haja um contato físico de qualquer espécie entre o sensor e o objeto (Meneses & Almeida, 2012).

O movimento do satélite de pólo a pólo, combinado com o movimento de rotação terrestre em torno de seu eixo, faz com que os satélites de SR cubram praticamente todas as regiões do Globo.

O SR é baseado na premissa de que o raio luminoso (luz branca) quando atravessa um prisma se desdobra em feixes coloridos (espectro de cores), e que cada cor decomposta no espectro corresponde a uma temperatura diferente. O espectro eletromagnético é a completa faixa de comprimento de onda e de frequência da REM (Radiação Eletro-Magnética), indo do visível ao infravermelho ($10^{-6}\mu\text{m}$ até 100 m).

Os princípios físicos do SR estão intimamente relacionados à REM, sendo a mesma um elo indispensável no processo de obtenção dos dados do SR. A REM é o veículo que leva as informações das características das feições terrestres até os satélites.

Nesse contexto, os sensores possuem a finalidade de captar a REM da superfície terrestre e transformar a energia conduzida pela onda em pulso eletrônico ou valor digital, proporcional à intensidade desta energia. Os sensores podem ser classificados quanto à fonte da onda eletromagnética em: (i) Passivos – os que utilizam apenas a REM natural refletida ou emitida a partir da superfície terrestre (a luz solar); (ii) Ativos - utilizam REM artificial, produzida por radares instalados nos próprios satélites. Neste processo as ondas atingem a superfície terrestre, interagem com os alvos e são refletidas de volta ao satélite.

3.1.2 *Sensores utilizados e Interpretação dos Produtos de SR*

Os principais sensores utilizados na etapa de mapeamento geológico (antes e após as etapas de campo) foram de grande valia para o

aperfeiçoamento da cartografia da área, haja vista que os mesmos agregaram uma boa qualidade aos produtos finais. Para isso utilizamos: (i) fotografias aéreas pertencentes ao Levantamento Aerofotogramétrico da Cruzeiro do Sul S/A, na escala 1:70.000, as quais foram georeferenciadas, permitindo dessa forma, a extração das zonas homólogas, os fotolineamentos, e, com a auxílio dos pontos geológicos, delineou-se com mais acurácia os contatos entre as unidades; (ii) de posse dos dados de SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foi possível gerar um modelo digital de terreno (MDT) (Figuras 3.1 e 3.2) com o objetivo de identificar as diversas formas de relevo existentes na área e sua relação com os demais produtos (aerogeofísica e Sensoriamento Remoto). A técnica empregada neste trabalho foi a interferometria por radar, e os dados utilizados para construção do MDT foi o SRTM, com resolução espacial de 30m reamostrada, utilizando-se o *software* ArcGis® versão 10; (iii) imagens Landsat 7 ETM (cena 0215/64) foram também georeferenciadas e processadas no *software* Er-Mapper 7.1 (Figura 3.3), com emprego das composições RGB e filtros direcionais com o intuito de separar os sistemas de zonas de cisalhamento e a deformação dúctil brasileira (D3) pertencente a área de estudo. As imagens de satélite da série LANDSAT 7 ETM+ utilizadas para este estudo correspondem ao ano de 2002, compreendendo as bandas do visível ao infravermelho (bandas 1 a 7) possuindo resolução espacial de 15 m e faixa espectral de 0.52 – 0.90 (μ). Este satélite capta imagens da superfície terrestre a partir de uma órbita equatorial, com 705 km de altitude.

A imagem foi processada sendo gerado um produto com boa distinção entre os alvos de interesse, ou seja, uma imagem onde foi capaz de reconhecer as unidades de paisagem, principalmente no que se refere ao corpo granítico Barcelona.

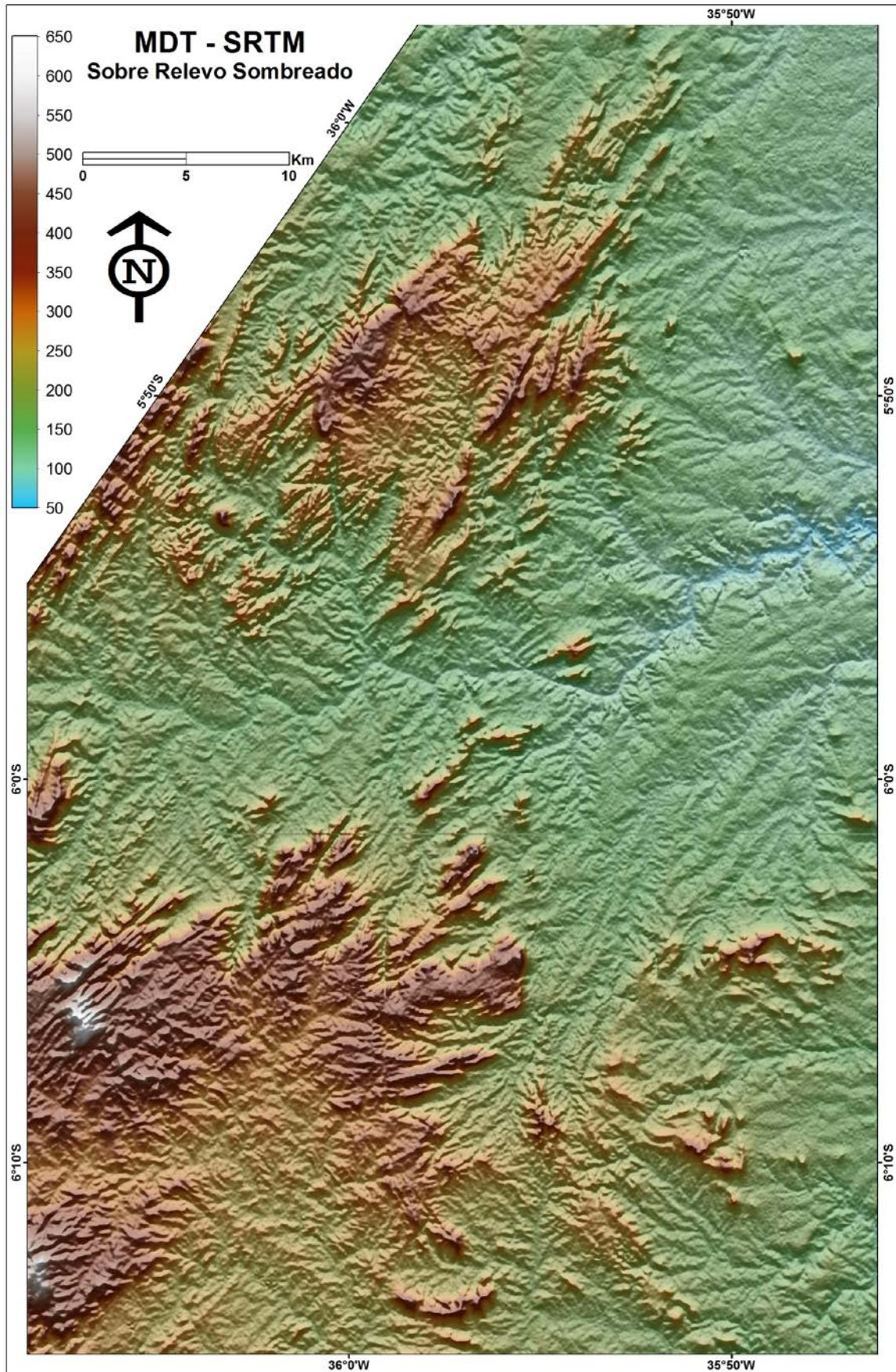


Figura 3.1- Imagem MDT (modelo digital de terreno) sobre relevo sombreado com resolução espacial de 30 metros. A grade de cores mostra que as maiores elevações encontram-se localizadas nas porções central/SW e norte/NW da área. Contorno do Plutão Granítico Barcelona, em preto na transparência.

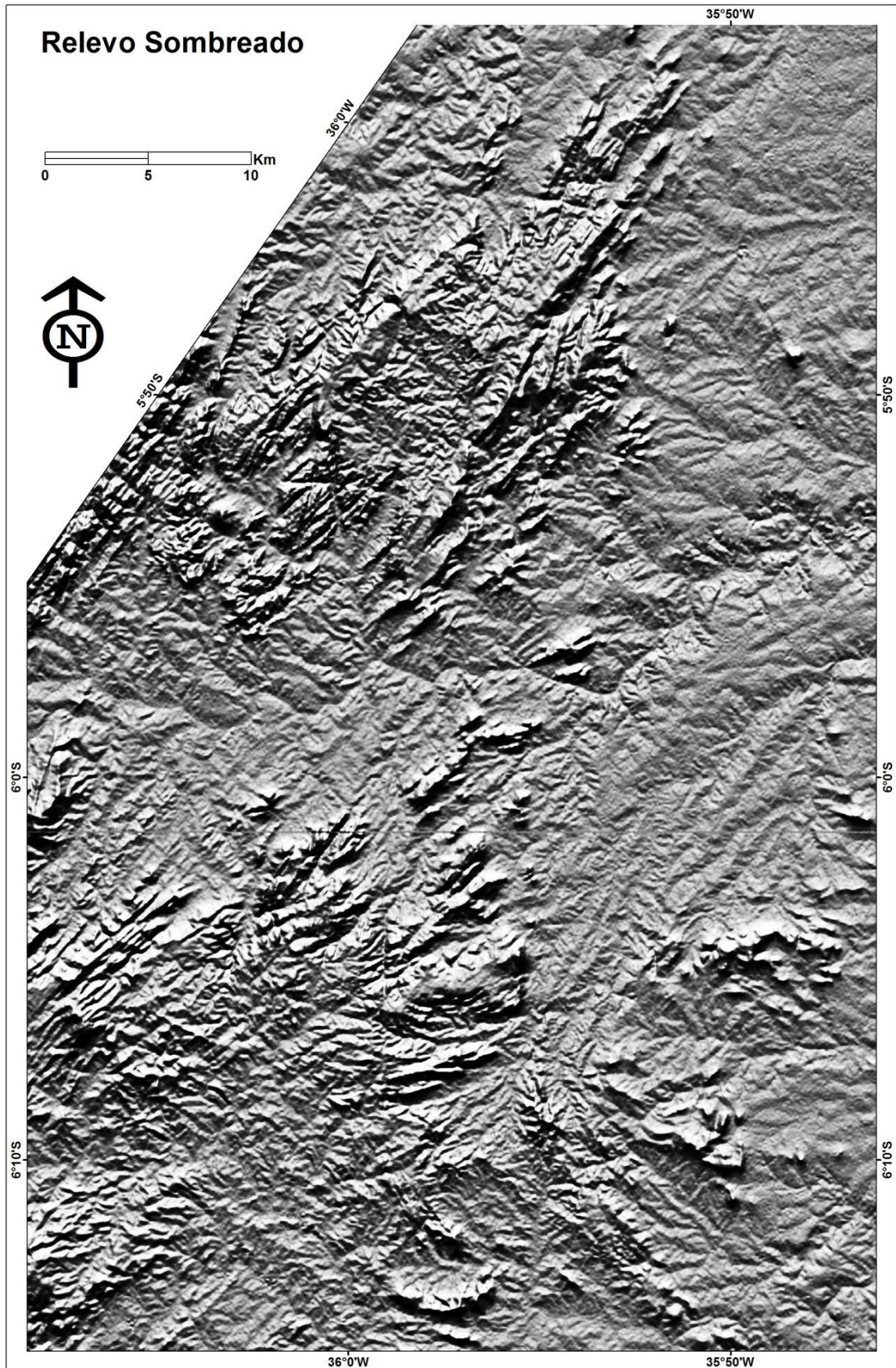


Figura 3.2- Relevo sombreado do modelo digital de terreno, com sobreposição da interpretação das feições estruturais dúcteis (linhas contínuas pretas), frágeis (linhas pontilhadas pretas) e vermelho área do PGB (em transparência).



Figura 3.3- Imagem de satélite LANDSAT 7 ETM+ de composição RGB531, com interpretação das principais unidades de paisagem/geológica. Na transparência temos feições estruturais dúcteis (linhas contínuas pretas), frágeis (linhas pontilhadas pretas) e vermelho área do PGB.

3.2 A AEROGEOFÍSICA NO AUXÍLIO DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO

3.2.1 Introdução

Nas últimas décadas os aerolevantamentos, assim como os métodos de pré-processamento/processamento dos dados obtidos pelos mesmos experimentaram avanços consideráveis. Esses avanços permitiram que regiões ou folhas levantadas anteriormente pudessem ser cobertas com um novo levantamento, com linhas de vôo mais adensadas, proporcionando uma maior precisão, melhora da qualidade e sensibilidade diante dos modernos equipamentos, o que têm proporcionado surpreendentes resultados. Toda essa evolução foi acompanhada pelo desenvolvimento de *softwares* bem estruturados, mais robustos no tratamento dos dados e de maior facilidade de aplicação. Com isso os mesmos proporcionam um processamento e interpretação de dados bem mais refinados.

3.2.2 Noções Básicas

Os aerolevantamentos geofísicos utilizados neste trabalho foram a gamaespectrometria e a magnetometria. O princípio básico que rege cada um será descrito brevemente abaixo:

- (i) A gamaespectrometria resulta da desintegração de elementos radioativos e na superfície terrestre é detectada pela radiação gama (γ). Esta desintegração é devido a instabilidade do núcleo do átomo o qual libera energia através das partículas alfa (α), beta (β) e gama (γ). A desintegração natural do K^{40} , Th^{232} e U^{238} são as principais fontes de radiação gama, presentes na grande maioria das rochas na superfície. O método funciona bem até a uma profundidade de aproximadamente 40 cm.
- (ii) A magnetometria é um método potencial que consiste na medida das variações da intensidade do campo magnético terrestre. Assim, alguns minerais presentes nas rochas podem responder com susceptibilidade magnética (magnetita, pirrotita e ilmenita por exemplo). O campo magnético considerado anômalo possui um caráter dipolar, sendo calculado pelas componentes x, y, z (medidos em nT = nano Tesla). Há que considerar que o campo

geomagnético sofre influência do núcleo da terra, devendo ser retirada essa influência, o que se faz subtraindo o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). O IGRF são modelos matemáticos que conseguem estimar o valor dessa parte do campo.

3.2.3 Características do Aerolevante e Metodologia

Os dados aerogeofísicos utilizados foram cedidos pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil, onde a área estudada engloba dois Projetos: (i) o Borda Leste do Planalto da Borborema e o (ii) Paraíba - Rio Grande do Norte, concluídos em abril de 2008 e setembro de 2010, respectivamente.

Estes aerolevantes foram realizados pela empresa **LASA** – Levantamentos Aerofotogramétricos S.A. (LASA & PROSPECTORS, 2008 e 2010) na modalidade levantamento magnetométrico e gamaespectrométrico utilizando-se a plataforma de um avião.

Em ambos os projetos, os dados do aerolevante tiveram as seguintes características de vôo:

- Posicionamento por satélite (GPS);
- Direção de linhas de vôo N-S e espaçamento de 500 m;
- Linhas de controle E-W com espaçamento de 5.000 m;
- Altura de vôo sobre o terreno de 100m;
- Dados radiométricos em concentração de elementos
- Gamaespectrômetro com cristais de iodeto de sódio (NaI) detectou fotonúcleos de K, eU e eTh, com as medidas sendo efetuadas a cada 1,0 segundos.
- O magnetômetro é dotado de sensor de vapor de césio, acoplado na cauda da aeronave (tipo *stinger*) com medidas sendo efetuadas a cada 0,1 segundo.

As etapas de pré-processamento dos dados aerogeofísicos foram realizadas pela empresa executora do levantamento acima citada. Já o processamento e seus produtos foram trabalhados usando o *software* Geosoft versão 8.0, os quais serão descritos a seguir:

Os dados gamaespectrométricos foram gerados com grids com as células de tamanho 125m X 125m, utilizando o método da mínima curvatura dos canais de potássio, urânio, tório e contagem total (Oliveira & Medeiros, 2014). Com esses produtos, foram gerados mapas dos canais de potássio, equivalente urânio, equivalente tório e a combinação Ternária (imagem composta RGB e CMY).

A magnetometria teve seus dados processados com a finalidade de melhor visualizar as anomalias e realçar mudanças bruscas das propriedades físicas. Com isso, uma boa contribuição na separação das grandes unidades existentes, assim como a estruturação geotectônica da área ficou bem marcada. Além disso, foram gerados novos produtos com a utilização dos gradientes horizontal e vertical do campo magnético anômalo, sendo este último por sua vez, obtido pela gridagem bidirecional com a célula medindo 125m X 125m dos dados de intensidade magnética total, micronivelados e com o IGRF removido.

Foram elaboradas imagens, transformadas com a derivada vertical, amplitude do sinal analítico e magnético total. A primeira mostra altas frequências nos informando a respeito dos contatos, discontinuidades e lineamentos; a segunda apresenta a assinatura centralizada das fontes magnéticas e realça as bordas de corpos geológicos (Blum, 1999) e a terceira proporciona análises conjuntas de domínios e lineamentos magnéticos.

3.2.4 Interpretação dos Dados Aerogeofísicos

O processamento dos dados aerogeofísicos, no caso a gamaespectrometria e magnetometria, junto com os dados de campo e petrográficos, foram ferramentas utilizadas para auxiliar na cartografia das grandes unidades existentes na área. Este processamento resultou em produtos magnéticos e gamaespectrométricos. Os dados foram avaliados, através do controle de qualidade das linhas de vôo, interpolados em uma malha regular de 250 m, micronivelados, transformados (filtros, derivadas, sinal analítico, entre outros) e, por fim, reamostrados para uma célula de 50 m.

As interpretações dos dados foram realizadas em conjunto com os dados geológicos existentes, o que permitiu a geração de um produto mais consistente/coerente.

Os diversos produtos geofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) foram analisados individualmente e integrados, gerando um mapa litogeofísico, que por sua vez é integrado aos dados geológicos, petrográficos, petrológicos, estruturais e de sensoriamento remoto. A partir dessa análise multidisciplinar foi possível confeccionar um mapa geológico-estrutural mais preciso, mediante a espacialização das informações provenientes das diversas assinaturas geofísicas relacionadas às unidades (aflorantes e/ou subaflorantes) mapeadas.

Com base no mapa magnético de campo total (Figura 3.4) foram definidos para a área 5 domínios: (i) o domínio **A** que apresenta-se com textura mais suavizada, sendo marcada por anomalias oscilando na ordem de 32 a 110 nT, correspondendo em grande parte aos metassedimentos da Faixa Seridó (FSe); (ii) o domínio **B** que possui textura mais enrugada, em grande parte coincide com a zona de cisalhamento Picuí-João Câmara de direção NE-SW, sendo uma porção de contato entre os metassedimento da FSe e os ortognaisses paleoproterozoicos. As anomalias possuem um range entre 2 a 110 nT, com predomínio de zonas com valores mais altos; (iii) o domínio **C** apresenta-se com uma região com sinal magnético moderado a baixo (12 a -98 nT) sendo correlatos às rochas do embasamento paleoproterozoico e as rochas da porção sul do PGB; (iv) o domínio **D** é formado pelos subdomínios **D1**, formado pela região mais a leste da área, coincidindo em grande parte com as rochas de idade arqueana do Subdomínio São José do Campestre, zona com anomalias moderadamente suavizadas, representando a região mais magnética desta área predominantemente com valores de -29 a -199 nT, com pontuações de (32-110 nT), formando localmente dipolos; e o subdomínio **D2** composto por uma região na porção extremo norte da área, com textura menos enrugada, com anomalias variando de -86 a 45 nT, sendo os valores dominantes em torno de -86 a -29 nT; (v) o domínio **E** é representado por uma faixa de direção E-W, sendo representado por diques de composição básica, correlacionados ao magmatismo cenozoico, cronocorrelato ao evento de abertura do Atlântico;

No mapa gamaespectrométrico (Figura 3.5) foram separados cinco domínios: (i) o Domínio **A**, possui uma assinatura radiométrica ternária evidenciada por zonas de coloração esverdeada, indicando enriquecimento de eTh, coincidentes com rochas ácidas correlacionadas aos gnaisses bandados

de composição granítica, granodiorítica e tonalítica e/ou migmatitos arqueanos; (ii) o Domínio **B**, apresenta-se subdividido em três subdomínios (**B1, B2 e B3**) respectivos: um com tonalidades rosada a vermelho-alaranjado, com teores de K médios a altos. O outro possui enriquecimento em K mais alto, sendo este subdomínio representado pelas rochas gnáissicas paleoproterozoicas de composição granítica, granodiorítica e trondhjemítica migmatizadas. O último subdomínio possui expressão local, onde apresenta porções com núcleos indicando baixos radiométricos evidenciado por solo/blocos pertencentes à rochas de composição anfibolítica, além de faixas esbranquiçadas marcando zonas provavelmente mais ricas nos três radioelementos. (iii) o Domínio **C** é caracterizado por resposta radiométrica com tons azulados, com teores maiores em eU. Este domínio corresponde às rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo Seridó; (iv) o Domínio **D** que é marcado pelo enriquecimento nos três radioelementos, apresentando zonas em tonalidades vermelha a rosada e zonas com textura pintalgada de branco, indicando intercalações de faixas ricas nos três elementos. O padrão radiométrico desse domínio marca as rochas ígneas graníticas pertencentes ao Plutão Granítico Barcelona, sendo as tonalidades mais quentes relacionadas às unidades ricas em potássio, e as esbranquiçadas indicando enriquecimento em K-eU-eTh; (v) o domínio **E** está marcado por tons escuros azulados, correspondendo desta forma, aos depósitos colúvio-eluviais cenozoicos.

As intrusões sin brasilianas, representadas pelo magmatismo cálcio-alcalino de alto K, como o Plutão Granítico Barcelona (porfiríticos) e as intrusões menores (equigranulares finos a médios), apresentaram respostas gamaespectrométricas diferentes. Este fato se deve a variação dos aspectos mineralógicos e texturais, com a presença de cristais de K-feldspato com tamanho e concentrações maiores na suíte porfirítica (PGB) resultando em tons mais avermelhados/rosados; e com cristais de K-feldspato menores e em mais baixas concentrações, como na suíte equigranular fina a média (tons esbranquiçados).

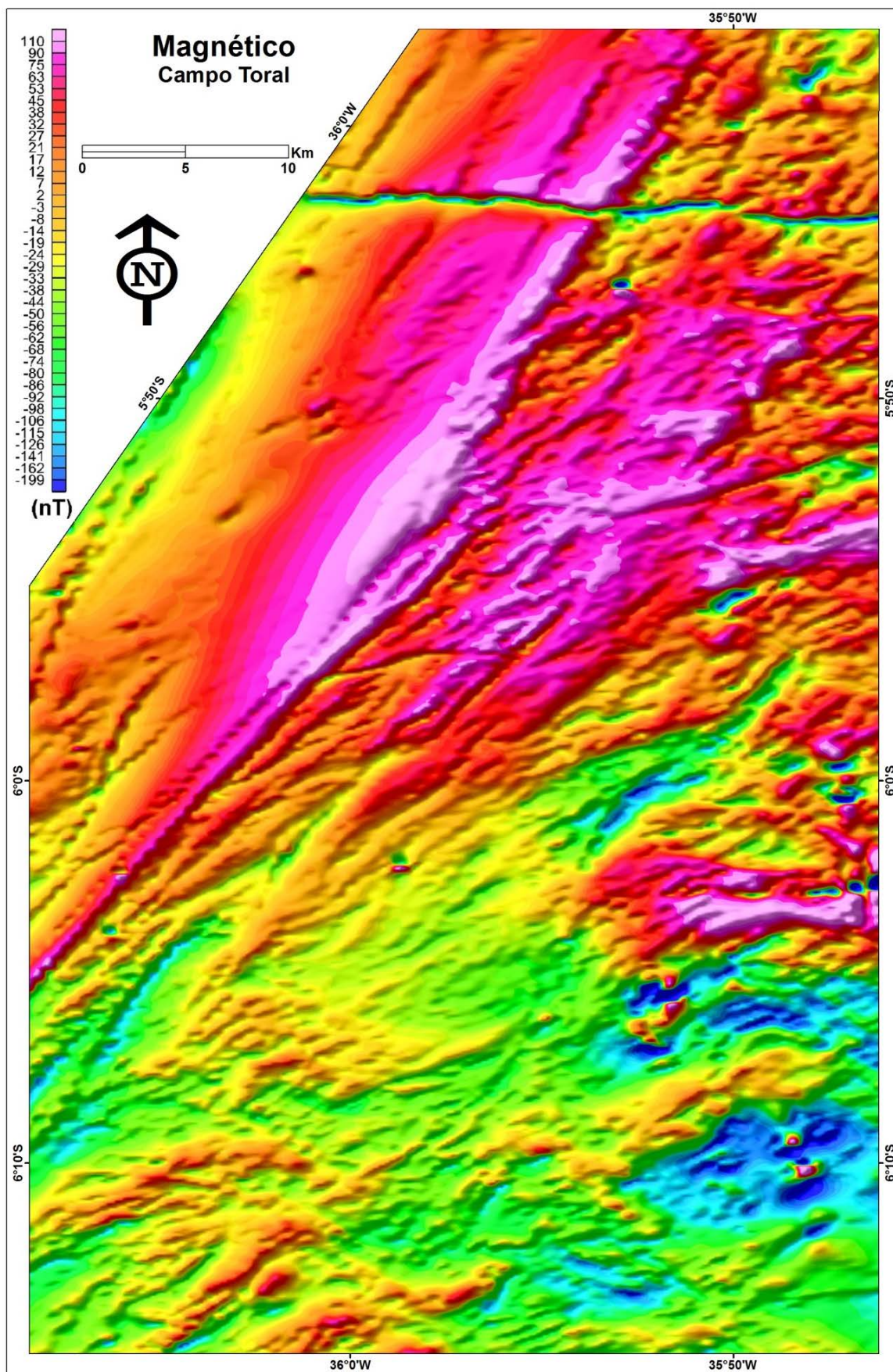


Figura 3.4- Imagem do campo magnético total interpolado pelo método da mínima curvatura, com sobreposição da interpretação dos domínios geofísicos (na transparência). Imagem sombreada: inclinação = 35°Az, declinação = 315°az.

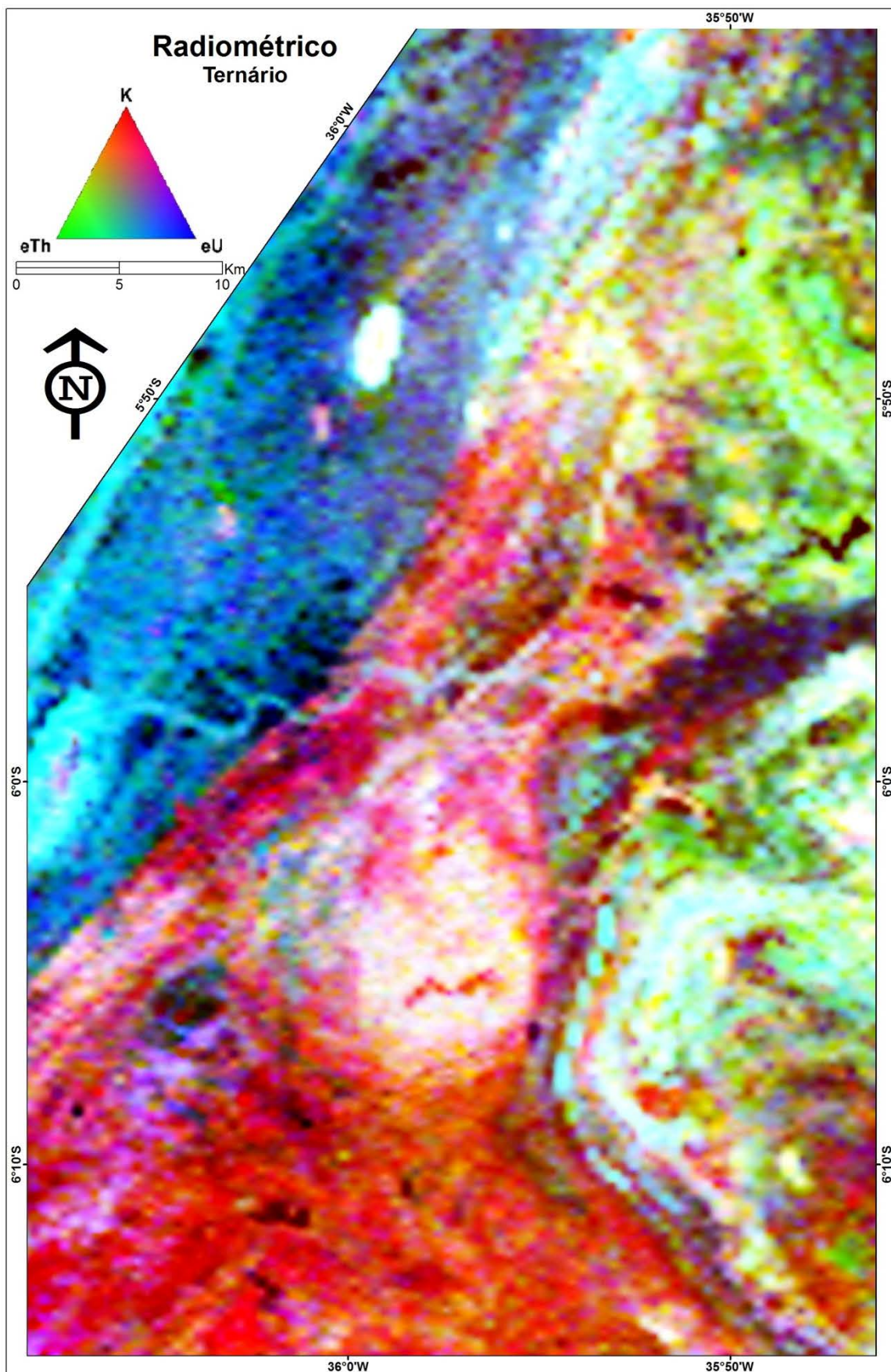


Figura 3.5- Imagem da composição RGB radiométrica ternária K-eTh-eU, com sobreposição da interpretação dos domínios geofísicos representados pelas letras A, B1, B2, B3, C, D e E (na transparência).

O mapa de canal de potássio (Figura 3.6) destaca, de maneira geral, três domínios principais: (a) O domínio A é caracterizado pelas cores verde e laranja com tons avermelhados localizados, correlaciona-se às rochas do embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana a paleoproterozoica (com valores de K entre 2,0 a <4% e picos localizados >4%); (b) o domínio B, de forma marcante delinea o Plutão Granítico Barcelona, possuindo alinhamento da anomalia com direção aproximada NNE-SSW correspondendo à região com os maiores valores de K encontrados (tons vermelhos e rosados), além de possuírem valores >4% deste radioelemento; (c) O domínio C com tons azulados a levemente esverdeados são relacionados aos metassedimentos do Grupo Seridó com valores de K<2,0%.

A partir da interpretação e integração dos dados aerogeofísicos com a geologia local, foi possível determinar, para os dados aeromagnéticos, que as rochas graníticas porfiríticas do plutão Barcelona apresentam baixa susceptibilidade magnética na amplitude do sinal analítico, além de um relevo moderado a suave, o que se diferencia dos gnaisses e migmatitos do embasamento o qual o mesmo está encaixado.

Ocorre também a presença de lineamentos magnéticos (mapa magnético com a primeira derivada vertical, Figura 3.4) orientados preferencialmente para NNE-SSW com inflexões para ENE representadas pelas zonas de cisalhamento Picuí - João Câmara e Lajes Pintadas de cinemática dextrogira. Já na porção sul, no contato do PGB com as rochas encaixantes, tem-se lineamentos magnéticos de direção E-W, enquanto que na porção extremo norte temos alinhamentos, também de direção E-W, correspondendo provavelmente aos corpos básicos do enxame de diques do Rio Ceará-Mirim, os quais se encontram subaflorantes.

Nesse contexto ressaltamos que o PGB ficou bem evidenciado, principalmente na sua porção centro sul, quando utilizamos os dados do radiométrico ternário K-U-Th. Em contrapartida, na parte norte a interpretação se torna comprometida em virtude do corpo plutônico ser mais adelgado, e por está em região mais arrasada. No canal de K, as rochas desse plutão são bem marcadas devido aos valores elevados desse elemento, sendo um pouco mais dificultada a interpretação na porção norte. O processamento dos dados aéreos magnéticos e gamaespectrométricos apresentaram bons resultados,

contribuindo no mapeamento da região com o acréscimo de novos dados sobre os litotipos e estruturas antes não mapeadas.

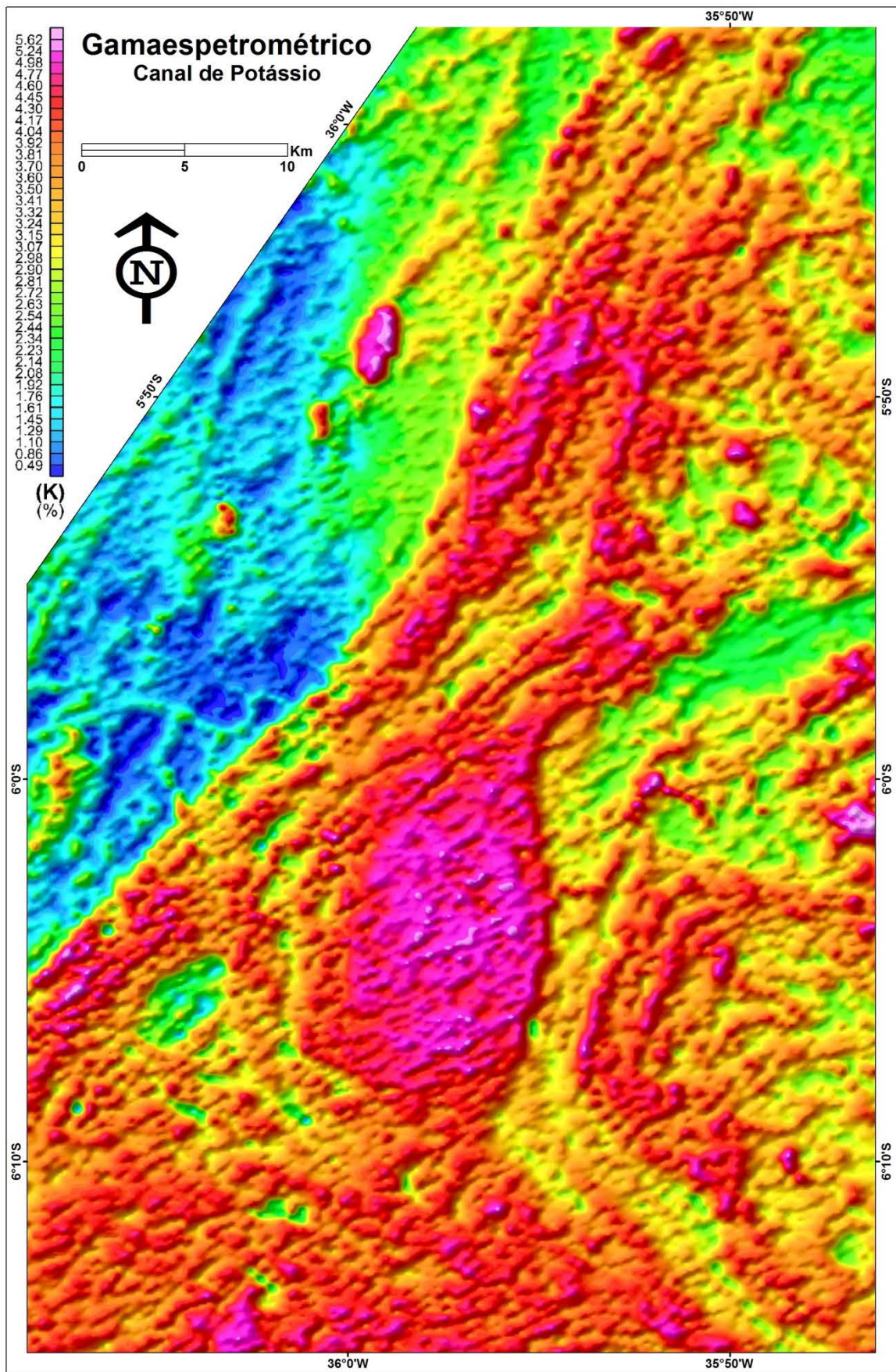


Figura 3.6- Imagem gamaespectrométrica do canal de potássio K (%), com sobreposição da interpretação dos domínios geofísicos representados pelas letras A, B e C (na transparência).

O produto de geofísica representado pelo mapa magnético de campo total com a primeira derivada vertical aplicada aponta para as anomalias magnéticas estreitas e alongadas, o que pode ser correlacionada com três feições: estruturas do tipo falha e zona de cisalhamento, contato entre as litologias e a presença de corpos magnéticos (diques básicos). As falhas e diques possuem semelhanças com os alinhamentos magnéticos curtos e retilíneos. Nesse sentido, o objetivo da utilização do mapa geofísico de primeira derivada vertical foi a de ressaltar as fontes mais rasas.

A área estudada exhibe alinhamentos magnéticos alongados e com aspectos anastomosados, onde é possível correlacioná-la, geologicamente, com as zonas de cisalhamento (Figura 3.7).

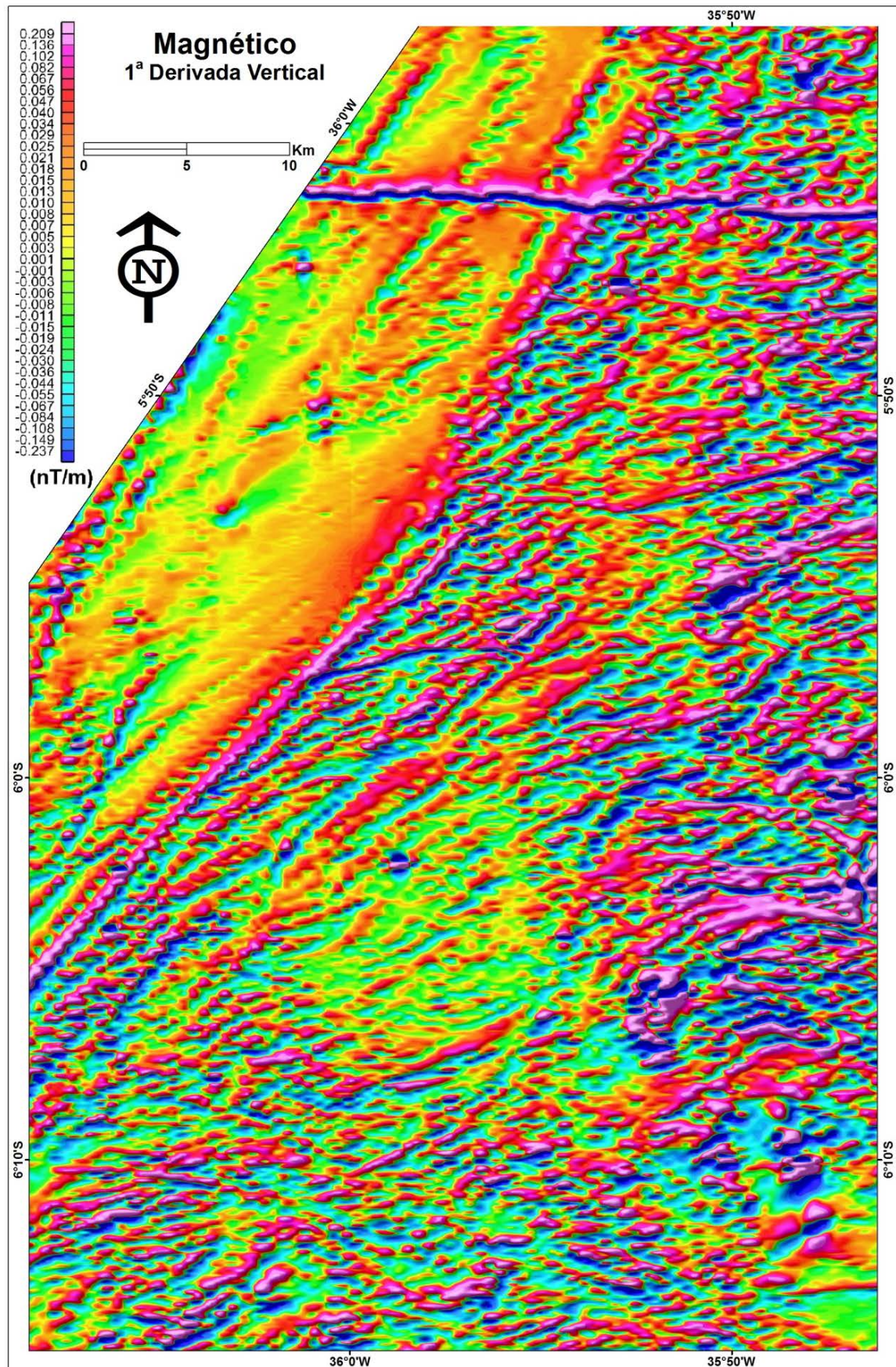


Figura 3.7- Imagem do campo magnético total com derivada vertical (1ª ordem) e com sobreposição da interpretação das estruturas tectônicas (na transparência). Traço contínuo preto: zona de cisalhamento e superfície S (dúctil-frágil); traço descontínuo preto: fraturas/falhas (zona de deformação dúctil-frágil); e traço contínuo vermelho: falhas preenchidas por diques básicos. Imagem sombreada: inclinação = 35°Az, declinação = 315°Az.

3.3 INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

E AEROGEOFÍSICOS

O uso dos dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) e das imagens de satélite foram informações utilizadas para auxiliar no mapeamento geológico da área.

A integração entre os dados acima mencionados e a geologia, aponta para uma proveitosa aplicação dos dados aerogeofísicos aplicados ao mapeamento geológico, como visto na Figura 3.8.

A dicotomia entre o alcance de investigação entre os métodos aerogeofísicos gamaespectrométrico e magnético pode ser abordada da seguinte forma: (i) a radiometria possui uma correlação bastante pronunciada com a geologia superficial, isto devido ao seu objeto de investigação está em uma profundidade rasa. Os mapas gamaespectrométricos são utilizados corriqueiramente como “mapas de serviços” os quais são empregados na checagem de dados no campo (Oliveira & Medeiros, 2014); (ii) doutra forma, os dados magnetométricos possuem maior profundidade de investigação, o que proporcionam interpretações tectônicas que facilitam a compreensão do arcabouço da crosta e da evolução da deformação das rochas (Oliveira & Medeiros, 2014).

A integração entre a geologia e os dados aerogeofísicos mostrou alguns pontos correlacionáveis, os quais foram fundamentais no auxílio da interpretação e aperfeiçoamento do traçado entre as unidades geológicas e suas estruturas principais.

Considerando o conjunto entre as imagens aerogamaespectrométricas geradas, ressalta-se a do canal do K e o radiométrico ternário (K- U-Th) (Figura 3.2), existindo uma forte correlação destas imagens com unidades geológicas da área.

As rochas do Plutão Granítico Barcelona ficaram evidenciadas, notadamente, na sua porção centro sul, onde podemos relacioná-las pelas anomalias mais altas de potássio (>4 % de K, com tonalidades vermelho a rosa), sendo estes valores correlacionáveis aos dados litogeoquímicos (rocha total) para esta unidade. Os metassedimentos do Grupo Seridó (tons azulados a esverdeados) configurando-se com baixos teores de K em se comparando

com as outras unidades ($K < 2,0\%$). As rochas do embasamento composto de rochas gnáissicas de idade arqueana a paleoproterozoica (tons verdes a rosados no mapa de canal K) exibem valores de 2-4% com picos $>4\%$ de K.

No mapa radiométrico K-U-Th é notório a correlação deste com as unidades geológicas existentes na área, mostrando a importância indubitável dessa ferramenta para auxílio ao mapeamento geológico.

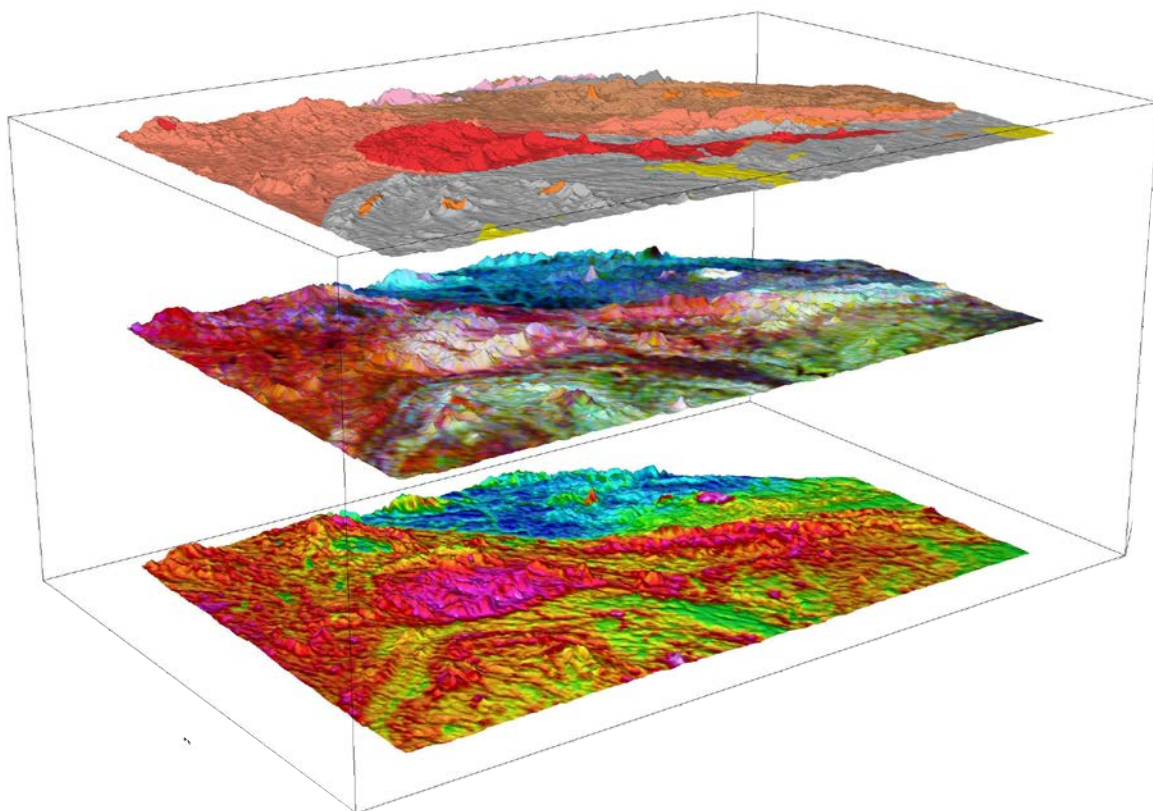


Figura 3.8- Arranjo tridimensional entre o mapa geológico na parte superior e os produtos de aerogeofísica (radiométrico ternário e canal de potássio respectivamente). A legenda do mapa superior consta no Anexo 2, e dos mapas do centro e da base encontram-se nas figuras 3.5 e 3.6.

CAPÍTULO

4

Dados Estruturais e Geofísicos
do Plutão Granítico Barcelona

4.1 INTRODUÇÃO

A geração e colocação de corpos ígneos têm sido reconhecidas como importantes processos que moldaram grande parte da crosta da Terra. No entanto, os processos em si e como eles operam no espaço e no tempo, ainda são alvo de debates (Menand, 2011). A relação entre magmatismo e tectônica é um tema bastante discutido, tendo se tornado melhor compreendido a partir do estudo sistemático e do reconhecimento de uma conexão entre as estruturas das rochas encaixantes a exemplo das zonas de cisalhamento, e as estruturas internas dos plutões graníticos (Pitcher, 1993; Ferré *et al.*, 1995, entre outros). Assim a análise cinemática tornou-se uma ferramenta robusta quando aplicada ao estudo de corpos graníticos.

Apesar da existência de extensa literatura sobre o tema, o ambiente de geração de corpos magmáticos, o transporte do magma e sua colocação, forçada ou permitida, ainda é uma sequência difícil de ser montada. O presente estudo buscou, através do mapeamento geológico, estudos petrográfico, estrutural e geofísico, contribuir para um melhor entendimento do PGB, mostrando a sua íntima relação com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes.

4.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCAIS

O plutão granítico de Barcelona é intrusivo nos complexos gnáissicos Arqueano e Paleoproterozoico (Figura 4.1), ao longo de zonas de cisalhamento.

4.2.1 *As rochas arqueanas/paleoproterozoicas encaixante do PGB*

As rochas de idade arqueana a paleoproterozoica recobrem grande parte da área mapeada. Constituem uma sequência de gnaisses (Figura 4.2A) orto e paraderivados, de composição tonalítica-granodiorítica-granítica, migmatizados ou não, com intercalações de rochas de composição máfica-ultramáfica metamorfisadas.

Rochas arqueanas do subdomínio São José de Campestre, foram agrupadas por Dantas *et al.* (2004 e 2013) e Souza & Dantas (2008), nos Complexos Serra Caiada, Riacho das Telhas, Senador Elói de Sousa e

Presidente Juscelino, com idades (U-Pb em zircão) compreendidas entre 3,41-2,70 Ga (Dantas & Roig 2013, Roig & Dantas 2013, Dantas *et al.*, 2004 e 2013; Souza *et al.*, 1993, 2010). Nesse trabalho esses complexos são referidos coletivamente como Complexo Arqueano.

A unidade paleoproterozoica é representada por ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, *augen*-gnaisses graníticos (Figura 4.2B), leucognaisses quartzo-monzoníticos a graníticos e migmatitos pertencentes ao Complexo Caicó. Essas rochas mostram idade oscilando entre 2,25 e 2,15 Ga (U-Pb em zircão) (Dantas *et al.*, 2004, 2013, Souza *et al.*, 2010) sendo referidas neste trabalho como complexo paleoproterozoico.

4.2.2 Plutão Granítico Barcelona - Aspectos Petrográficos

As rochas que compõem este plutão, foram divididas em 3 fácies baseadas na textura e composição: (i) fácies *granito porfirítico* dominada por rochas leucocráticas, inequigranulares, textura porfirítica (Figura 4.2C), com termos de composição anfibólio-biotita monzogranito onde se destaca megacristais de K-feldspato; (ii) fácies *microgranito*, sendo principalmente biotita granodiorito que ocorre em forma de bolsões irregulares e em diques (iii) fácies intermediária a máfica, correspondendo a enclaves de composição diorítica (biotita-anfibólio quartzo dioritos), estirados a subarredondados, muitas vezes compondo textura magmática *mixing* (do tipo enclaves máficos microgranulares) e *mingling* (Figura 4.2D) (Cavalcante, 2003; Cavalcante *et al.*, 2004). A fácies granito porfirítico é a dominante perfazendo >90% da área do PGB, as demais fácies não são mapeáveis nesta escala de trabalho.

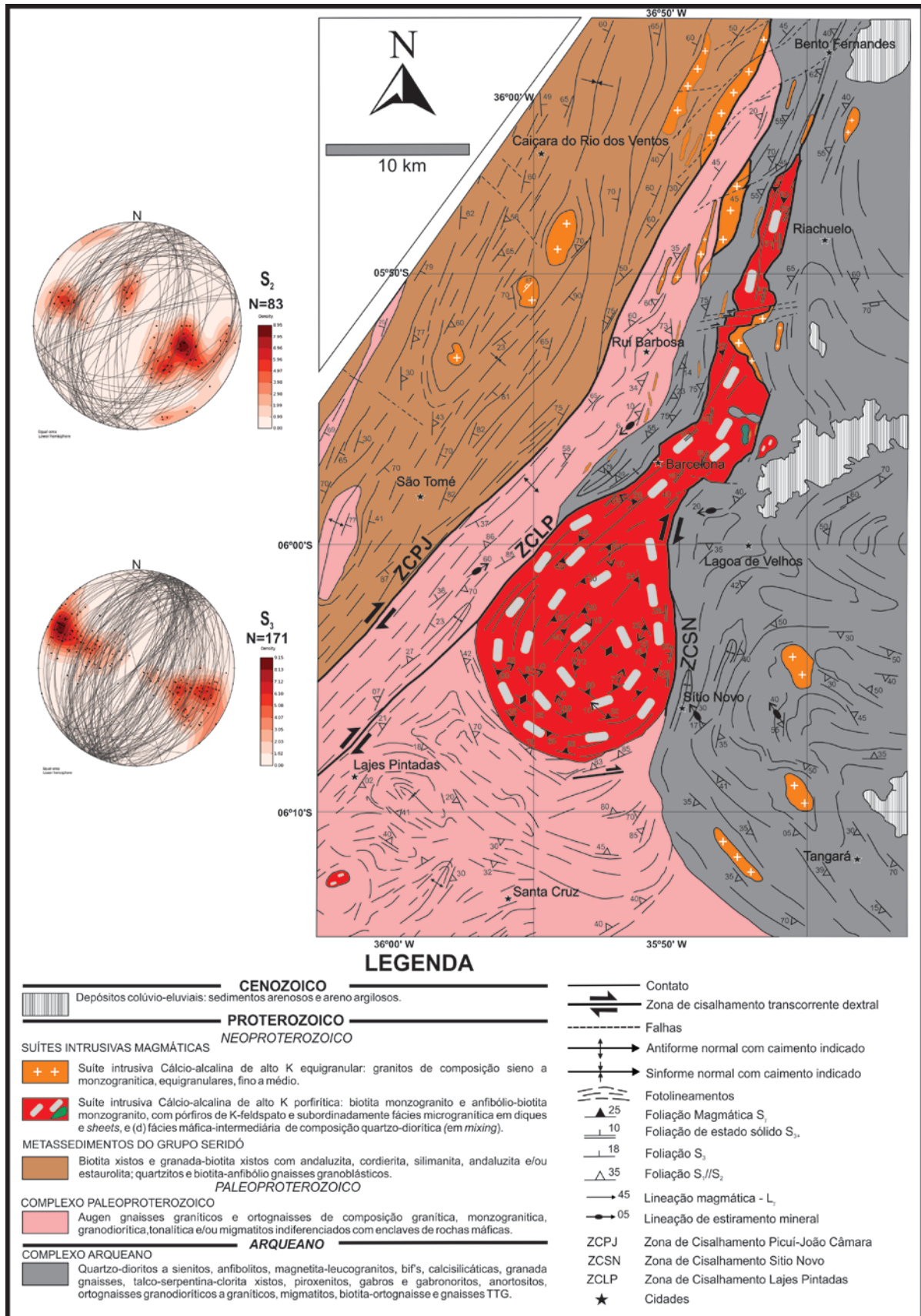


Figura 4.1 - Mapa geológico do Plutão Granítico Barcelona e áreas adjacentes.

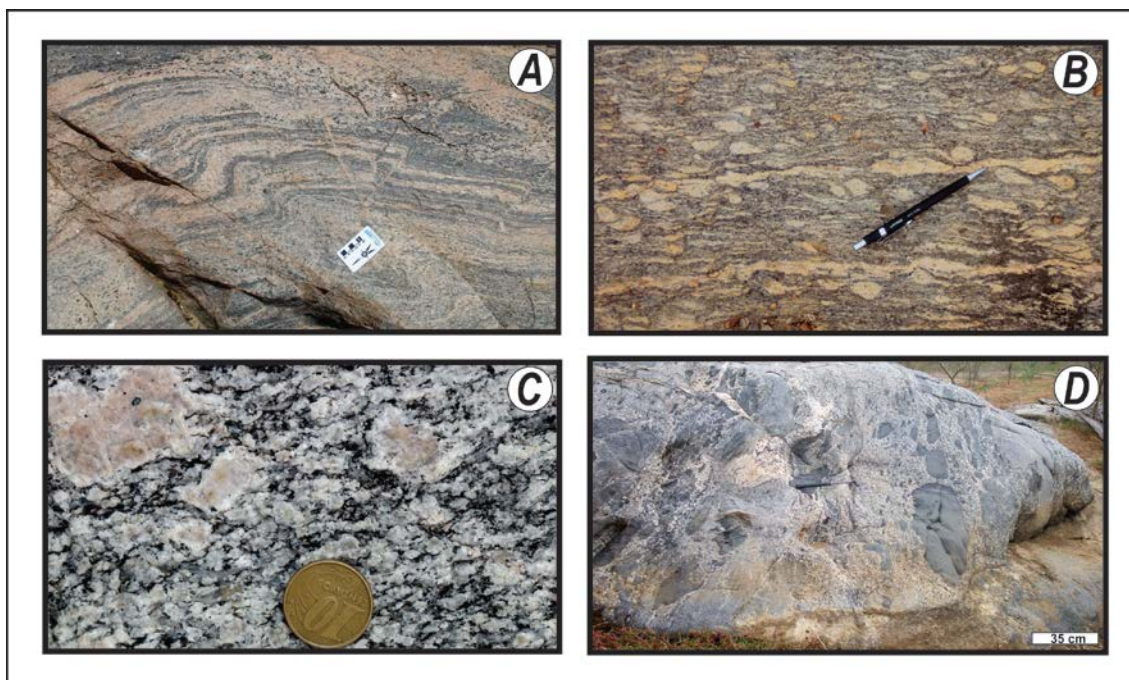


Figura 4.2- Aspectos gerais das principais unidades existentes na área estudada: (A) Gnaiss bandado arqueano com indicio de migmatização; (B) *augen*-gnaisses de idade paleoproterozóica; (C) detalhe da textura porfírica (megacristal de K-feldspato) da fácies granito porfírica; (D) enclaves elipsóidais máficos em granito porfírico com destaque para textura do tipo *mixing*.

4.3 DADOS ESTRUTURAIS

O arcabouço estrutural da área foi moldado por três eventos principais de deformação dúcteis, denominados de D_1 , D_2 e D_3 , eventos estes já definidos em escala regional por Jardim de Sá (1994). Estruturas frágeis posteriores, se sobrepõem às tramas dúcteis.

O evento de deformação D_1 foi responsável pela formação do bandamento gnáissico (S_1) das rochas do Complexo Arqueano e Paleoproterozóico. Estruturas mesoscópicas associadas a esse evento são de difícil visualização no campo, provavelmente ocasionado pela obliteração por eventos posteriores (D_2 e D_3). Há a presença de padrões de redobramento do evento D_2 com evento mais tardio antigo (D_1). Durante o evento D_2 houve o desenvolvimento de um bandamento/foliação de alto grau, caracterizado pela assembleia clinopiroxênio+diopsídio+ortoclásio+hornblenda (Dantas *et al.*, 2013) o que permitiu inferir condições de fácies anfibolito superior para D_1 . O evento D_2 é responsável pela geração de dobras isoclinais (Figura 4.3A) e da

trama S_2 , bem desenvolvida em *augen*-gnaiesses de composição tonalítica a granítica. Dados U/Pb em zircão mostram que esse evento ocorreu entre 2,0-2,2 Ga (Dantas, 1997). Associa-se ainda a esse evento, empurrões e algumas zonas de cisalhamento transcorrentes (Figura 4.3A,B,C). O metamorfismo associado a esse evento deformacional é de alta temperatura, marcado por migmatização e um bandamento (S_2) marcado pela assembleia hornblenda+biotita+plagioclásio denotando condições de fácies anfíbolito.

O último evento dúctil (D_3), ocorreu durante a orogenia brasileira sendo caracterizado por retrabalhamento crustal com geração de um complexo sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes com direção principal NE-SW. Entre as mais importantes, destacam-se as zonas de cisalhamento Picuí-João Câmara, Lajes Pintadas e Sítio Novo (Figura 4.1). Este evento retrabalha a foliação S_2 , gerando dobras fechadas a abertas com plano axial geralmente de mergulho médio a forte (Figura 4.3F). Nas regiões de *strain* mais elevado há uma tendência ao paralelismo das foliações pretéritas ($S_1//S_2//S_3$). A trama milonítica desenvolvida nesse evento em rochas graníticas porfíricas é mostrado nas figuras 4.3D e 4.3E; onde nota-se critérios cinemáticos indicativo de movimentação dextrógira. Esse evento é bem marcado nas supracrustais do Grupo Seridó (que ocorre na extremidade NW da área mapeada), interpretado como sendo depositado no final do Neoproterozoico, entre 650-610 Ma (datação U-Pb em zircão, Van Schmus *et al.*, 2003). Nos micaxistos desse grupo o metamorfismo (M_3) varia de xisto verde a anfíbolito. O corpo granítico Barcelona possui um formato “*en cornue*” e encontra-se associado às zonas de cisalhamentos transcorrentes desenvolvidas durante a deformação D_3 .

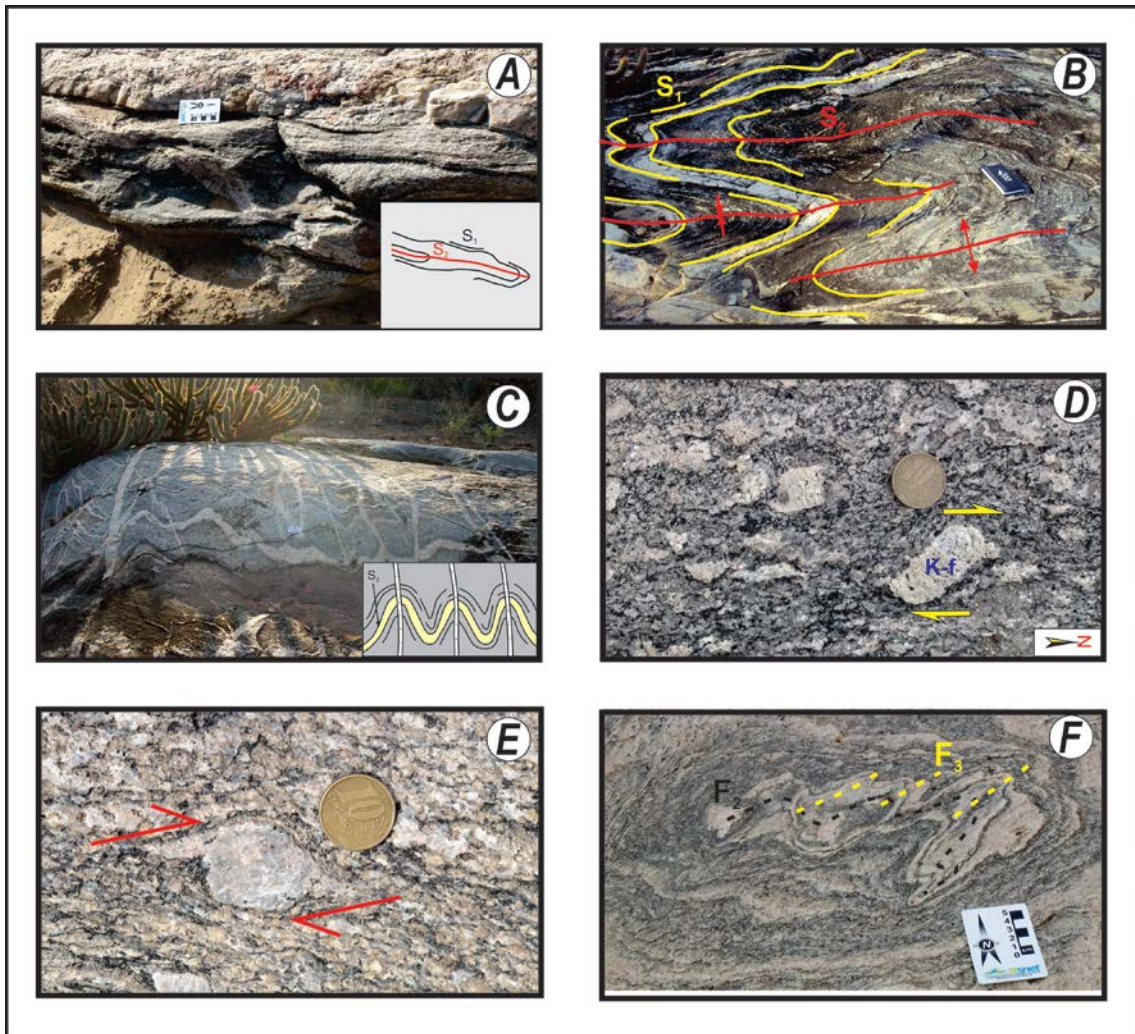


Figura 4.3- Feições estruturais das principais unidades da área: (A) dobras apertadas recumbentes relacionada a fase D_2 ; (B) padrão de dobramento $S_1//S_2$ em gnaisse próximo ao contato com o plutão na porção sul do mesmo; (C) gnaisse paleoproterozoico mostrando zonas de cisalhamento E-W preenchidas por injeções de granito paralelo ao plano axial das dobras S_2 ; (D) e (E) fácies porfírica do PGB apresentando-se milonitizada, com porfiroclastos de K-feldspato do tipo sigma e delta desenvolvidas durante cisalhamento de movimentação dextrógira; (F) gnaisse bandados deformados apresentando padrão de interferência entre F_2 e F_3 .

4.3.1 Aspectos estruturais das rochas encaixantes

As rochas arqueanas circundam o PGB nas suas porções leste e parte da porção oeste. O contato leste marcado pela zona de cisalhamento Sítio Novo (ZCSN) e a oeste pela zona de cisalhamento Lajes Pintada (ZCLP). A principal feição das encaixantes do plutão é seu bandamento gnáissico representando um *fabric* composto $S_1//S_2$. Esse *fabric* possui direção NNE-SSW com mergulho médio entre $40-65^\circ$ para NW na sua porção NE, onde a deformação D_3 foi aparentemente mais importante, enquanto na porção centro-

sudeste esse *fabric* aparece com direção NW-SE, com caimento oscilando em média entre 30-45° para SW (Figura 4.1).

As rochas paleoproterozoica fazem contato com o PGB na sua porção oeste e sul, sendo marcado pela ZCLP. Essa região é constituída, além dos milonitos, por ortognaisses que exibem dobras recumbentes (F_2) e todo o conjunto ($S_1//S_2$) é afetado por dobras mais abertas (F_3).

Na porção oeste a foliação composta $S_1//S_2$ nas rochas paleoproterozoicas possui direção NE-SW com caimento ora para NW, ora para SE em média 30-40°; e, na porção sul o *trend* é ENE-SSW a E-W, com mergulhos variando em média entre 30-45°. A medida em que se aproxima do contato com o PGB os mergulhos aumentam para 70-85°, temos o surgimento da foliação milonítica S_3 relacionado no desenvolvimento da ZCLP. Na porção a sul do plutão, há o desenvolvimento, nas rochas encaixantes, de zonas de cisalhamento de menor porte, com direção aproximadamente E-W bordejando o PGB (Figura 4.3D).

Não foram identificadas zonas com metamorfismo de contato entre as rochas gnaissicas das encaixantes e o PGB, o que sugere que a intrusão tenha sido alojada em um ambiente cujo contraste de temperatura não era elevado. Os dados termobarométricos no plutão granítico Barcelona, indicam que o mesmo foi alojado entre 700,5-734,3°C e com pressões entre 5,1-6,0 kbar, de acordo com o geotermômetro e geobarômetro de Al em hornblenda respectivamente (Cavalcante *et al.*, 2014). Os dados acima mencionados corroboram com aqueles encontrados nas rochas gnáissicas encaixantes (Dantas *et al.*, 2004 e 2013).

4.3.1.1 A Zona de Cisalhamento Lajes Pintadas (ZCLP)

A ZCLP ocorre na porção oeste do plutão e é marcada pelas feições de campo, aerogeofísicas (magnético e ternário) e terrestre (gravimetria). O mapa magnético de campo total mostra a presença de vários alinhamentos, por vezes alongados e sinuosos, que são correlacionados a esta zona de cisalhamento. No campo essa estrutura apresenta uma trama milonítica de direção NNE-SSW com ângulo de mergulho alto, oscilando entre 70-80° para

SE. A foliação milonítica porta uma lineação de estiramento que possui mergulho suave para NE, sendo marcada pela orientação dos anfibólios e/ou biotitas, e pelo acentuado estiramento de quartzo na forma de “*ribbons*”. Critérios cinemáticos tais como porfiroclastos assimétricos de K-feldspato e estruturas do tipo S-C indicam movimentação dextral ao longo dessa zona de cisalhamento (Figuras 4.4A e 4.4B).

Feições de alto *strain* estão presentes, marcadas por transposição da foliação e dobras em raiz. Intrusões de corpos graníticos menores, de textura mais fina são comuns próximos do contato PGB com os ortognaisses paleoproterozoico encaixantes.

4.3.1.2 A Zona de Cisalhamento Sítio Novo (ZCSN)

Corresponde a uma estrutura de direção geral NNE-SSW, que se estende por aproximadamente 10-15 km, ao longo da borda leste do PGB. A foliação milonítica mostra inflexão do NNE para N-S, e mergulho moderado (40-65°) para WNW próximo ao PGB. Feições estruturais do tipo S-C são marcadas pelos *schlieren* máficos localizadas na borda deste corpo granítico (Figura 4.4C). A lineação de estiramento mineral (L_3^x) apresenta em geral mergulho baixo a médio para NNW, marcada pela orientação dos minerais máficos (anfíbólio, biotita) e quartzo. No plutão, a foliação de estado sólido (S_{3+}) também possui caráter milonítico e mostra porfiroclastos de K-feldspato com geometria tipo sigma revelando uma movimentação dextrógira ao longo dessa zona de cisalhamento (Figuras 4.4D e 4.5H) similar a encontrada nas encaixantes.

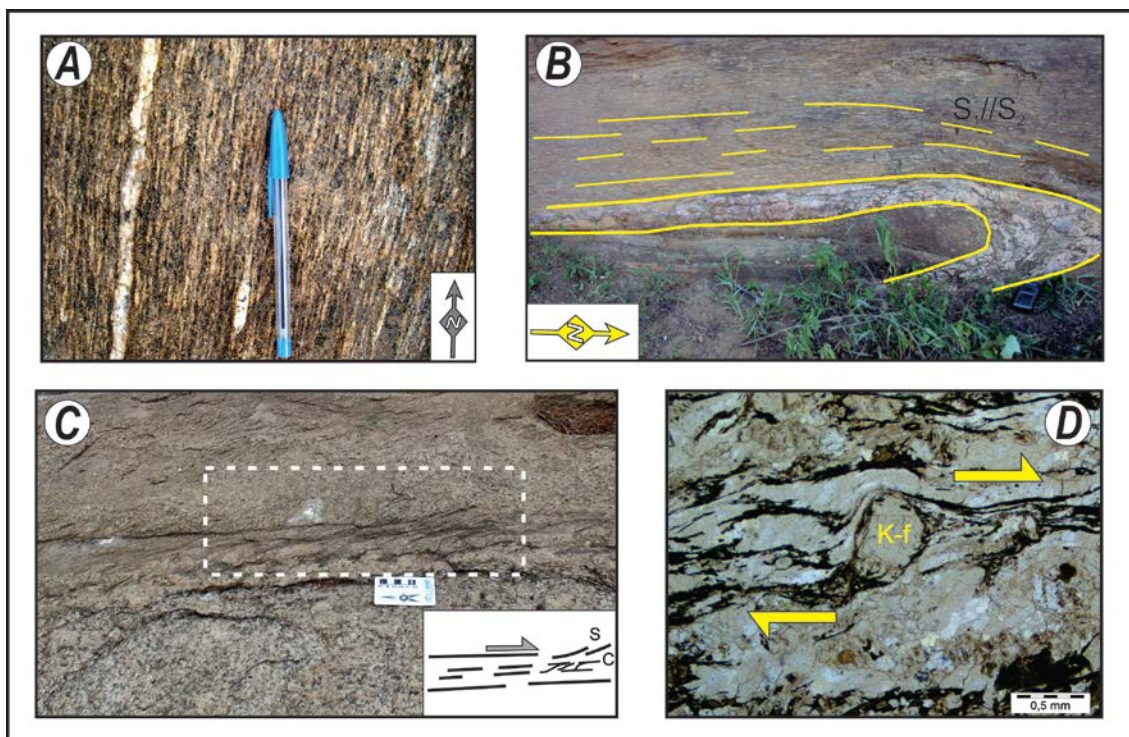


Figura 4.4- Feições de campo e microscópica das zonas de cisalhamento: ZCLP (A) estrutura milonítica de composição quartzo-feldspática; (B) dobra recumbente marcada por dique de pegmatito em augen-gnaïsse; ZCSN (C) estruturas S-C marcando zona de cisalhamento de movimentação dextrógiãa em camadas de *schlieren* cortando as rochas graníticas do PGB; (D) porfiroclásto do tipo sigma de K-feldspato com movimentação dextrógiãa.

4.3.2 Feições estruturais internas do PGB

A porção interna do PGB apresenta diversas feições e estruturas, dentre as quais podemos destacar: (i) Xenólitos das rochas encaixantes que podem ser encontradas tanto com bordas abruptas quanto com bordas difusas além de enclaves máficos arredondados a elípticos e *schlieren*; (ii) estratificação ígnea marcada pela presença de megacristais de K-feldspato (Figura 4.5F); (iii) evidências de múltiplas fases de injeção de material representado por complexos de veios em rede ou “brechas de intrusão” (Figura 4.5E) e o processo de mistura de magmas *mixing* e *mingling*; (iv) *fabric* planar e linear.

Os enclaves de composição diorítica a quartzo-diorítica tipicamente de forma achatada são abundantes. O grau de achatamento dos enclaves aumenta em direção as margens do plutão, onde os planos de achatamento tendem a ser paralelos à foliação de estado sólido das margens. A razão eixo maior/eixo menor dos enclaves, aumenta de 9.9/1 na parte central do corpo

(mas podendo alcançar localmente, valores de até 3.2/1), para cerca de 16.7/1 a 17.3/1 nas bordas do plutão. Valores máximos de 76.7/1 e 37.5/1 são encontrados no leste e oeste, respectivamente. Esses dados refletem o aumento da deformação em direção as bordas do plutão.

Internamente, o plutão granítico Barcelona apresenta dois tipos de *fabric* planar, de caráter distinto: (i) foliação de estado sólido (S_{3+}), que ocorre preferencialmente nas porções mais externas do plutão relacionado a movimentação das zonas de cisalhamento transcorrente (Figura 4.5G); (ii) foliação de fluxo magmático (S_{γ}), relacionada a colocação do plutão (Figura 4.5F).

A foliação magmática é marcada pela (i) orientação dos minerais ígneos (cristais euédricos de K-feldspato, biotita e anfibólios); (ii) alinhamento dos enclaves máficos e desvio das foliações de fluxo magmático ao redor destes marcadores; (iii) acumulação dos cristais causada por migração e concentração dos megacristais K-feldspato no magma residual; (iv) A presença de cristais de K-Feldspato imbricados sugere que a superposição e a inclinação entre os cristais em uma trama magmática possam indicar o sentido de fluxo magmático com movimentação dextrogira (Figura 4.4F) (Blumenfeld, 1983); (v) presença de cristais de quartzo anédricos não alinhados e não deformados. A foliação magmática (S_{γ}) possui mergulho variando de médio a forte (50-90°) próximo ao centro do plutão (Figura 4.6A), onde a trajetória da foliação define um padrão concêntrico. Associado a essa foliação tem-se uma lineação de baixo *rake* (Figura 4.6B) marcada principalmente pelos minerais máficos (biotita e anfibólio). A disposição dessa lineação em associação com a geometria dos planos onde elas estão inseridas sugere que a colocação do magma se deu ao longo da direção NNE-SSW.

Nas bordas do plutão a foliação magmática é substituída por um *fabric* desenvolvido no estado sólido, marcado pela deformação dos cristais de feldspato e quartzo, principalmente. Essa foliação (S_{3+}) é paralela à foliação milonítica existente nas encaixantes, junto ao plutão e tem *trend* mais uniforme (do que a magmática), dispendo-se NE-SW com mergulho forte a moderado

(Figura 4.6C). Os critérios cinemáticos encontrados são estruturas do tipo S/C e porfiroclastos do tipo sigma (Figura 4.5H) relacionado a ZCSN.

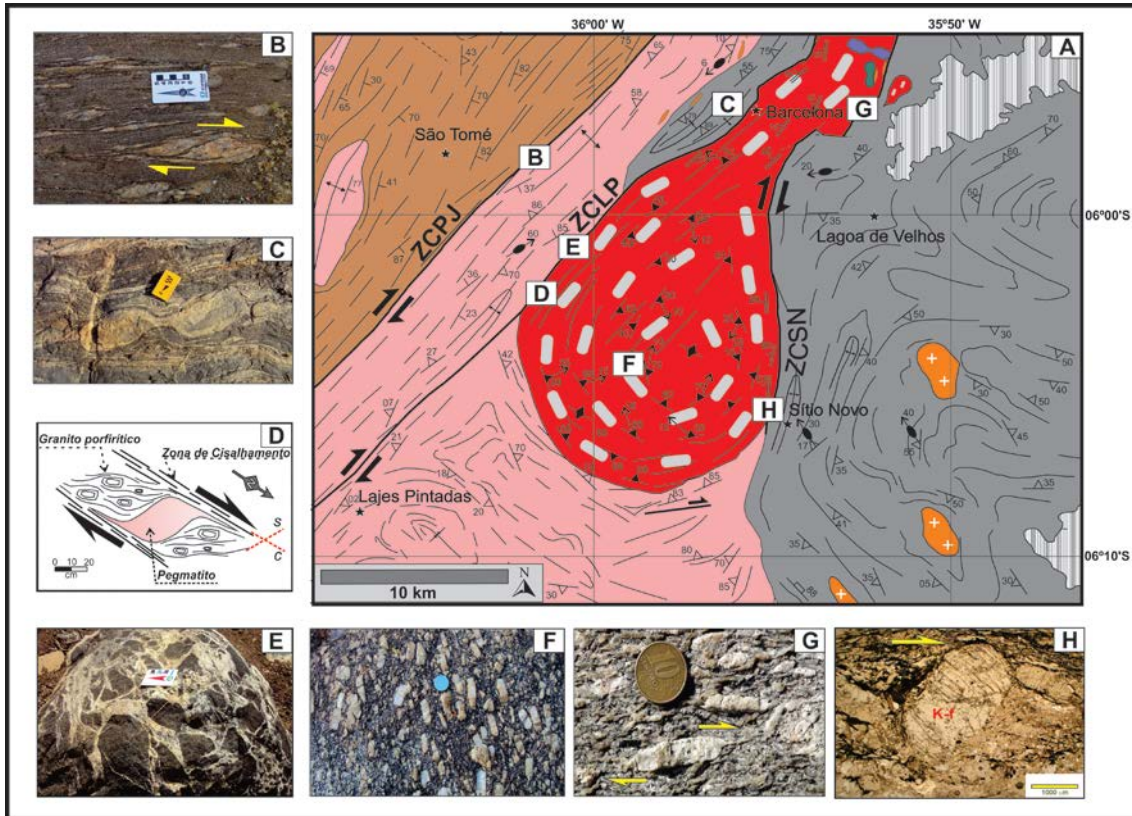


Figura 4.5- (A) Mapa geológico-estrutural de detalhe da porção sul do PGB (B) Porfiroblasto de feldspato sin-D3 em biotita-xisto, com estrutura S-C indicando movimentação dextral da ZCPJ; (C) Boudinagem em ortogneisses arqueanos; (D) Estrutura tipo S-C e veios pegmatítico com geometria sigmoide indicando movimentação dextrógira (ZCLP); (E) Aspecto de brechas de intrusão formada por veios em rede de microgranito em rocha máfica; (F) Megacrists euédricos de K-feldspato marcando a foliação magmática; (G) Porfiroclásto do tipo sigma de K-feldspato indicando movimentação dextrógira (ZCSN); (H) Aspecto micropetrográfico de cristal de K-feldspato indicativo de movimentação dextral da ZCSN. Legenda do mapa da figura A como na figura 4.1.

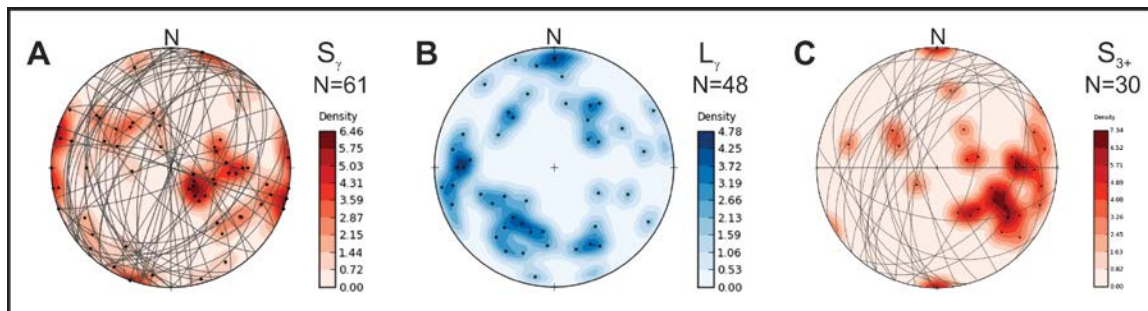


Figura 4.6 – Orientação das estruturas planares e lineares do PGB: (A) Foliação magmática (S_7); (B) Lineação magmática (L_7). (C) Foliação de estado sólido (S_{3+}); Rede de Schmidt.

4.4 DADOS GRAVIMÉTRICOS

O estudo das rochas graníticas, utilizando modelagem gravimétrica é uma das técnicas geofísicas mais consagradas para se determinar as formas internas e profundidades desses corpos.

A gravimetria, juntamente com os dados estruturais e petrológicos, auxilia no entendimento de modelos de alojamento de corpos ígneos intrusivos possibilitando a determinação da profundidade da zona de raiz da intrusão. O exame das rochas encaixantes pode mostrar as consequências termo-mecânicas resultante da colocação do magma (Vigneresse, 1995).

Na área de estudo, medidas foram realizadas em 167 estações gravimétricas, espaçadas de cerca de 1 km sobre o corpo granítico e 2-3 km nas rochas encaixantes. Todas as informações referentes aos levantamentos terrestres dos dados podem ser encontradas em Almeida (2007).

Um mapa gravimétrico é o produto resultante da soma de uma série de anomalias causadas por fontes rasas e profundas. A separação dessas anomalias requer uma série de transformações nos dados e posteriormente a interpretação. Um dos parâmetros mais importantes para o início da interpretação é a determinação da densidade dos tipos litológicos existentes, uma vez que as anomalias gravimétricas resultam do contraste de densidade entre as mesmas. Em trabalho anterior, Almeida (2007) determinou a densidade do PGB como sendo $d = 2,66 \text{ g/cm}^3$, e para as rochas gnáissicas encaixantes, a densidade média foi determinada como $d = 2,75 \text{ g/cm}^3$. Com isso foram confeccionados os mapas gravimétricos por interpolação utilizando o *software* Oasis Montaj (versão 8.0) da Geosoft® com a ferramenta *GravMap*.

O mapa Bouguer regional (Figura 4.7A) é formado basicamente por três feições: i) um alto gravimétrico na porção leste e norte, correspondendo às rochas gnáissicas de idade arqueana, com termos menos diferenciados (máficas-ultramáficas) e as rochas da Bacia Potiguar; ii) alto a médio gravimétrico de menor intensidade (tons amarelo a verde), em relação ao anterior, localizada na porção central da área, formada por rochas gnáissicas paleoproterozoicas, com menor quantidade de corpos máficos-ultramáficos intercalados; e iii) baixo gravimétrico (tons azuis) correspondendo a corpos de composição granitoide aflorantes a subaflorantes. Com isso na porção centro-

leste temos o PGB, com as estruturas maiores (zonas de cisalhamento) associadas ao mesmo.

A porção sul do PGB apresenta anomalias gravimétricas de amplitudes moderadas a baixas (-2.45 a -6.0 mGal) delineando um baixo gravimétrico. Há um forte gradiente próximo às zonas de bordas do plutão.

O mapa de anomalia residual obtido a partir da remoção dos valores da anomalia do mapa bouguer regional, denota assinatura das principais feições geológicas crustais mais rasas (Figura 4.7B). A partir do mapa de anomalia residual foi confeccionado um mapa de profundidade para a parte sul do plutão. Esse mapa mostra que, de sudeste para noroeste (azimute 340°) há um aumento da profundidade, passando de 0 a 2.8 km (Figura 4.8A).

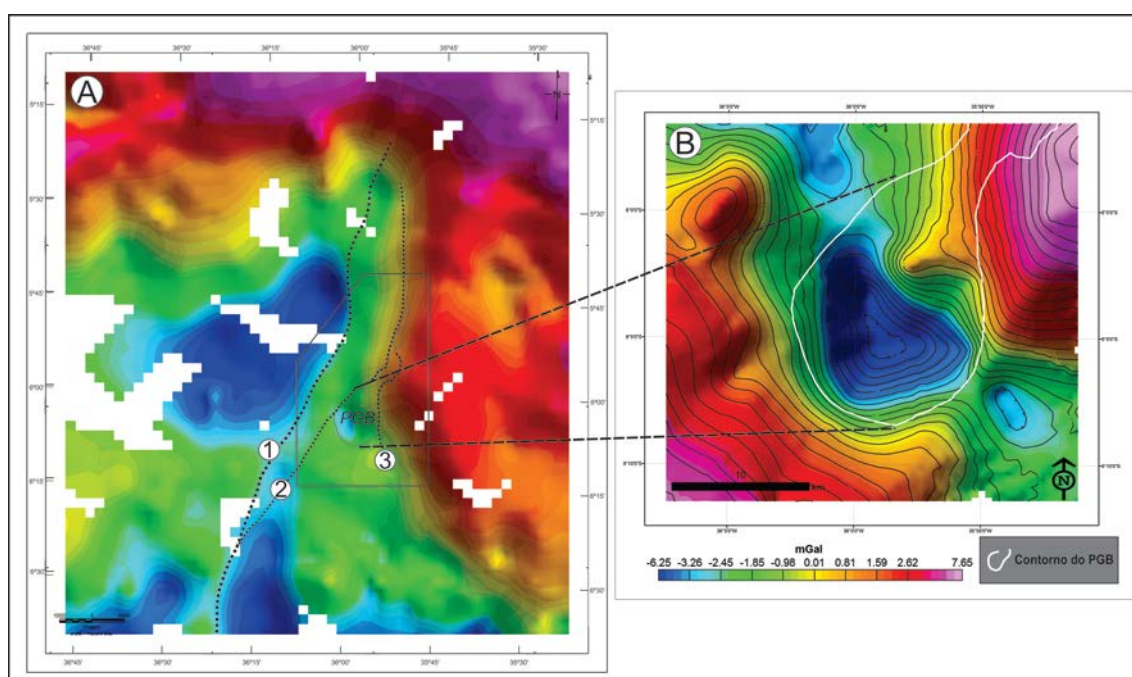


Figura 4.7 – Aspectos gravimétricos terrestres na porção centro leste do DRN: (A) Mapa Bouguer regional com o contorno do PGB e polígono da área de estudo (intervalo das isogálicas de 1 mGal); (B) Mapa gravimétrico residual com o contorno do PGB (intervalo das linhas de contorno é de 0.5 mGal). Legenda: ① ZCPJ ② ZCLP e ③ ZCSN.

Para interpretação da anomalia gravimétrica da porção sul do PGB foi utilizado o método direto, baseado no trabalho clássico de Talwani *et al.* (1959). Esta área foi preferida devido a maior quantidade de dados existente nesta região. Assim, foram interpretadas 13 seções gravimétricas na direção NE-SW nesta porção do corpo (perfil mostrado na figura 4.8A). A interpretação direta fornece a partir das anomalias gravimétricas, informações sobre o plutão

granítico Barcelona os quais são independentes da forma real do corpo. A precisão desse ajuste está relacionada apenas ao polígono desenhado pelo intérprete, que observa a curva real e a curva calculada (Figura 4.8B). No momento em que as duas curvas apresentam um bom ajuste, segundo a avaliação do intérprete, o corpo desenhado é uma boa alternativa para representar a fonte anômala. Para aumentar a precisão do ajuste foram inseridos mais vértices ao polígono. Os limites do corpo e o contraste de densidade definidos pelos pontos foram lançados, e o efeito gravimétrico do polígono é então calculado e mostrado em conjunto com os dados observados. Tal ajuste é refinado pelo método de “tentativa e erro”, até que as curvas da anomalia observada e calculada coincidam de maneira satisfatória. Esse procedimento é repetido para as outras seções, onde posteriormente são usadas para geração do modelo 3D (Figura 4.8C).

A partir da interpretação anteriormente descrita foram gerados 13 modelos 2D correspondendo as seções interpretadas. Em seguida com base nestes modelos 2D, foi gerado modelamento 3D referente a porção do PGB.

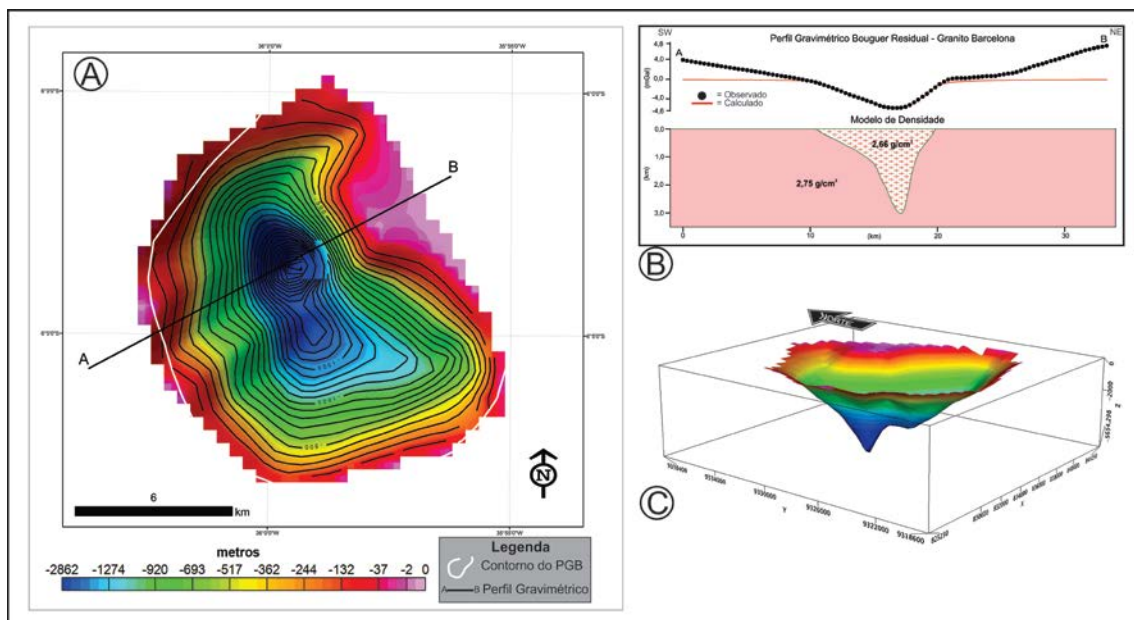


Figura 4.8– Detalhe do mapa Bouguer residual da porção sul do PGB: A) Mapa com cálculo das profundidades; B) Interpretação de perfil gravimétrico; C) Modelamento 3D das anomalias usando o método direto.

4.5 INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS ESTRUTURAIS E GRAVIMÉTRICOS

O modelo de colocação do PGB é representado na figura 4.9, que mostra três estágios da deformação D_3 : (1) No primeiro há a implantação de uma zona de cisalhamento (ZCPJ) com direção NE-SW de movimentação dextrógiro, posteriormente instala-se em seu seguimento mediano uma estrutura em *splay* divergente denominada ZCLP também de cinemática dextrógiro, sob um campo de tensão com σ_1 (ENE-WSW); (2) Em seguida instala-se a zona de cisalhamento ZCSN de cinemática dextrógiro, concomitantemente ocorre o alojamento do plutão granítico Barcelona que ocorre na sua porção leste, ainda sob o mesmo campo de tensão; (3) Em um estágio tardio ocorre o desenvolvimento de zonas de falhas (regime frágil-dúctil) dextrais na porção norte do PGB.

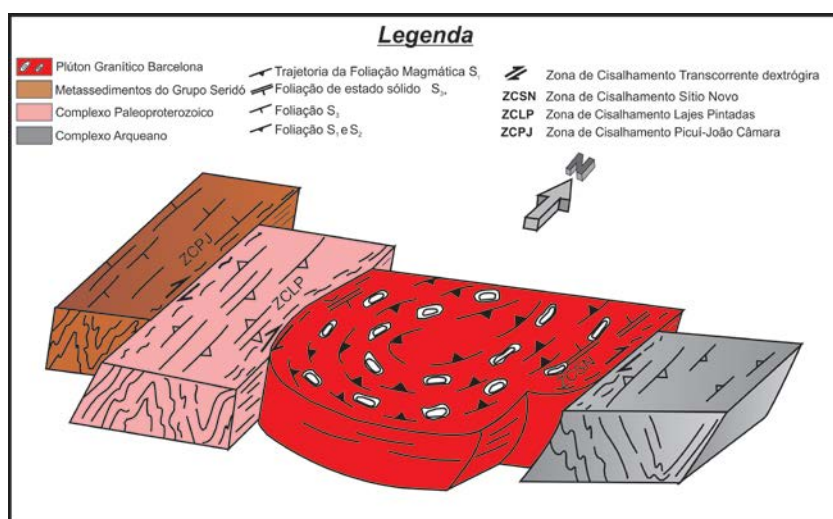


Figura 4.9- Bloco diagrama da porção sul do PGB com destaque para as zonas de cisalhamento que marca o contexto do plutão com as encaixantes.

Com o objetivo de compor o modelo de alojamento 3D do PGB, foi realizada a integração utilizando-se os dados de geologia estrutural e de gravimetria. Dados estruturais mostram uma foliação magmática com mergulhos mais suaves a sub-horizontais na porção centro-sul ($10-30^\circ$), e, vertical a subvertical na parte sul do PGB ($50-80^\circ$), estas últimas apresentam foliações com direções concêntricas. A geometria obtida com o modelo 3D utilizando os dados gravimétricos mostra em planta uma feição alongada na direção aproximada N-S, corroborado em profundidade por uma figura semelhante a uma raiz com prolongamento no sentido norte. Com a

combinação entre essas informações foi gerado um modelo geológico 3D, baseado em interpretação dos dados gravimétricos, como resultado obteve-se uma forma geométrica semelhante a um cone invertido.

Os dados de gravimetria da porção sul desse plutão sugere que o corpo gravimétrico tenha uma raiz pouco profunda, com assoalho calculado a uma profundidade máxima de 2,8 km (Figura 4.8C e 4.10) o que pode ser interpretada como a provável zona alimentadora do magma que formou o PGB (Figuras 4.10 e 4.11). O mesmo possui forma assimétrica com seus eixos maior e menor nas direções NE-SW e NW-SE medindo respectivamente entre 0,9-8,7 km e 0,8-13,4 km, calculados com as linhas de mesma profundidade (Figura 4.8A). O dado supracitado é um indicador do aumento da deformação com a profundidade. O modelo 3D gravimétrico sugere um possível deslocamento da raiz do PGB na direção aproximada de sul para norte, o que fortalece a cinemática com movimentação dextrógira.

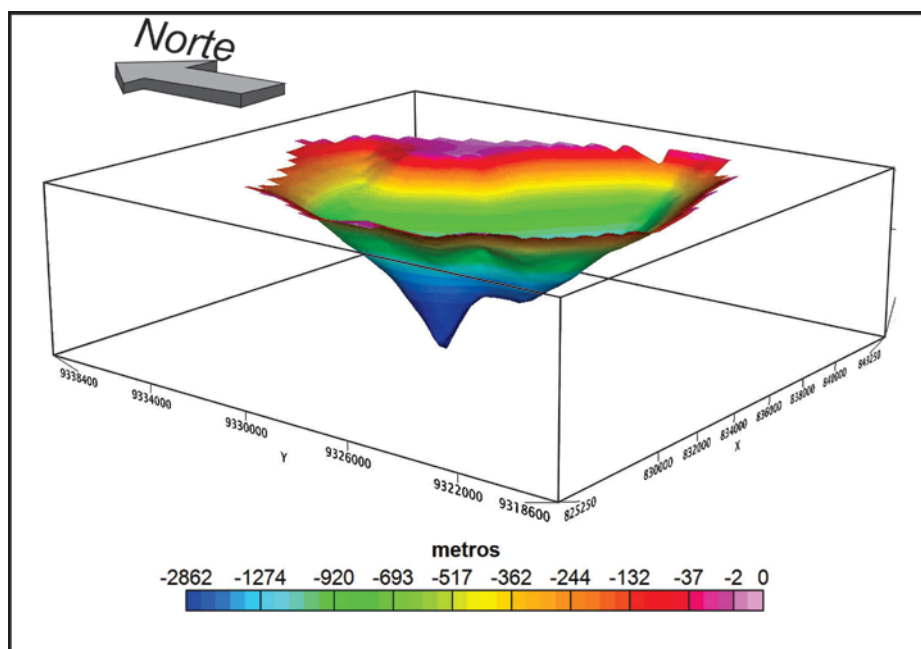


Figura 4.10- Modelo 3D referente ao processamento de perfis NE-SW para o Plutão Granítico Barcelona.

Na porção sul do PGB há um envelope da foliação da encaixante mostrando um ponto triplo de tensão livre, que pode ser uma consequência da interferência entre um campo de tensão local (*balloning*) e um campo de deformação regional, sendo que esta interferência deve ser sincrônica, para que não haja sobreposição (Ledru & Brun 1977, Brun & Pons, 1979, 1981).

Em termos gerais, o estilo de alojamento de granitoides é considerado entre os termos passivo ou forçado (Ferré *et al.*, 1995). Para o Plutão Granítico Barcelona, as várias evidências que suportam um provável alojamento forçado desse corpo granítico são: (i) a forma (*en cornue*) do plutão se aproxima a uma elipse de constrição, ou seja, a razão axial do mesmo é baixa; (ii) lineações magmáticas com ângulos de mergulho inferior a 15° na porção sul do corpo; (iii) critérios de achatamento como em enclaves máficos na porção leste e sul, marcada por zonas de cisalhamento transcorrentes com cinemática dextrógira.

Os magmas graníticos ascenderiam através da crosta de forma forçada, em algumas situações explorando as discontinuidades existentes (zonas de cisalhamento), onde criariam um espaço, que seria preenchido pelo magma possivelmente a uma taxa igual à abertura (Paterson & Fowler, 1993) configurando uma colocação sincinemática. O PGB teria sido formado por vários pulsos de magma sucessivamente injetados em espaços abertos, com as zonas de cisalhamento atuando como caminho de alimentação e armadilha estrutural para a colocação do magma.

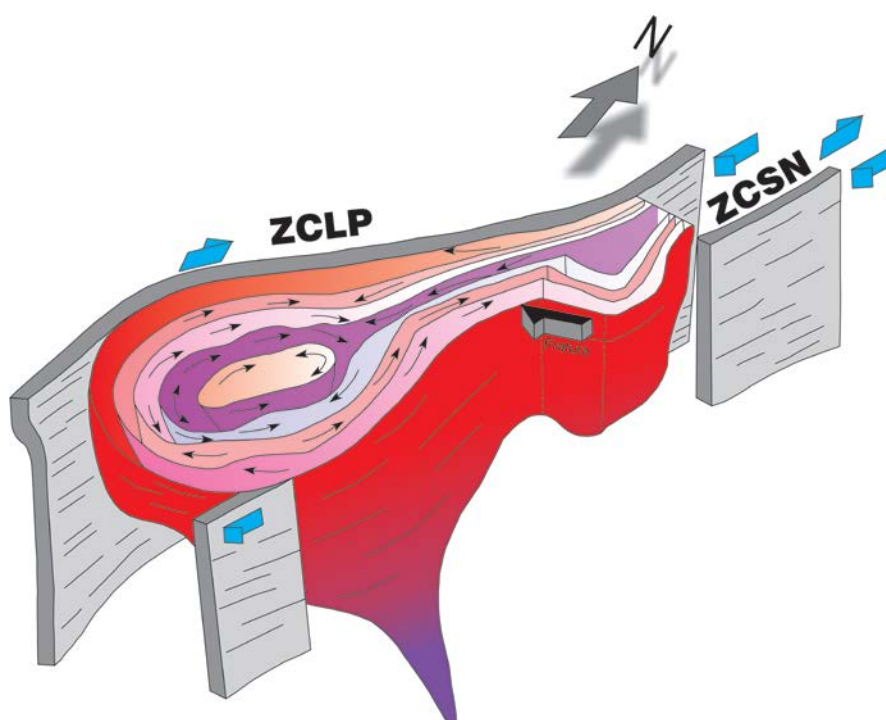


Figura 4.11- Modelo de alojamento 3D interpretativo baseado na porção sul do PGB, mostrando as estruturas magmáticas (planos e linhas) e a morfologia do corpo granítico.

Os dados estruturais de campo, tanto em escalas macro e microscópicas atestam o controle do alojamento do PGB por estruturas que correlacionadas com as zonas de cisalhamento transcorrentes Lajes Pintadas e Sítio Novo, ambas com direção NE-SW verticais a subverticais. A ZCLP é uma estrutura interpretada como um *splay* correlacionada a uma estrutura de escala regional provavelmente enraizada na litosfera, denominada de zona de cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJ). O modelo de colocação do PGB combina alimentação magmática contínua associada com zona de cisalhamento transcorrente com movimentação dextrogira, ou seja, o mesmo poderia ter um alojamento sin a tardi cinemático em relação à orogenia Brasileira.

CAPÍTULO

5

Petrografía & Química Mineral

**QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO
PLÚTON GRANÍTICO BARCELONA, EXTREMO NORDESTE DA
PROVÍNCIA BORBOREMA**

**MINERAL CHEMISTRY AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS
OF BARCELONA GRANITIC PLUTON, EXTREME
NORTHEASTERNMOST OF THE BORBOREMA PROVINCE**

* Artigo publicado por revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS-UFRGS

Química mineral e condições de cristalização do Plúton Granítico Barcelona, extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil

Rogério CAVALCANTE^{1,2}, Antonio C. GALINDO^{2,3}, Fernando C. ALVES DA SILVA^{2,3} & Raquel F. de SOUZA³

1. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Núcleo de Apoio de Natal (NANA). Rua Antônio Henrique de Melo, 2010, Capim Macio, CEP 59.078-580, Natal, RN, Brasil. E-mail: rogerio.cavalcante@cprm.gov.br.

2. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Caixa Postal 1.596, CEP 59.078-970, Natal, RN, Brasil. E-mail: galindo@geologia.ufrn.br, fernando@geologia.ufrn.br.

3. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Caixa Postal 1.596, CEP 59.078-970, Natal, RN, Brasil. E-mail: raquel@geologia.ufrn.br.

Recebido em 05/2014. Aceito para publicação em 11/2014.

Versão online publicada em 04/12/2014 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - O Plúton Granítico Barcelona (PGB) localiza-se na porção extremo nordeste da Província Borborema, oeste do Domínio São José do Campestre, com idade Ediacarana presumida. O PGB é formado por três fácies petrográficas/texturais distintas, a fácies granito porfirítico dominante no PGB, a partir da análise de micropetrografia associada às análises de química mineral. A fácies granito porfirítico (biotita monzogranito) possui plagioclásio (oligoclásio com $An_{25-20\%}$), K-feldspato (microclina peritítica) e quartzo compondo sempre (> 70 % modal). O anfibólio é a hastingsita com moderadas razões $Mg/(Mg+Fe)$, pressões de cristalização entre 5,0-6,0 kbar e temperatura de 700°C, finalizando com 3,0-5,0 kbar e 500°C no eutético ternário granítico. O conteúdo de Al^T do anfibólio, os valores de pistacita $Ps = 28$ no epidoto e o processo de martitização da magnetita é indicativa de ambiente com fO_2 moderada a elevada. As biotitas possuem *trend* com leve tendência para o pólo da annita, denotando reequilíbrio em estágio subsolidus/tardi-magmático. Em diagramas discriminantes de séries magmáticas as biotitas se comportam como às de afinidade geoquímica subalcalina, coerentes com a cálcio-alcalina médio a alto K dos granitos porfiríticos. Zonagem em cristais de plagioclásio, K-feldspato e allanita, é indicativo da importância do processo de cristalização fracionada na evolução/cristalização da fácies porfirítica deste plúton. A atuação de fluidos ricos em H_2O e CO_2 propicia a transformação tardia de biotita e feldspatos, além de geração de mirmequitas. A presença de agregados de pequenos cristais de plagioclásio mirmequíticos exibindo contatos com ângulos de 120° indica cristalização em equilíbrio eutético.

Palavras-chave: Plúton Granítico Barcelona, química mineral, condições de cristalização.

Abstract - MINERAL CHEMISTRY AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF GRANITIC BARCELONA PLUTON, EXTREME NORTHEAST OF THE BORBOREMA PROVINCE, NORTHEASTERN BRAZIL. The Barcelona Granitic Pluton (BGP) is located at the extreme northeastern portion of the Borborema Province, west of São José do Campestre Domain, and is presumed to be older Ediacaran. The BGP is formed by three distinct petrographic/textural facies, the dominant porphyritic granite facies, from the examination micropetrographic, associated with mineral chemistry analyses. The porphyritic granite facies (biotite monzogranite) has plagioclase (oligoclase with $An_{25-20\%}$), K-feldspar (perthitic microcline) and quartz always >70 % modal. The amphibole is a hastingsite with moderate $Mg/(Mg + Fe)$ ratios, crystallization pressures between 5,0-6,0 kbar, and 700°C temperature, ending with 3,0-5,0 kbar and 500°C in the ternary granite eutectic. The Al^T content of the amphibole, the pistacite values $Ps = 28$ in the epidote, and the magnetite martitization process are indicative of a moderate to high fO_2 environment. The biotites have a trend with a slight tendency to the annite pole, denoting rebalancing in a subsolidus/tardi-magmatic stage. In magmatic series' discriminant diagrams the biotites behave like those of sub-alkaline geochemical affinity, consistent with the medium to high K calc-alkaline of porphyritic granites. Plagioclase, K-feldspar and allanite crystals zonation is indicative of the importance of the fractional crystallization process in the evolution/crystallization of the porphyritic facies of this pluton. The action of fluids rich in CO_2 and H_2O promotes late transformation of biotite and feldspars, as well as generation of myrmekites. The presence of aggregates of small myrmekite crystals of plagioclase with contact angles of 120° indicates eutectic equilibrium crystallization.

Keywords: Barcelona Granitic Pluton, mineral chemistry, crystallization conditions.

1 Introdução

A Província Borborema, localiza-se no extremo NE do Brasil, é formada por um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos e estruturada durante a Orogênese Brasileira (600 Ma). Essa Província foi palco de

intenso, volumoso e variado magmatismo granitoide durante a orogênese Neoproterozoica Brasileira (Jardim de Sá, 1994; Neves & Mariano, 1999). A área estudada encontra-se inserida na porção extremo nordeste dessa Província, na região limítrofe entre os Domínios Rio Piranhas-Seridó (DPS) e São José do Campestre (DJC).

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN) segundo (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves, 1983; Jardim de Sá, 1994; Santos, 2000; Brito Neves *et al.*, 2001) é marcado por uma extensa trama de zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW com movimento predominantemente dextral, as quais delimitam dois diferentes segmentos crustais. Assim de oeste para leste temos: (i) o Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS) - onde predominam ortognaisses de idade paleoproterozoica; os metassedimentos neoproterozoicos da Faixa Seridó (micaxistos, quartzitos, paragnaisses, mármore e calcissilicáticas); e (ii) Domínio São José do Campestre (DJC) - formado por rochas de idade arqueana a paleoproterozoica (Dantas, 1997; Dantas *et al.*, 2004), onde dominam ortognaisses e metasupracrustais subordinadas (Fig. 1).

Intrusivos nestas unidades ocorrem uma extensa gama de corpos granitoides, de idade neoproterozoica (na sua maioria ediacaranos), de diferentes aspectos texturais e petrográficos, e com distintas linhagens geoquímicas (Almeida *et al.*, 1967; Jardim de Sá *et al.*, 1981; Ferreira *et al.*, 1998; Nascimento *et al.*, 2000, 2008; Angelim *et al.*, 2006).

O Plúton Granítico Barcelona (PGB), objeto deste estudo, está inserido no contexto dos granitoides tipo Itaporanga, os quais são compostos predominantemente por rochas graníticas porfíricas, de afinidade geoquí-

mica com rochas da série subalcalina - cálcio alcalina de alto potássio.

O objetivo desse trabalho é, através de dados petrográficos e de química mineral, inferir os parâmetros internos de cristalização (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio) pertinentes à geração, evolução e colocação do magma que deu origem ao Plúton Granítico Barcelona.

2 Área, materiais e métodos

2.1 Contexto geológico sobre o Plúton Granítico Barcelona (PGB)

O PGB constitui um batólito com aproximadamente 260 km² de área aflorante (Cavalcante, 2003), localizado na porção leste do estado do Rio Grande do Norte. Geologicamente está inserido na Província Borborema, no Domínio São José do Campestre, porção leste do Domínio Rio Grande do Norte. O corpo granitoide possui forma alongada e geometria *en cornue* com direção aproximadamente NNE-SSW, exibindo relevo dominado por serras (Inês, Tapuia e São Pedro) e serrotes com altitudes moderadas (cotas máximas da ordem de 400-500 m) (Fig. 2).

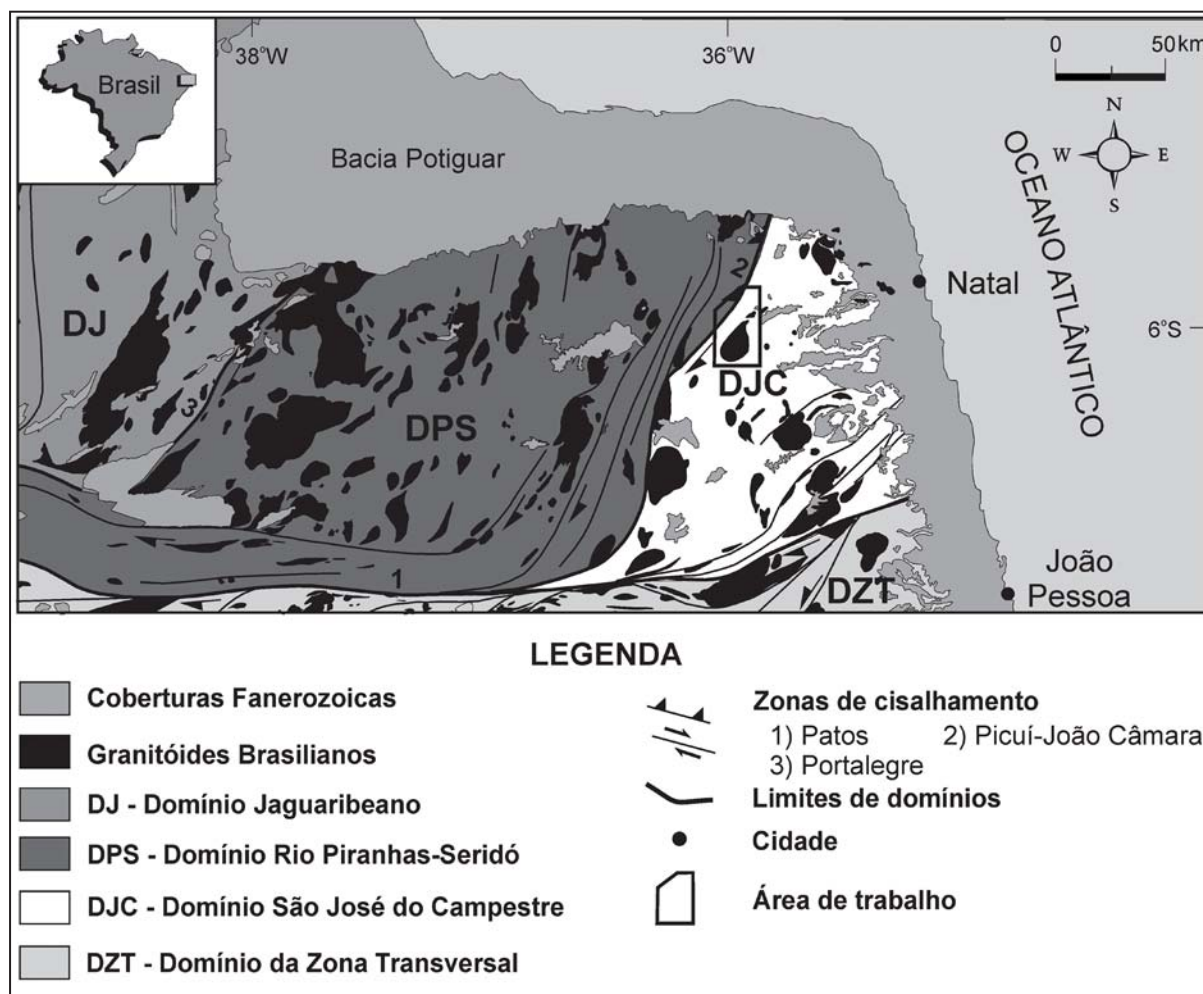


Figura 1. Domínios geológicos da porção NE da Província Borborema (Modificado de Medeiros, 2004), com a localização do Plúton Granítico Barcelona.

O PGB é delimitado nas bordas oeste pela zona de cisalhamento Lajes Pintadas (ZCLP) e leste pela zona de cisalhamento Sítio Novo (ZCSN). Ambas são zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW de idade brasileira e cinemática dextrógiira. A ZCLP trata-se de uma provável subsidiária da zona de cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJ), esta última possui expressão regional, com mesma direção e cinemática da primeira delimitando o contato entre os terrenos gnáissicos do Complexo Caicó com as metasupracrustais do Grupo

Seridó, contato este, marcado por um componente de empurrão com topo para noroeste (Jardim de Sá, 1994; Jardim de Sá *et al.*, 1998). Na porção leste do plúton, o mesmo é controlado pela ZCSN, uma zona de cisalhamento transcorrente cartografada pela primeira vez por esse trabalho. As zonas de cisalhamento (ZCLP e ZCSN) imprimem nas bordas deste corpo granítico um *fabric* milonítico marcado pela presença de estruturas do tipo S-C, caudas de recristalização assimétricas em feldspatos.

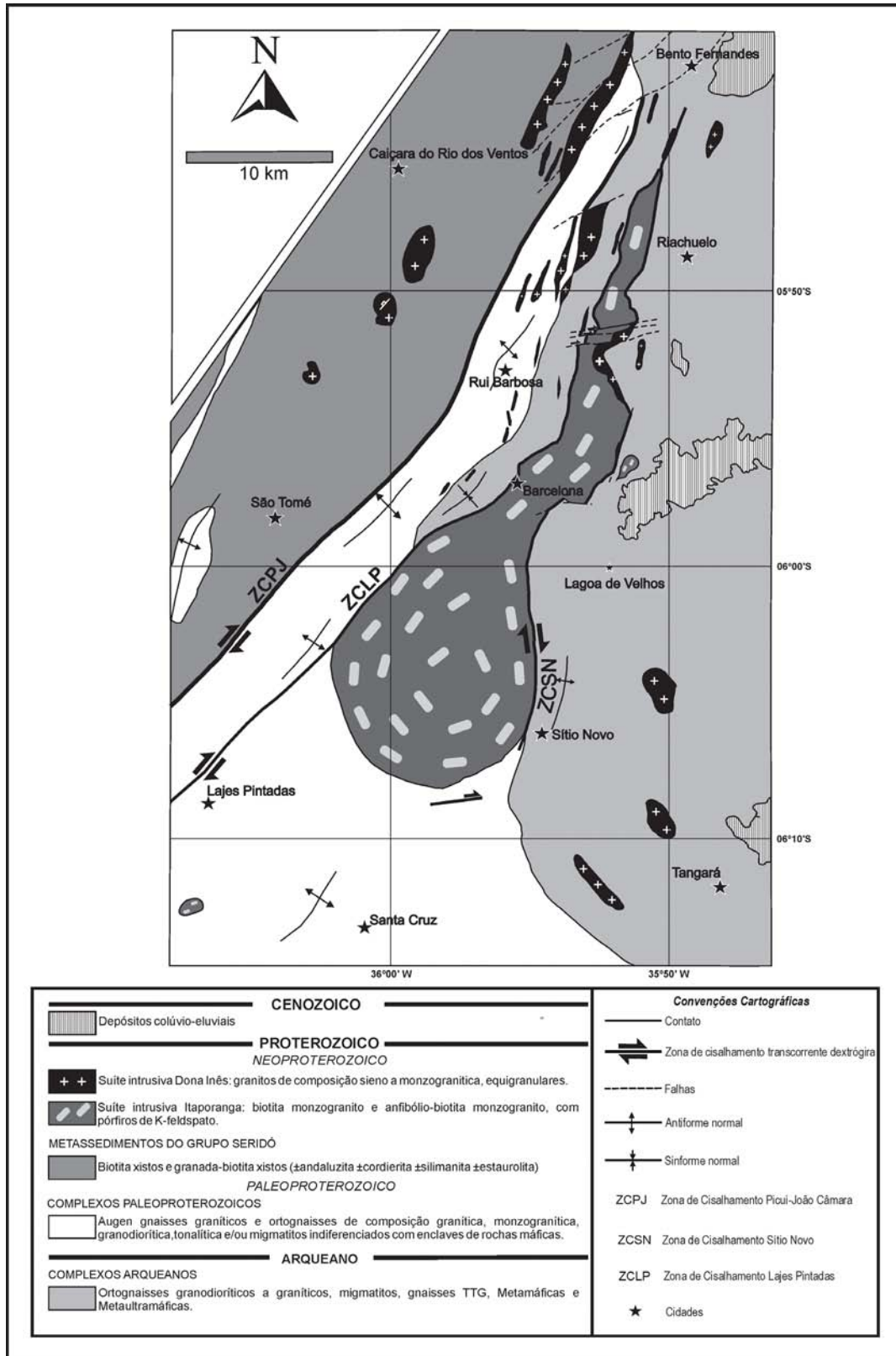


Figura 2. Mapa geológico da área de trabalho ressaltando o PGB e suas rochas encaixantes.

Em campo, três principais fácies texturais são identificadas: i) granitos porfiríticos; ii) granitos finos (microgranitos); e, iii) rochas máficas-intermediárias. As duas últimas não têm expressão areal aflorante passíveis de serem cartografadas na escala de trabalho. Os granitos porfiríticos (os tipos dominantes, compondo mais de 90 % do plúton) possuem granulometria média a grossa com fenocristais de K-feldspato sempre maiores do que 1,5 cm e chegando comumente a 5,0-6,0 cm (mais raramente 10,0-12,0 cm), sendo comum estes fenocristais apresentarem zonação, textura *rapakivi* e cumulática, podendo exibir ainda orientação por fluxo magmático ou cisalhamento. Os granitos finos (microgranitos) exibem textura equigranular e ocorrem como diques e/ou bolsões intrusivos nos granitos porfiríticos. As rochas de composição máfica a intermediária, possuem coloração escura e ocorrem essencialmente como enclaves de formas elipsoidais a circulares e tamanhos variados (de centimétrico a métrico), por vezes compondo enxames com orientação herdada do

fluxo magmático, e apresentando ainda texturas dos tipos *mingling* e *mixing* com as rochas graníticas (Fig. 3).

Composicionalmente, segundo a classificação de Streckeisen (1976), os granitos porfiríticos (objetos deste trabalho) são essencialmente biotita monzogranitos leucocráticos (M=7,3 - 22,9 %), enquanto os granitos finos são biotita granodioritos leucocráticos (M=8,7 - 11,8 %), e os enclaves máficos-intermediários são biotita-anfibólio quartzo dioritos (M= 64,1-69,1) (Fig. 4).

Os granitos porfiríticos são compostos essencialmente por microclina (23,3-41,6 %), plagioclásio (18,9-34,2 %), quartzo (20,0-40,5 %) e biotita (4,9-18,5 %). Como acessórios ocorrem hornblenda (0,7-3,6 %), titanita (0,4-3,2 %), opacos (0,1-0,9 %), epidoto (0,1-0,9 %), allanita (0,1-0,8 %), zircão (tr-0,3 %), apatita (tr-0,3 %) e minerais secundários como clorita, mica branca e carbonatos, que juntos não somam mais do que 0,3 %.

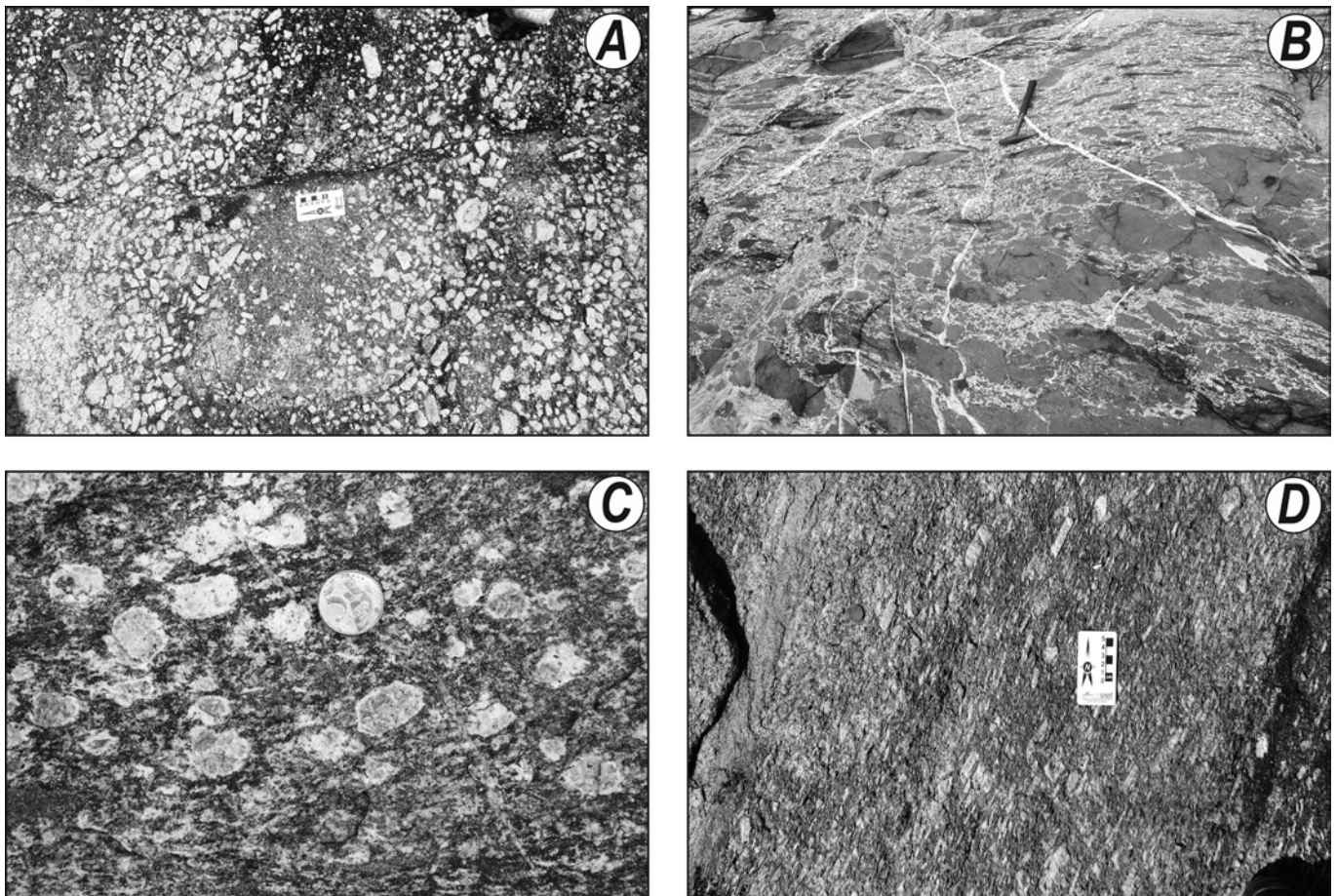


Figura 3. Feições texturais e estruturais da fácies granito porfirítico. A) Textura cumulática de megacristais de K-feldspato; B) Enxames de enclaves máficos orientados e compoendo texturas *mingling* e *mixing* com o granito porfirítico, e finos veios leucograníticos em textura tipo *stockwork*; C) Detalhe de fenocristais de K-feldspato com textura tipo *rapakivi*; D) Textura milonítica (protomilonito da porção oeste do plúton) ao longo da zona de cisalhamento Lajes Pintadas.

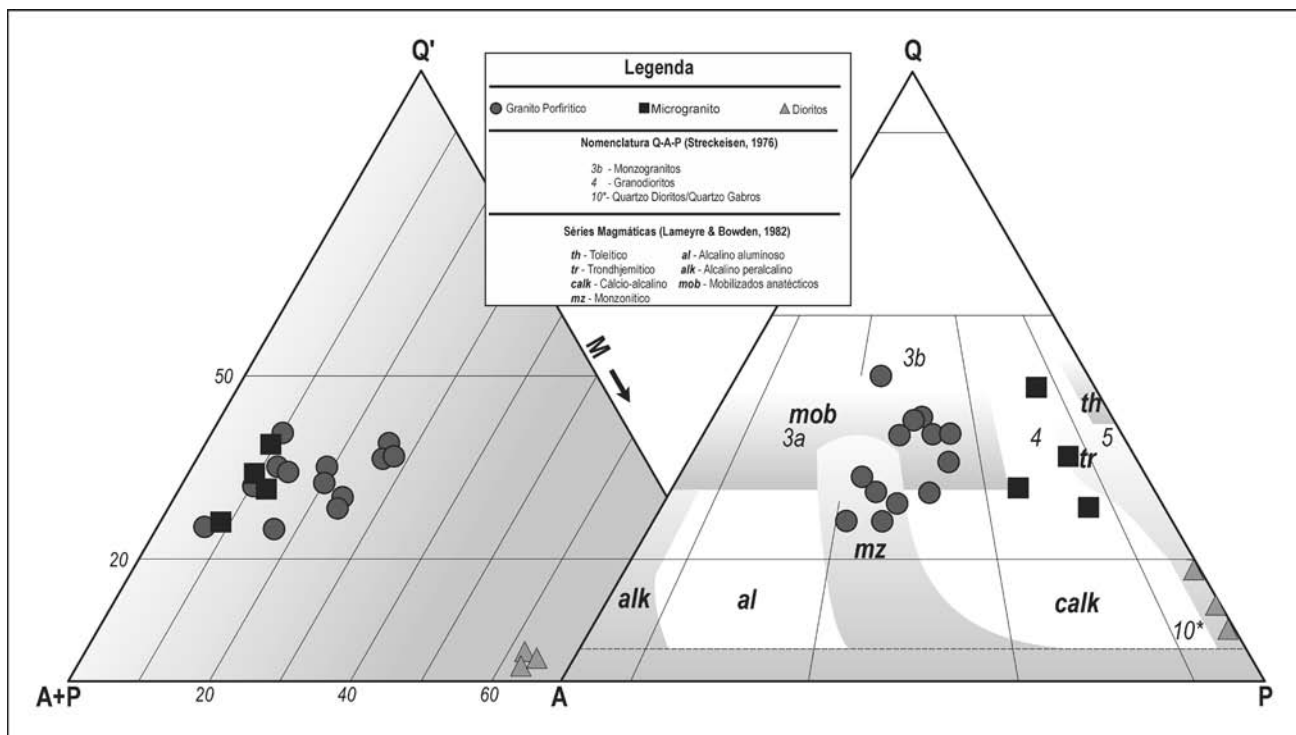


Figura 4. Diagramas modais QAP e QA+PM (Streckeisen, 1976) para as rochas do Plúton Granítico Barcelona.

2.2 Materiais e métodos

Para esse trabalho foram descritas seções delgadas e polidas visando caracterização mineralógica da facies granito porfírico. Com auxílio de seções bipoladas foram elaborados estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) acoplado com um sistema de microanálise EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*), onde foram geradas imagens de elétrons retroespalhados, as quais podem ser melhor visualizadas através dos mapas de elementos químicos. Análises de química mineral foram produzidas por microsonda eletrônica em anfibólio, biotita, feldspatos, minerais opacos, epidoto e titanita realizadas no laboratório da Universidade de Queensland, na Austrália. A microsonda utilizada foi a de modelo JEOL-8200L com as seguintes condições de operação: voltagem de 15 kV e corrente de 15nA.

A fórmula estrutural adotada para os elementos analisados foi calculada considerando-se as seguintes bases de oxigênio: (32) plagioclásios, (32) K-feldspatos, (23) anfibólios, (24) biotitas, (5) titanitas, (32) magnetitas e (12,5) epidoto. Para os três primeiros minerais foi utilizado o método de Schumacher (1997).

O geobarômetro usado foi o de Al em hornblenda de acordo com a calibração de Schmidt (1992). O geotermômetro foi o de Al em hornblenda de Blundy & Holland (1990) calibrado por Anderson (1996); o *solvus* em feldspato de Furrman & Lindsley (1988) e o de saturação em zircão de Watson & Harrison (1983). A classificação utilizada para os anfibólios é aquela utilizada por Leake *et al.* (1997).

3 Resultados: Petrografia e química mineral dos granitos porfíricos

3.1 Feldspatos

São identificados neste granito K-feldspato e plagioclásio. O primeiro ocorre como cristais xeno-hipidiomórficos típicos de cristais de microclinas com o padrão *tartan* da composição das maclas albíta-periclina. Apresenta textura pertítica (pertitas fios e filetes de albíta), poiquilítica com inclusões de plagioclásio (dominantes), biotita e quartzo, esse último com extinção ondulante. Zonação é evidenciada pela presença de inclusões de pequenos cristais idiomórficos de plagioclásios dispostos paralelamente às faces do K-feldspato (Fig. 5A). Foram realizadas análises químicas pontuais, três ao todo, em dois fenocristais de K-feldspato, os quais apresentam composições relativamente homogêneas com $Or_{93-90}\%$ e um perfil com cinco análises em outro fenocristal que também mostra composições homogêneas com $Or_{94-92}\%$ (Fig. 6 e tab. 1).

O plagioclásio, por sua vez, ocorre em quatro tipos texturais distintos: o Pl-1 é representado pelos cristais da trama principal das rochas. No geral são hipidiomórficos com tamanhos entre 0,5-2,5 mm, possuem maclas polissintéticas bem desenvolvidas (tanto albíta quanto periclina), por vezes deformadas/vergadas e/ou descontínuas, exibem extinção ondulante, podem apresentar inclusões de biotita e titanita. Alguns cristais mostram zonação normal com núcleos mais alterados (saussuritizados) e/ou textura tipo *synneusis* (Fig. 5B). Os Pl-2 ocorrem essencialmente como pequenos cristais ($\leq 0,5$ mm), no geral idiomórficos, inclusos no

K-feldspato, podendo ou não revelar zonação, e com maclas tipo albíta bem desenvolvidas (vide Fig. 5A). O Pl-3 ocorre compondo textura mirmequítica. Os cristais de Pl-3 no geral situam-se nos contatos com os fenocristais de K-feldspato (Fig. 5C). Estas mirmequitas geralmente apresentam-se como do tipo bulbosa (Phillips, 1974, 1980) e por vezes ocorrem constituindo agregados de cristais idiomórficos com contatos em ponto tríplices. Já os Pl-4 ocorrem como pequenos cristais ($\leq 0,5$ mm), no geral idiomórficos, sem zonação aparente, compondo agregados nas interfaces dos fenocristais de K-feldspato, em típica textura mosaico de

contatos em ponto tríplice (Fig. 5D).

Foram analisados cristais de três tipos de plagioclásios. Em um perfil transversal realizado num fenocristal de Pl-1 as análises (cinco pontos analisados) apresentam composição oligoclásica com fraca zonação em $An_{24,3-20,2}\%$. Outro cristal (apenas uma análise pontual) mostra $An_{20,5}\%$; para os Pl-2 um cristal analisado exibe um núcleo com $An_{23,0}\%$ e um fina borda albítica, irregular, com $An_{7,0}\%$, e um outro cristal com $An_{22,0}\%$; já para os Pl-3 quatro análises pontuais em dois cristais expressam composições homogêneas no campo do oligoclásio com $An_{21,6-20,3}\%$ (Tab. 2 e fig. 6).

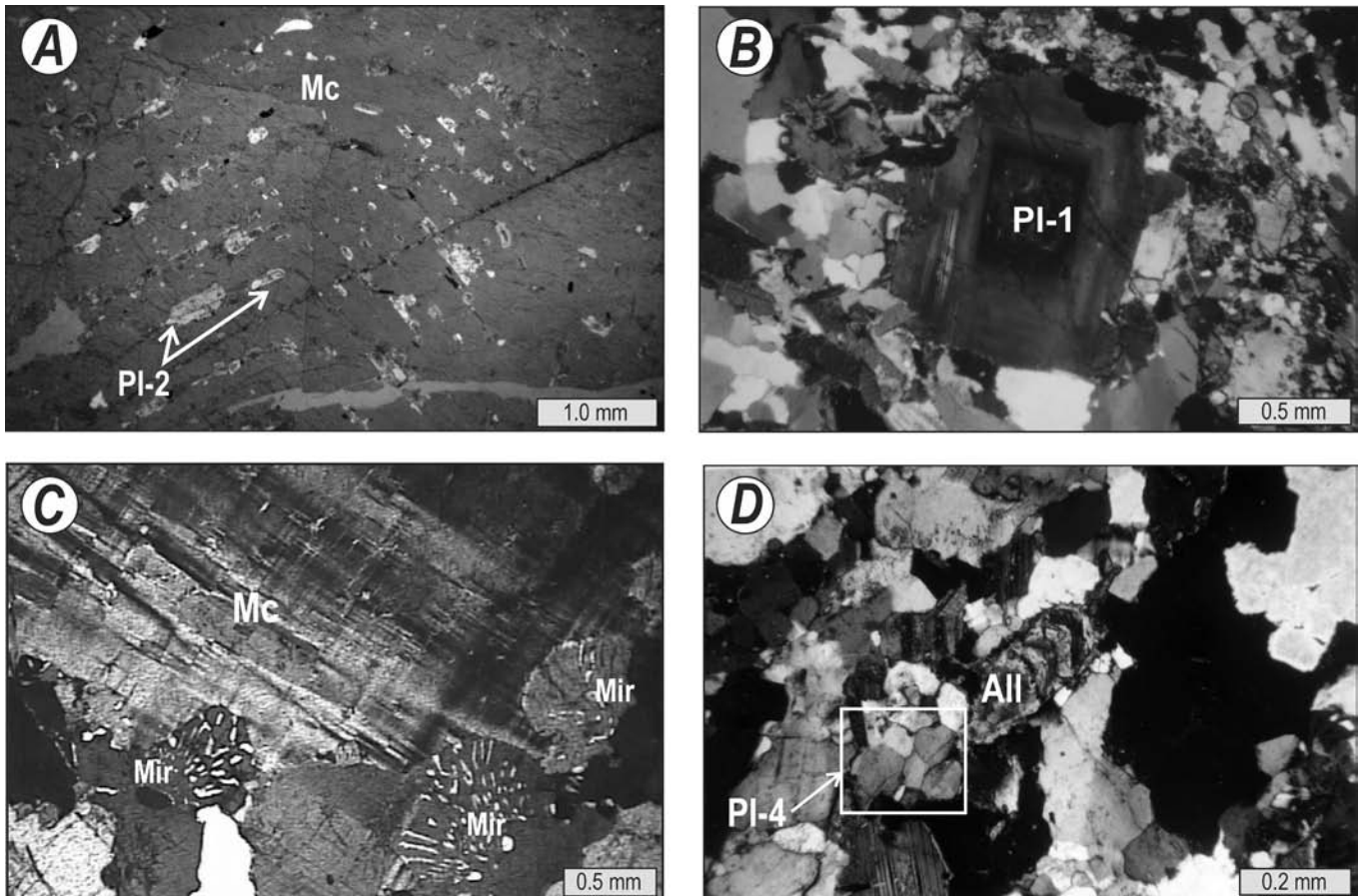


Figura 5. Aspectos micropetrográficos dos feldspatos. A) Detalhe de fenocristal de K-feldspato com macla simples e inclusões de Pl-2 marcando/definindo a zonação do K-feldspato; B) Cristal idiomórfico de Pl-1 no arcabouço da lâmina apresentando zonação; C) Fenocristal de microclina (Mc) com textura pertítica, e com mirmequitas (Pl-3) bulbosas nas bordas; D) Agregado de pequenos cristais de Pl-4 em textura mosaico ao lado de allanita zonada (All).

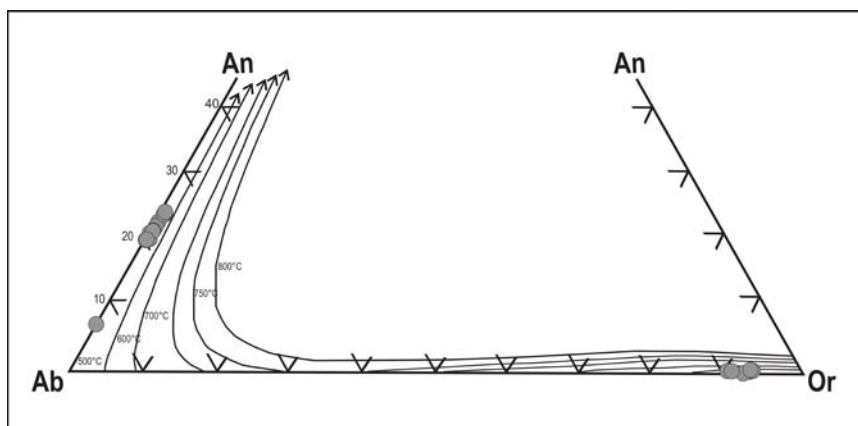


Figura 6. Diagrama composicional Or-Ab-An para os feldspatos da fácies granito porfírico. As isothermas foram calculadas utilizando-se o software SOLV CALC[®] versão 2.0. Curvas do solvus para $P_{total} = 6$ kbar, de acordo com o modelo de Fuhrman & Lindsley (1988). Símbolos como na fig. 3.

Tabela 1. Análises obtidas por microsonda de K-feldspato representativo da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	Fenocristal 1		Fenocristal 2					Fenocristal 3
	Nº Análise	P-162	P-163	P-185	P-188	P-190	P-192	P-189
Posição			b	n	n	n	b	n
SiO ₂	64,93	65,05	64,69	63,83	63,87	64,37	64,34	64,35
Al ₂ O ₃	18,48	18,54	18,48	18,18	18,63	18,46	18,47	18,63
CaO	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,02	0,02
FeO	<L.D.	0,06	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,02	0,06	0,06
BaO	0,37	0,43	0,42	0,42	0,80	0,72	0,46	0,73
Na ₂ O	1,00	1,08	0,87	0,73	0,83	0,69	0,80	0,77
K ₂ O	15,46	15,37	16,13	16,06	16,00	16,08	15,89	16,01
Total	100,26	100,53	100,60	99,25	100,15	100,34	100,02	100,58
Si	11,974	11,967	11,940	11,949	11,881	11,935	11,937	11,906
Al	4,016	4,019	4,021	4,012	4,085	4,033	4,038	4,063
Soma T	15,99	15,99	15,96	15,96	15,97	15,97	15,98	15,97
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,004
Fe	0,001	0,009	0,001	0,002	0,000	0,003	0,009	0,010
Ba	0,027	0,031	0,030	0,030	0,058	0,052	0,033	0,053
Na	0,359	0,384	0,313	0,266	0,301	0,248	0,287	0,275
K	3,637	3,607	3,799	3,836	3,797	3,802	3,760	3,778
Soma M	4,03	4,03	4,14	4,14	4,16	4,11	4,09	4,12
Soma-Cátions	20,02	20,02	20,11	20,10	20,13	20,07	20,07	20,09
Soma-O	32	32	32	32	32	32	32	32
Ab (% mol)	9,0	9,6	7,6	6,5	7,3	6,1	7,1	6,8
An (% mol)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Or (% mol)	91,0	90,4	92,4	93,5	92,6	93,9	92,8	93,1

Tabela 2. Análises obtidas por microsonda do plagioclásio representativo da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	Fenocristal (PI 1)					Plagioclásio mirm. (PI 3)				Plagioclásio de inclusão (PI 2)			Plag. Matriz (PI 4)
	Nº Análise	P-153	P-154	P-155	P-156	P-157	P-158	P-159	P-160	P-161	P-171	P-172	P-191
Posição	b	b	n	n	b					n	b	n	
SiO ₂	63,59	62,63	62,64	62,52	62,58	62,89	63,13	63,25	63,43	61,79	66,71	63,04	63,28
Al ₂ O ₃	23,13	23,67	23,69	23,76	24,05	23,33	23,3	23,2	23,54	23,35	20,49	23,59	22,88
CaO	4,3	5,14	5,08	4,99	5,1	4,46	4,46	4,28	4,51	4,77	1,54	4,69	4,3
FeO	0,02	0,06	0,02	0,11	0,02	0,07	0,02	0,14	0,01	0,05	0,03	0,05	0,23
BaO	0,15	0,04	<L.D.	0,01	0,12	0,04	0,12	0,05	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,04	0,000
Na ₂ O	9,29	8,7	8,87	8,77	8,69	9,01	9,12	9,13	8,93	8,7	11,16	9,06	9,08
K ₂ O	0,15	0,25	0,21	0,19	0,24	0,17	0,12	0,22	0,19	0,19	0,11	0,18	0,18
Total	100,64	100,50	100,50	100,36	100,8	99,97	100,28	100,29	100,61	98,86	100,04	100,65	99,95
Si	11,189	11,056	11,05	11,046	11,02	11,14	11,147	11,168	11,147	11,072	11,716	11,098	11,204
Al	4,797	4,925	4,928	4,948	4,99	4,869	4,849	4,828	4,876	4,932	4,241	4,895	4,775
Soma T	15,99	15,98	15,98	15,99	16,01	16,01	16,00	16,00	16,02	16,00	15,96	15,99	15,98
Ca	0,81	0,972	0,96	0,945	0,963	0,846	0,845	0,809	0,849	0,916	0,291	0,884	0,816
Fe	0,003	0,01	0,002	0,016	0,002	0,011	0,003	0,021	0,002	0,008	0,004	0,008	0,034
Ba	0,01	0,003	<L.D.	0,001	0,009	0,003	0,009	0,004	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,003	0,000
Na	3,17	2,976	3,034	3,005	2,967	3,092	3,124	3,125	3,043	3,024	3,8	3,094	3,118
K	0,035	0,057	0,046	0,044	0,053	0,038	0,026	0,05	0,043	0,043	0,024	0,04	0,04
Soma M	4,03	4,02	4,04	4,01	3,99	3,99	4,01	4,01	3,94	3,99	4,12	4,03	4,01
Soma-Cátions	20,01	20,00	20,02	20,00	20,0	19,99	20,00	20,01	19,96	20,00	20,08	20,02	19,99
Soma-O	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
Ab (% mol)	79,0	74,3	75,1	75,3	74,5	77,8	78,2	78,4	77,3	75,9	92,4	77,0	78,5
An (% mol)	20,0	24,3	23,8	23,7	24,0	21,0	21,0	20,0	22,0	23,0	7,0	22,0	21,0
Or (% mol)	0,9	1,4	1,1	1,1	1,3	1,0	0,7	1,3	1,1	1,1	0,6	1,0	1,0

3.2 Biotita

A biotita constitui a fase mineral máfica dominante. Ocorre como cristais idio-hipidiomórficos de 0,4 a 5,0 mm, de coloração verde-amarelada e pleocroísmo em tons castanhos. Pode apresentar bordas esqueléticas em textura simplectítica com quartzo. Os contatos são retos a serrilhados com os feldspatos e quartzo, e preferencialmente retos com o anfíbio. Inclusões de

pequenos cristais, no geral idiomórficos, de opacos, epidoto, allanita, titanita, apatita e zircão são comuns. Estes cristais são interpretados como primários/magmáticos, porém microtexturas relacionadas a transformações tardi-magmáticas/subsolidus, tais como cloritização e/ou oxidação, mais raramente muscovitização, que usualmente se desenvolvem ao longo de planos de clivagens da biotita, são comuns, mas não muito extensivas (Figs. 7AB).

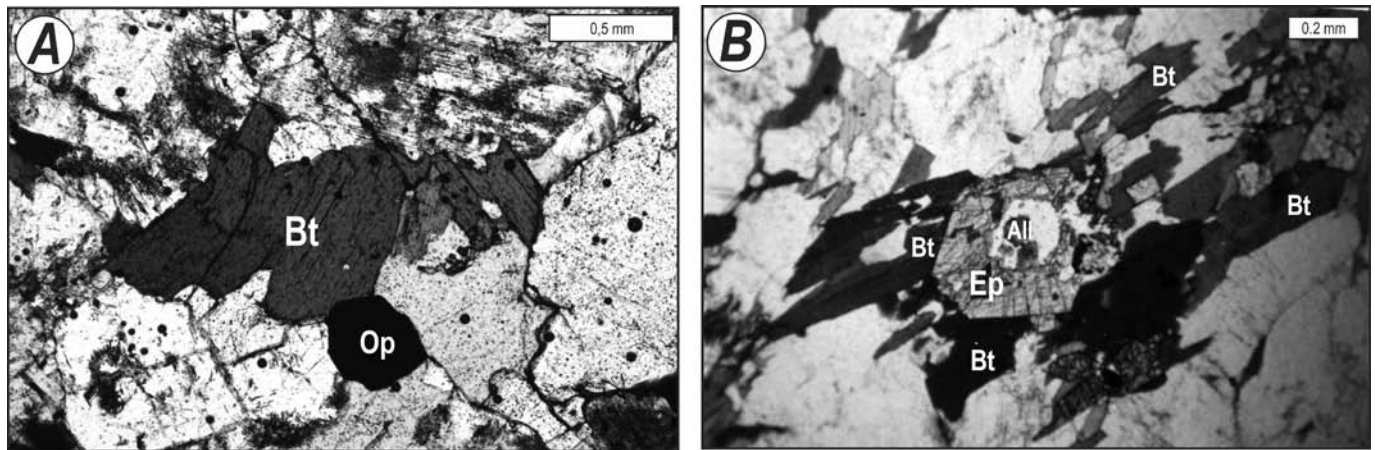


Figura 7. Aspecto micropetrográfico da biotita. A) cristal de biotita (Bt) hipidiomórfica, com pequenos cristais de opacos nas clivagens, além de um cristal idiomórfico de opaco (Op); B) cristais lamelares e hipidiomórficos de biotita (Bt), levemente orientados, envolvendo cristal idiomórfico de epidoto (Ep) com núcleo de allanita (Al). Símbolos como na fig. 3.

Os quatro cristais de biotita analisados (análises pontuais) não apresentaram variações significativas nos teores de FeO_T (23,36-25,25 %) e MgO (8,03-8,94 %), porém com pequenas variações em Al_2O_3 (13,73-15,02 %) e TiO_2 (1,66-3,31 %) (Tab. 3). No diagrama Al^{IV} vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Deer et al., 1992) observa-se um *trend* com maior variação nos teores de Al^{IV} (2,34-2,46 %) do que na razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, em torno de 0,60. Desta forma, os pontos analisados plotam próximo à faixa de transição entre a composição da flogopita e da annita, com ligeira tendência para o campo da annita (Fig. 8A). Já no diagrama de Nachit et al. (1985) as com-

posições dos cristais de biotita analisados definem um *trend* verticalizado do campo das biotitas primárias para os das biotitas primárias reequilibradas, sempre com valores de TiO_2 maiores do que aqueles das biotitas secundárias (>1,0) (Fig. 8B). Estas análises foram ainda projetadas em diagramas que utilizam composições de biotita como fatores discriminantes de séries magmáticas (Figs. 8CDEF). Nesses gráficos observa-se que os cristais analisados mostram afinidades com biotita da série subcalcina (diagrama de Nachit et al., 1985) e/ou transicional cálcio-alcaina/alcaina (diagramas de Abdel-Rahman, 1994).

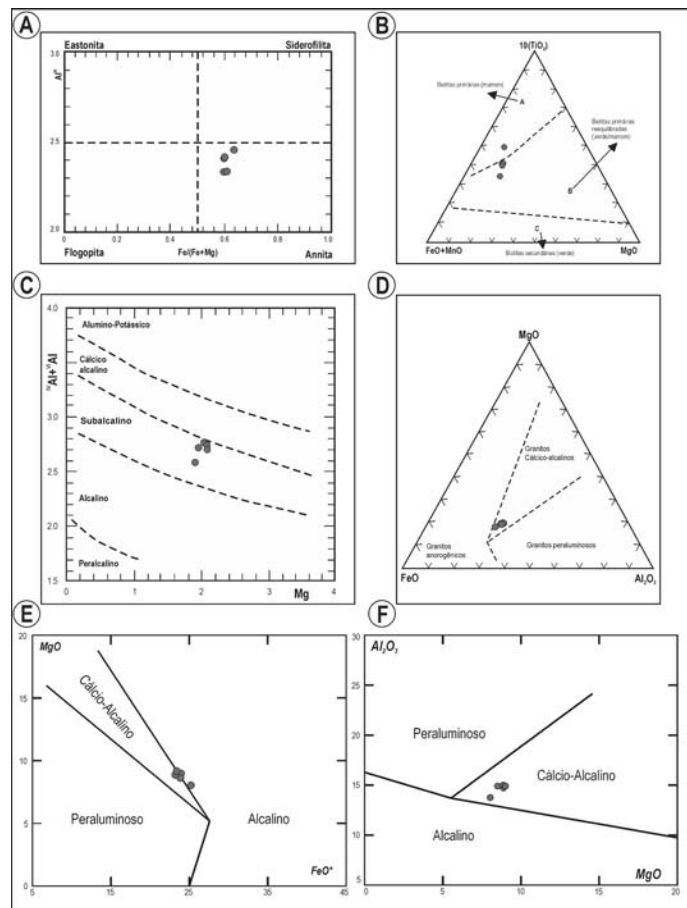


Figura 8. Diagramas para os cristais de biotita analisados. A) o quadrilátero composicional de (Speer, 1984); B) Diagrama de Nachit (1986); (C) Diagrama de Nachit et al. (1985); D-E-F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). Símbolos como na fig. 3.

Tabela 3. Análises obtidas por microsonda representativas da biotita da fácies porfírica do PGB. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	1	2	3	4	5
N° Análise	P-177	P-167	P-175	P-176	P-169
Posição	n	n	b	n	n
SiO ₂	36,04	36,27	35,69	35,56	34,94
TiO ₂	1,66	2,25	2,26	2,18	3,31
Al ₂ O ₃	15,02	14,75	14,84	14,66	13,73
FeO	23,36	23,83	23,39	24,03	25,26
MnO	0,24	0,30	0,31	0,28	0,25
MgO	8,83	8,55	9,84	8,91	8,03
CaO	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01
Na ₂ O	<L.D.	0,03	<L.D.	0,03	<L.D.
K ₂ O	9,21	9,77	9,98	9,84	9,77
Cl	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02
F	0,31	0,94	0,49	0,75	0,49
H ₂ O	3,65	3,36	3,57	3,42	3,52
Soma	98,39	100,08	100,42	99,73	99,32
O=F=Cl	0,13	0,40	0,22	0,33	0,21
Total	98,26	99,68	100,21	99,41	99,11
Si	5,647	5,601	5,512	5,537	5,517
Al ^{IV}	2,353	2,399	2,488	2,463	2,483
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti	0,196	0,262	0,262	0,256	0,392
Al ^{VI}	0,422	0,285	0,213	0,227	0,072
Fe	3,062	3,078	3,021	3,129	3,335
Mn	0,031	0,039	0,040	0,036	0,034
Mg	2,063	1,968	2,266	2,068	1,889
Soma M	5,77	5,63	5,80	5,72	5,72
Ca	0,009	0,002	0,003	0,004	0,002
Na	<L.D.	0,009	<L.D.	0,008	<L.D.
K	1,842	1,924	1,966	1,954	1,967
Soma I	1,85	1,94	1,97	1,97	1,97
Cl	0,004	0,009	0,009	0,012	0,005
F	0,152	0,457	0,241	0,371	0,245
H	3,817	3,459	3,674	3,554	3,711
Soma	3,97	3,92	3,92	3,94	3,96
Soma-Cát.	19,60	19,49	19,70	19,62	19,65
Soma-O	23,8	23,5	23,7	23,6	23,7
Fe/Fe+Mg	0,597	0,610	0,571	0,602	0,638

3.3 Anfibólio

Depois da biotita, o anfibólio é o máfico principal nos granitos porfíricos (0,2 – 3,6 % modal). Ocorrem como cristais no geral xeno-hipidiomórficos em seções longitudinais, mais raramente idiomórficos em seções basais (Figs. 9AB), tamanho variado (0,3 a 3,0 mm)

apresentando coloração verde, com pleocroísmo em tons de marrom a verde claro. É relativamente comum a presença de geminação simples, e localmente alguns cristais mostram textura simplectítica com quartzo. No geral compõem aglomerados junto com a biotita, secundariamente com titanita e minerais opacos. Inclusões de pequenos cristais, no geral idiomórficos, de titanita, zircão e apatita são encontradas.

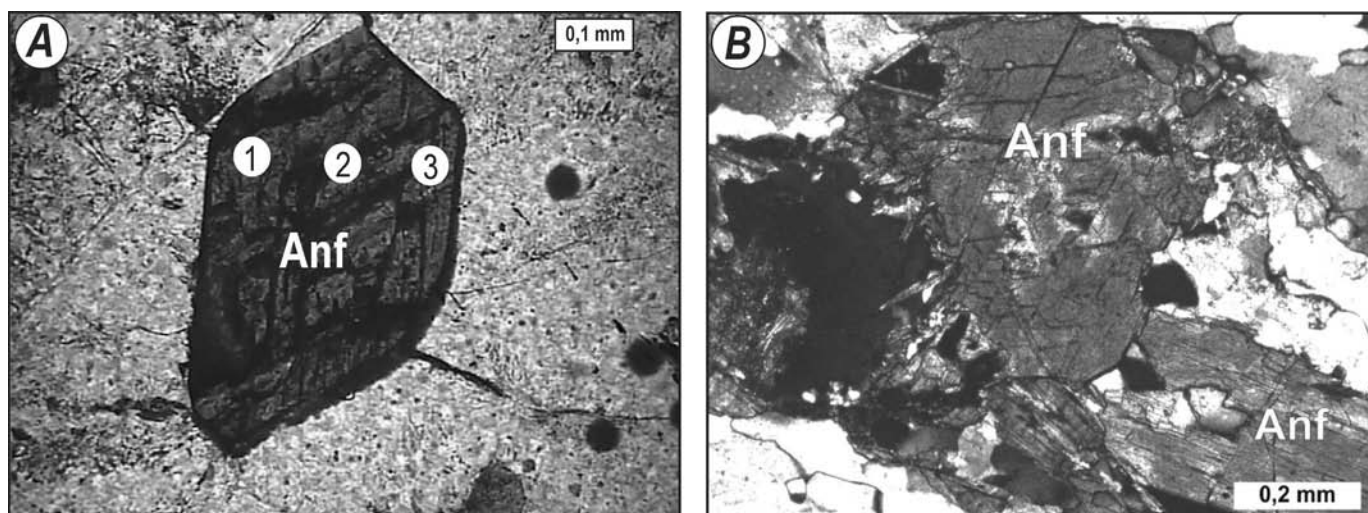


Figura 9. Aspectos micropetrográficos do anfibólio. A) Anfibólio idiomórfico em seção basal com indicação de um perfil com três pontos analisados (vide tab.4, cristal 1); B) Cristais hipidiomórficos de anfibólio (Anf) em seção longitudinal e basal.

Três análises realizadas em um mesmo cristal (Fig. 9A) mostram composições bastante homogêneas, com $Al^T \approx 1,85\%$, $Fe^T \approx 3,06\%$, $Mg \approx 1,52\%$ e $Ca \approx 1,83\%$, o que acarreta em razões $Mg/Mg+Fe$ também homogêneas ($Mg/Mg+Fe^{2+} \approx 0,41$; $Mg/Mg+Fe^T \approx 0,33$). Estas composições quando projetadas no diagrama de classificação para os anfibólios cálcicos (Leake et al., 1997) caem no

campo da hastingsita ($Fe^{3+} > Al^{VI}$) (Fig. 10A). Da mesma forma, a determinação da pressão e da temperatura de cristalização, utilizando estas composições do anfibólio (calibração de Schmidt, 1992, e o geotermômetro de Blundy & Holland, 1990) mostra valores homogêneos da ordem de 5,4 kbar e 712°C. (Fig. 10B e tab.4).

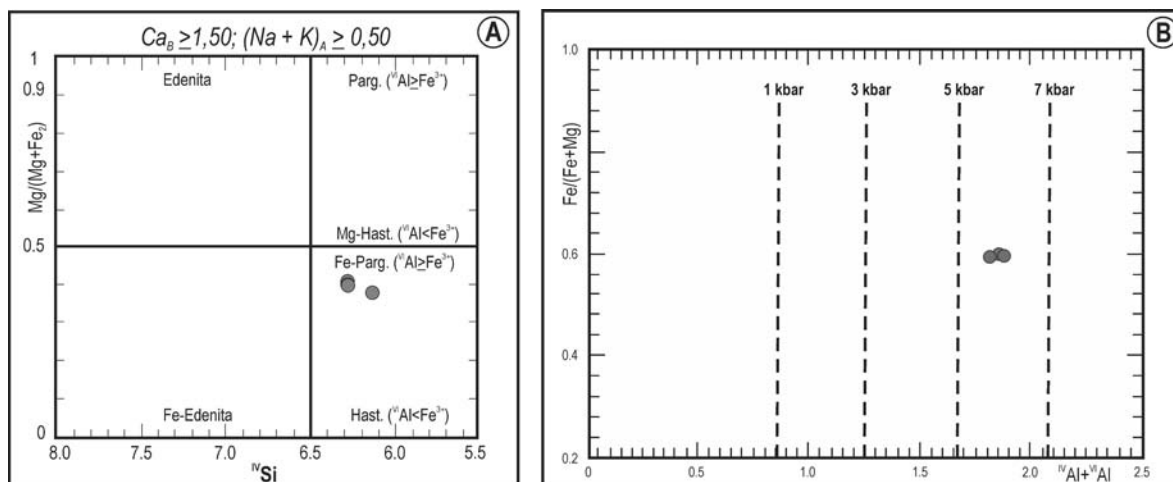


Figura 10. Dados dos cristais de anfibólio analisados e plotados nos diagramas de (A) Leake et al. (1997) e (B) Anderson & Smith (1995). Símbolos como na fig. 3.

Tabela 4. Análises obtidas por microsonda representativa de anfibólio da fácies granito porfirítico. <L.D.: valor abaixo do limite de detecção. ¹Baseado no geotermômetro de Blundy & Holland (1990) e ²geobarômetro de Schmidt (1992). n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Cristal	1		
	P-164	P-165	P-166
Nº Análise			
Posição	b	n	b
SiO ₂	41,56	41,33	41,66
TiO ₂	0,89	0,83	0,83
Al ₂ O ₃	10,15	10,18	10,32
Cr ₂ O ₃	<L.D.	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	7,38	7,16	7,21
FeO	17,42	17,65	17,36
MnO	0,41	0,34	0,38
MgO	6,70	6,54	6,69
CaO	11,04	11,11	11,07
Na ₂ O	1,39	1,35	1,38
K ₂ O	1,48	1,36	1,36
Total	98,42	97,86	98,26
Si	6,383	6,386	6,395
Al ^{IV}	1,617	1,614	1,605
Soma T	8,000	8,000	8,000
Ti	0,102	0,096	0,095
Al ^{VI}	0,220	0,239	0,262
Cr	<L.D.	0,001	0,001
Fe ^{III}	0,853	0,833	0,833
Fe	2,237	2,280	2,229
Mn	0,054	0,045	0,050
Mg	1,534	1,506	1,530
Soma C	5,000	5,000	5,000
Ca	1,817	1,839	1,821
NaB	0,183	0,161	0,179
Soma B	2,000	2,000	2,000
NaA	0,232	0,243	0,231
K	0,290	0,267	0,266
Soma A	0,522	0,510	0,497
Soma-Cát.	15,522	15,510	15,497
Soma-O	23,000	23,000	23,000
mg#	0,41	0,40	0,41
Al#	0,14	0,15	0,16
T° (C) ¹	704,7	703,1	700,5
P (kbar) ²	5,7	5,8	6,0

3.4 Titanita

São observados dois tipos texturais de titanita. A titanita-I, interpretada como primária/magmática, apresenta-se em cristais frequentemente idiomórficos, losangulares a prismáticos alongados, coloração marrom clara, contatos retos, por vezes mostrando geminação simples ou lamelar, com tamanho oscilando da ordem de 0,4- 4,0 mm (Fig. 11). Possui inclusões de opacos, epidoto, allanita e zircão e está comumente inclusa em biotita e anfibólio. A Titanita-II forma co-roas finas e irregulares sobre cristais de minerais opacos, usualmente xenomórficos, marcando processo de esfenitização destes. Esta titanita é interpretada como tardi-magmática, produto de alteração dos opacos pela

ação de fluidos deutéricos (Galindo *et al.*, 2000, 2012).

Três cristais de titanita tipo-I foram analisados. Os resultados analíticos mostram composições bastante homogêneas para os três cristais. São, no geral, relativamente empobrecidas em alumínio ($Al_2O_3 = 1,59-1,67\%$), porém com valores similares aos encontrados em titanita magmática e bem diferentes daqueles de titanita secundária que geralmente apresenta valores acima de 6,0 % (Tulloch, 1979; Enami *et al.*, 1993). Da mesma forma, os teores de titânio, ferro e cálcio são similares àqueles de titanita magmática ($TiO_2 = 35,71-36,26\%$, $FeO = 1,36-1,40\%$, $CaO = 27,49-27,83\%$), embora o cristal relativamente mais enriquecido em ferro ($FeO = 1,40\%$) já mostra, teores de Cr e Zn mensuráveis ainda que baixos ($Cr_2O_3 = 0,06\%$ e $ZnO = 0,09\%$) (Tab. 5).

Tabela 5. Análises obtidas por microsonda de titanita, magnetita e epidoto, representativas da fácies granito porfírico. <L.D. - valor abaixo do limite de detecção; N.A.- não analisado. Todo Fe = Fe^{3+} ; n: núcleo do cristal analisado; b: borda do cristal analisado.

Minerais	Titanita			Magnetita				Epidoto	
	1	2	3	1	2	3	4		
Cristal	1	2	3	1	2	3	4	1	
Nº Análise	P-151	P-181	P-184	P-168	P-173	P-174	P-182	P-183	P-179
Posição	n	n	n	n	n	b	b	n	n
SiO ₂	30,0144	30,5074	29,5781	0,0190	0,0763	<L.D.	0,0280	0,0891	36,05
TiO ₂	35,7125	36,2350	35,9387	0,0379	0,0832	0,0613	0,0108	0,0215	0,07
Al ₂ O ₃	1,6326	1,6672	1,5955	0,0177	0,0643	0,0355	0,0728	0,0445	22,61
Cr ₂ O ₃	0,0589	<L.D.	<L.D.	0,0471	0,1083	0,0560	0,1104	0,0158	-
V ₂ O ₃	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,1196	0,1590	0,1540	0,2441	0,2054	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	67,8624	67,5676	69,2773	68,9370	68,7772	-
FeO	1,3971	1,3744	1,3611	30,5992	30,6138	31,2496	31,1380	30,9413	13,38
MnO	0,0289	<L.D.	0,0165	0,0349	0,0203	0,0795	<L.D.	0,0786	0,18
MgO	0,0202	0,0296	0,0052	<L.D.	0,0061	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.
CaO	27,4875	27,8303	27,7675	<L.D.	0,0007	<L.D.	<L.D.	<L.D.	22,96
ZnO	0,0883	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,0844	0,0032	<L.D.	<L.D.	-
Na ₂ O	<L.D.	0,0038	<L.D.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	<L.D.
K ₂ O	<L.D.	0,0127	<L.D.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	0,01
H ₂ O	<L.D.	1,7928	1,7623	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	1,7692
TOTAL	96,4404	99,4532	98,0249	98,7378	98,7840	100,9164	100,5411	100,1734	95,26
Si	1,0178	0,9812	0,9677	0,0059	0,0238	<L.D.	0,0086	0,0274	2,964
Al ^{IV}	-	-	-	-	-	-	-	-	0,036
Soma T	-	-	-	-	-	-	-	-	3,000
Ti	0,9108	0,8765	0,8843	0,0089	0,0195	0,0141	0,0086	0,0050	0,0095
Al ^{VI}	0,0653	0,0632	0,0615	0,0065	0,0236	0,0128	0,0262	0,0161	-
Fe ^{III}	-	-	-	-	-	-	-	-	0,828
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	0,012
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	<L.D.
Soma M	-	-	-	-	-	-	-	-	3,000
Cr	0,0016	<L.D.	<L.D.	0,0116	0,0267	0,0135	0,0267	0,0038	-
V	-	-	-	0,0247	0,0327	0,0310	0,0493	0,0417	-
Fe ⁺³	-	-	-	15,9274	15,8363	15,9014	15,8642	15,8907	-
Fe ⁺²	-	-	-	7,9813	7,9741	7,9714	7,9635	7,9448	-
Fe	0,0396	0,0370	0,0372	-	-	-	-	-	1,897
Mn	0,0008	-	0,0005	0,0092	0,0054	0,0205	-	0,0204	0,026
Mg	0,0010	0,0014	0,0003	-	0,0028	-	-	-	-
Ca	0,9988	0,9591	0,9734	-	0,0002	-	-	-	2,022
Zn	0,0022	-	-	-	0,0194	0,0006	-	-	-
Na	-	0,0002	-	-	-	-	-	-	<L.D.
K	-	0,0005	-	-	-	-	-	-	0,001
OH ⁻	-	0,3840	0,3845	-	-	-	-	-	-
TOTAL	3,0379	3,3031	3,3094	23,9755	23,9645	23,9653	23,9471	23,9499	16,658
Cr/Cr+Al	0,0239	-	-	0,6409	0,5308	0,5133	0,5047	0,1910	-
Fe ⁺² /(Fe ⁺² +Fe ⁺³)	-	-	-	0,3338	0,3349	0,3339	0,3342	0,3333	-
Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ +Fe ⁺²)	-	-	-	0,6662	0,6651	0,6661	0,6658	0,6667	-
Ps=Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	-	-	-	-	-	-	-	-	0,278

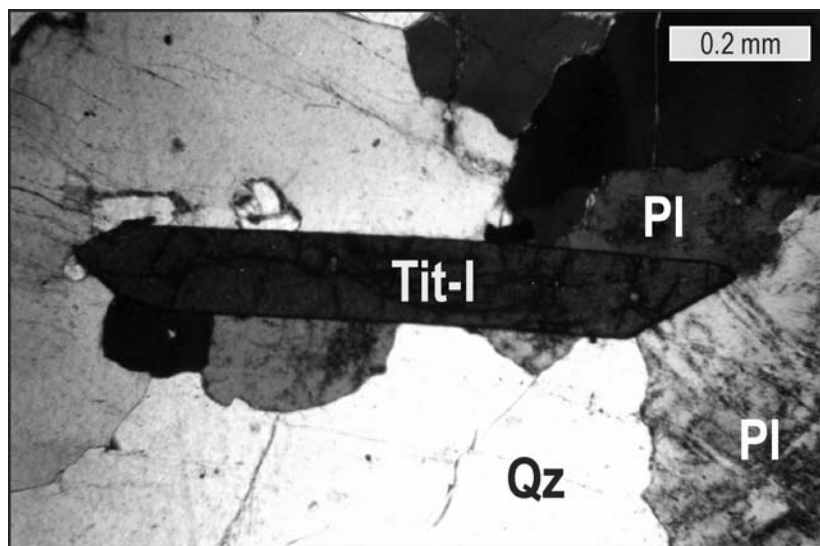


Figura 11. Titanita idiomórfica, magmática (titanita-I). Tit (titanita), Qz (quartzo) e Pl (plagioclásio).

3.5 Epídoto

Os cristais de epídoto são idiomórficos a hipidiomórficos, prismáticos, por vezes em seções hexagonais, com tamanhos no geral $\leq 1,0$ mm, incolores a levemente coloridos em tons de amarelo claro, com cores fortes de birrefringência, sendo comum apresentarem núcleos de allanitas (avermelhadas a alaranjadas). Estes cristais ocorrem preferencialmente inclusos em biotita, e quando no arcabouço geral da rocha mostram contatos irregulares/corroídos com feldspatos e/ou quartzo. Os cristais de epídoto são interpretados como tipicamente magmáticos (Fig. 7B). Ocorrem ainda como pequenos cristais granulares, xenomórficos, associados à desestabilização de plagioclásio (saussuritização).

Foi realizada análise química em um desses cristais magmáticos, incluso em biotita, o qual mostra teores de $\text{FeO} \approx 13,4\%$, $\text{CaO} \approx 22,9\%$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 22,3\%$. O conteúdo de pistacita ≈ 28 ($\text{Ps} = \text{molar} [\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})] \times 100$) e $\text{TiO}_2 < 0,2$ (Tab. 5), é também indicativo que trata-se de um epídoto magmático (Tulloch, 1979; Evans & Vance, 1987).

3.6 Minerais opacos

Ao microscópio, os minerais opacos foram estudados em luz transmitida (seções delgadas) e luz refletida (seções polidas). Os cristais dominantes, interpretados como primários/magmáticos, se apresentam com granulação entre 0,1 a 0,3 mm, geralmente idiomórficos a hipidiomórficos, em seções quadrática e/ou losangular à alongada. Mostram contatos retos com a biotita e quartzo, e comumente estão inclusos em allanita, biotita, quartzo, plagioclásio, microclina e titanita, e podem apresentar inclusões de zircão. Os opacos são essencialmente magnetita, exibindo as faces cristalográficas triangulares [111] com penetração de fluidos nos planos de clivagem da mesma ocasionando transformação para hematita (martitização). São cristais isotrópicos,

cor cinza claro a branco, pleocroísmo ausente, refletância baixa e sem reflexões internas (Figs. 12AB). Cristais são no geral xenomórficos e podem mostrar finas e irregulares bordas/coroas de titanita denotando o processo tardio de esfenitização (Cavalcante *et al.*, 2004). Ocorrem ainda finos cristais secundários desenvolvidos ao longo de planos de clivagens de biotitas cloritizadas e/ou oxidadas (Fig. 7A).

A hematita, que ocorre essencialmente como lamelas submilimétricas que se desenvolvem da borda para o centro dos cristais de magnetita, apresenta em luz refletida cor branca, pleocroísmo ausente e refletância baixa a média. É anisótropa, evidencia reflexões internas com tonalidade indo do branco ao creme claro. Esta associação magnetita-hematita é explicada pelo processo denominado de martitização, processo esse que, segundo Haggerty (1981), ocorre sobre os cristais de magnetita deficientes em titânio segundo a reação: $2 \text{Fe}_3\text{O}_4 + \frac{1}{2} \text{O}_2 \rightarrow 3 \text{Fe}_2\text{O}_3$, e pode resultar ou da alteração hipógena ou supérgena da magnetita.

A martitização da magnetita, ainda que incipiente, foi observada, sendo evidenciada por cristais de magnetita (Mgt) com borda de hematita (Hm). Estes cristais compõem um agregado máfico com cristais de titanita (Tit) e apatita (Ap), onde observa-se ainda o desenvolvimento de zonação na titanita, evidenciado pela variação dos diferentes tons de cinza a cinza azulado, observada em direção às bordas dos cristais (Figs. 12C, 12D).

Foram analisados quimicamente quatro cristais de magnetita (Tab. 5). Os resultados expressam que a magnetita apresenta composição pobre em Ti ($\text{TiO}_2 < 0,1\%$). Os teores de Fe_2O_3 , em todos os cristais, possuem sempre valores duas vezes mais elevados do que os de FeO (média de 68,0 e 31,0 %), com razões $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ evidenciando valor médio de 0,66, e $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ com média de 0,56. Como traços têm-se vanádio ($\text{V}_2\text{O}_5 \leq 0,24\%$), cromo ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 0,11\%$) e manganês ($\text{MnO} \leq 0,08$).

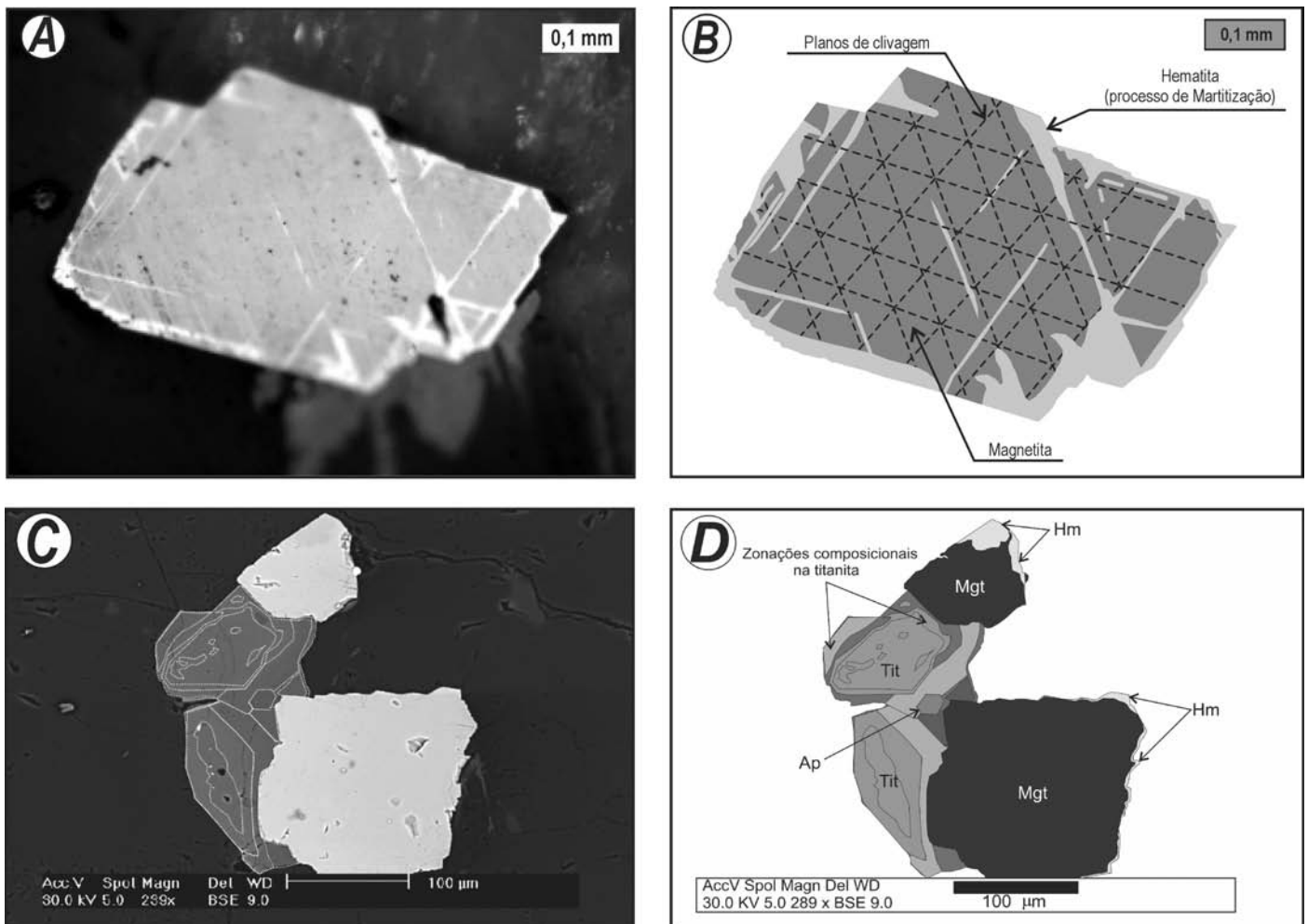


Figura 12. Feições gerais dos minerais opacos. A) fotomicrografia de um cristal de magnetita (Mgt) idiomórfica com lamelas de hematita (Hm); B) croqui esquemático da foto anterior; C) Foto em imagem do MEV com magnetita, hematita, titanita (Tit) (linhas brancas mostrando zonação composicional na titanita) e apatita (Ap); D) croqui esquemático da foto anterior.

4 Discussão

Textura macroscópica de cumulos de K-feldspato, no geral zonados, juntamente com microtexturas de plagioclásio, K-feldspato, allanita e titanita que também mostram zonação (Figs. 3, 5ACD e 12CD), são indicativa de que a evolução do magma dos granitos porfiríticos deu-se principalmente por cristalização fracionada. Por outro lado texturas tipos *mingling* e *mixing* (vide fig. 3B, por exemplo) são sugestivas de mistura de magmas. Observa-se ainda, em seções delgadas, texturas tipo mosaico exibidas por pequenos cristais de plagioclásio (Fig. 5D) ou ainda quartzo, indicando que cristalização em equilíbrio, a temperaturas de eutético do sistema granítico, foi predominantemente estabelecida nos estágios finais de evolução do magma.

A presença de cristais de magnetita euédricos a subédricos associados a titanita losangular como fases precoces indica que o magma progenitor era relativamente oxidado, o que é corroborado pela presença da associação primária magnetita+titanita+quartzo, em equilíbrio. A freqüente presença de cristais de epídoto como coroas e/ou com núcleos de allanita, além de biotita com razões $Fe/(Fe+Mg)$ em torno de 0,6, são indicativos de cristalização com fO_2 intermediária a alta

(Wones & Eugster, 1965; Wones, 1989; Frost, 1991; Anderson & Smith, 1995; Galindo *et al.*, 2012). Reforçando estas condições de mais alta fugacidade de oxigênio nos estágios terminais de cristalização do facie granitos porfiríticos do PGB, têm-se as freqüentes texturas de esfenitização e de martitização das magnetitas primárias (Fig. 12).

A presença de texturas mirmequíticas em abundância reflete um volume de fluidos tardi-magmáticos enriquecido em voláteis, o que é sugestivo de uma fase composta por H_2O (Hibbard, 1979). Os fluidos tardios ricos em CO_2 são evidenciados pela carbonatação e saussuritização dos plagioclásios, e, os compostos por H_2O e O_2 , desencadearam os processos de cloritização e/ou oxidação da biotita respectivamente.

As pressões de cristalização sugeridas para as rochas graníticas porfiríticas foram calculadas baseadas no geobarômetro de Al na hornblenda (Schmidt, 1992). Os valores de Al^T obtidos mostram que as rochas graníticas porfiríticas foram cristalizadas a pressões elevadas que oscilaram entre 5,1 a 6,0 kbar (Fig. 10B). A temperatura de cristalização dessas rochas oscila entre 700,5 e 734,3°C, de acordo com o geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Blundy & Holland (1990). Estas temperaturas se coadunam com aquelas obtidas pelo

geotermômetro de saturação em zircônio (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1987), com teor médio em rocha de 174,8 ppm, sendo calculada pela fórmula $T(^{\circ}\text{C}) = -273 + 12900 / (17,18 - \text{Ln}_{zr})$. Assim a temperatura mínima de liquidus foi estimada em cerca de $\approx 780^{\circ}\text{C}$.

A composição dos cristais de biotita analisados caracteriza para magmas transicionais entre os campos cálcio alcalino-alcalino, sendo compatível com o caráter cálcio alcalino de alto potássio/subalcalino definido para o magma pertencente a facies granito porfirítico do PGB (Galindo et al., 2005).

A dissolução do epidoto é um processo que se dá de forma relativamente rápida (Brandon et al., 1996). Assim, considerando-se a preservação desse mineral nas rochas graníticas cálcio-alcalinas alojadas na crosta superior pode ser admitido uma rápida colocação do magma ao longo de zonas de cisalhamento.

O teor de pistacita ($\text{Ps} = 28$) está de acordo com os valores propostos por Johnston & Wyllie (1988) e por Tulloch (1979) para o epidoto magmático, corroborado pelas suas microtexturas (idiomórficas, com ou sem núcleos de allanita). O transporte do epidoto magmático durante a ascensão de um plúton indica que os mesmos podem ser reabsorvidos. No caso do PGB, frequentemente os epidotos estão blindados (inclusos) na biotita.

A análise realizada no epidoto mostra teores de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , MnO e conteúdo de Ps similares aos encontrados por Tulloch (1979) e Sial et al. (2008) em outros corpos graníticos. Particularmente, o plúton granítico de São Rafael, localizado na Faixa Seridó (RN), estudado por Sial et al. (2008) é similar ao PGB. Adicionalmente o conteúdo de pistacita (Ps_{28}) (correspondente às curvas do tampão HM de Liou, 1973), e os teores de TiO_2 (0,07) corroboram com os teores apresentados por Evans & Vance (1987), com esses autores sugerindo que o epidoto magmático normalmente possui teores de $\text{TiO}_2 < 0,2\%$. Sial et al. (2008) mostraram que a variação do teor de pistacita acompanha os tipos texturais de epidoto: (a) em epidotos inclusos nos feldspatos, o valor fica em torno de Ps_{21} em suas bordas; (b) para epidoto coroando a allanita, Ps_{25-27} , e (c) para epidoto bordejado por biotita Ps_{21-23} . O epidoto analisado no PGB é Ps_{25} do tipo que se encontra incluso na biotita coroando ou não a allanita.

5 Considerações finais

O Plúton Granítico Barcelona-PGB é um corpo batolítico ($\sim 260 \text{ km}^2$ de área aflorante) de idade Ediacarana presumida, constituído por três fácies petrográficas texturais distintas: os granitos porfiríticos, fácies dominante e objeto principal deste trabalho, microgranitos que ocorrem como diques e *sheets* intrusivos nos granitos porfiríticos, e rochas de composição máfica a intermediária (dioríticas a quartzo-dioríticas) que ocorrem essencialmente como enclaves.

O trabalho aqui apresentado indica que o estudo

conjunto de feições macro e micropetrográficas, associados à química mineral, permite estabelecer com propriedade as condições de cristalização de rochas graníticas. Para o caso dos granitos porfiríticos do PGB o conjunto de dados denota que:

i) cristalização fracionada foi o processo dominante durante a evolução do magma do PGB;

ii) as condições de evolução/cristalização do magma deram-se sob $f\text{O}_2$ moderada a elevada, acima do tampão FMQ;

iii) houve, relativamente, intensa atuação de fluidos tardios ricos em H_2O e CO_2 , principalmente, propiciando a alteração/transformação tardia de fases minerais como biotita e feldspatos, além da geração de mirmequitas;

iv) as condições termobarométricas inerentes a cristalização do PGB foram, de 5,0-6,0 kbar (geobarômetro de Schmidt, 1992), finalizando com pressão entre 3 e 5 kbar no sistema *subsolvus* granito, e temperaturas da ordem de 700°C (geotermômetro de Blundy & Holland, 1990), terminando com temperaturas da ordem de 500°C no eutético ternário granítico.

Agradecimentos- Este trabalho é baseado, em parte, na dissertação de mestrado desenvolvida pelo autor sênior no Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Os autores agradecem a Zorano S. de Souza pelo auxílio quando das análises em microsonda eletrônica no Laboratório da Universidade de Queensland na Austrália; a Jaziel M. Sá, Frederico C.J. Vilalva (DEGEO-UFRN), e Vladimir C. de Medeiros (CPRM) pelas sugestões na primeira versão desse trabalho. O autor sênior agradece ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), particularmente a Adeilson Alves Wanderley (GEREMI-SUREG/RE) e Maria da Guia Lima (NANA) por todo apoio prestado durante o desenvolvimento do seu mestrado.

Referências

- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.
- Almeida, F.F.M., Leonardos Jr., O.H. & Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. IUGS/UNESCO SYMPOSIUM, Recife. *Special Publication*, Recife, 41 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-29.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87:125-138.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Angelim, L.A.A., Nesi, J.R., Torres, H.H.R., Medeiros, V.C., Santos, C.A., Veiga Júnior, J.P. & Mendes, V.A. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM. 119p.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.

- Brandon, A.D., Creaser, R.A. & Chacko, T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271: 1845-1848.
- Brito Neves, B.B. 1983. *O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil escala 1/100.000*. São Paulo, 177p. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus W.R. & Santos, E.J. 2001. O Sistema Pajeú- Paraíba e o Maciço São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 173-184.
- Cavalcante, R. 2003. *Magmatismo granítico no Maciço São José do Campestre (porção leste da Faixa Seridó): geologia e petrografia do Plúton Barcelona*. Natal, 72p. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Cavalcante, R., Galindo, A. C., Lima, R.F.S. & Alves da Silva, F.C. 2004. Petrografia de minerais opacos no plúton granítico Barcelona, NW do Maciço São José do Campestre, leste da Faixa Seridó: implicações petrogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17, 2004, Araxá. *Anais...*, Minas Gerais
- Dantas, E. L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Rio Claro, 206p. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade do Estado de São Paulo.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., BritoNeves, B.B., Cordani, U.G., Nutman, A.P. & Williams, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130: 113-137.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, Longman Group Limited, 696p.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. & Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5: 219-231.
- Evans, B.W. & Vance, J.A. 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder Country, Colorado. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96: 178-185.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. & Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 439-455.
- Frost, R.B. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.H. (Ed.). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 25, p. 1-10.
- Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73: 201-215.
- Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Montel J.M., Antunes A.F. & Nascimento, M.A.L. 2000. Titanitas de granitóides "tipo Itaporanga" na Faixa Seridó: implicações geodinâmicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 18, Recife, Resumo..., p. 16.
- Galindo, A.C., Alves da Silva, F.C., Plácido Jr., J.S., Cavalcante, R. & Jardim de Sá, E.F. 2005. Diques Micrograníticos da Região de Angicos (RN): Aspectos Geológicos, Petrográficos e Litogeoquímicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21, Atas, Recife, Resumo..., p. 147-149.
- Galindo, A.C., Silva, F.C.A. & Souza, Z.S. 2012. Química Mineral de leucomicrogranitos Neoproterozoicos do Domínio Rio Grande do Norte. *Geochimica Brasiliensis*, 26: 19-28.
- Haggerty, S.E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble III, D. (Ed.) *Oxide Minerals*. 2^a ed., Washington, Mineralogical Society of America, p. 101-300 (Short course notes).
- Hibbard, M.J. 1979. Myrmekite as a marker between pre-aqueous and post-aqueous phase saturation in granitic system. *Geological Society of America Bulletin*, 90: 1047-1062.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Brasília, 803p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade de Brasília.
- Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M. & McReath, I. 1981. Estratigrafia das rochas granitóides da região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 50-57.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D. & Oliveira, D.C. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Brasília: MME-DNPM/Governo do Estado do Rio Grande do Norte, 1998 (Mapa geológico).
- Johnston, A.D. & Wyllie, P.J. 1988. Constraints on the origin of Archean trochjemitites based on phase relationships of Nùk gneiss with H₂O at 15kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 35-46.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S, Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H, Schumacher, J., Smith, J.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- Liou, J.G. 1973. Synthesis and Stability Relations of Epidote, Ca₂Al₂FeSi₃O₁₂(OH). *Journal of Petrology*, 14: 381-413.
- Medeiros, V.C. 2004. *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Natal, 200p. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Nachit, H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Brest, França, 181p. Tese de Doutorado. Université de Bretagne Occidentale.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. & Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Centre Recherche Académie des Sciences de Paris*, 301: 813-818.
- Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F. & Souza, Z.S. 2000. Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 161-164.
- Nascimento, M.A.L., Medeiros, V.C. & Galindo, A.C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos*

- Geológicos*, 18(1): 4-29.
- Neves, S.P. & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21: 1369-1383.
- Phillips, E.R. 1974. Myrmekite - one hundred years later. *Lithos*, 7: 181-194.
- Phillips, E.R. 1980. On polygenetic myrmekite. *Geological Magazine*, 177: 29-36.
- Santos, E.J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. (ed.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Aracaju NE, Folha SC.24-X*. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. 2, CD-ROM.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Schumacher, J.C. 1997. Appendix 2, the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G. & Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from north-eastern Brazil. *Lithos*, 105:225-238.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S.W. (ed.). *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13: 299-356.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Tulloch, A.J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69: 105-117.
- Watson, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoids geochemistry. In: *Hutton Conference of The Origin of Granites*. University of Edinburgh, p. 209-211.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295-304.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744-749.
- Wones, D.R. & Eugster, H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.

Manuscrito 545.

Editores: Lauro S. Nardi & Maria do Carmo Lima e Cunha.

CAPÍTULO

6

Litogeoquímica & Petrogênese

6.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta os elementos analíticos e as respectivas interpretações a respeito dos dados da litogeoquímica das fácies Granito Porfirítico e Microgranítica pertencentes ao Plutão Granítico Barcelona.

As análises são apoiadas, principalmente, na geoquímica dos elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras. O tratamento dos dados, assim como a confecção dos diagramas geoquímicos, foram realizados utilizando-se os *softwares* Excel[®], GCDkit[®], Statistic[®] (versão 7.0) e Triplot[®] (versão 4.1.2).

O estudo aqui relacionado versará sobre a análise química das fácies graníticas do PGB, situando o mesmo sob o contexto das séries magmáticas, discussão a respeito das feições petrogenéticas, quais e de que forma atuaram os mecanismos (qualitativamente) na gênese e evolução das fácies acima mencionadas. Além disso, estes dados nos permitiram fazer inferências sobre fontes, processos evolutivos e ambiência tectônica das fácies analisadas.

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da *Lakefield Geosol*, com um total de 24 amostras (18 referente à fácies Granito Porfirítico e 6 ao Microgranito). Os elementos maiores foram analisados por Fluorescência de raios-X com fusão em metaborato, com os teores dados em (%); os elementos menores e os terras raras foram lidos por espectrometria de plasma induzido (ICP-MS) com digestão em água régia e multiácida, respectivamente, com valores em ppm (tabelas 6.1 e 6.2).

6.2 LITOGEOQUÍMICA

6.2.1 Diagramas Discriminantes de Séries Magmaicas

De acordo com os vários diagramas discriminantes de séries magmáticas utilizadas, foram adotados os que mais adequadamente se aplicaram ao estudo das fácies do PGB.

O diagrama *Total Álcalis-Sílica* (TAS) é formado pelos eixos $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , com isso, o mesmo indica que as amostras ocupam o campo transalcalino, nas proximidades com o campo cálcio-alcálico (Figura 6.1).

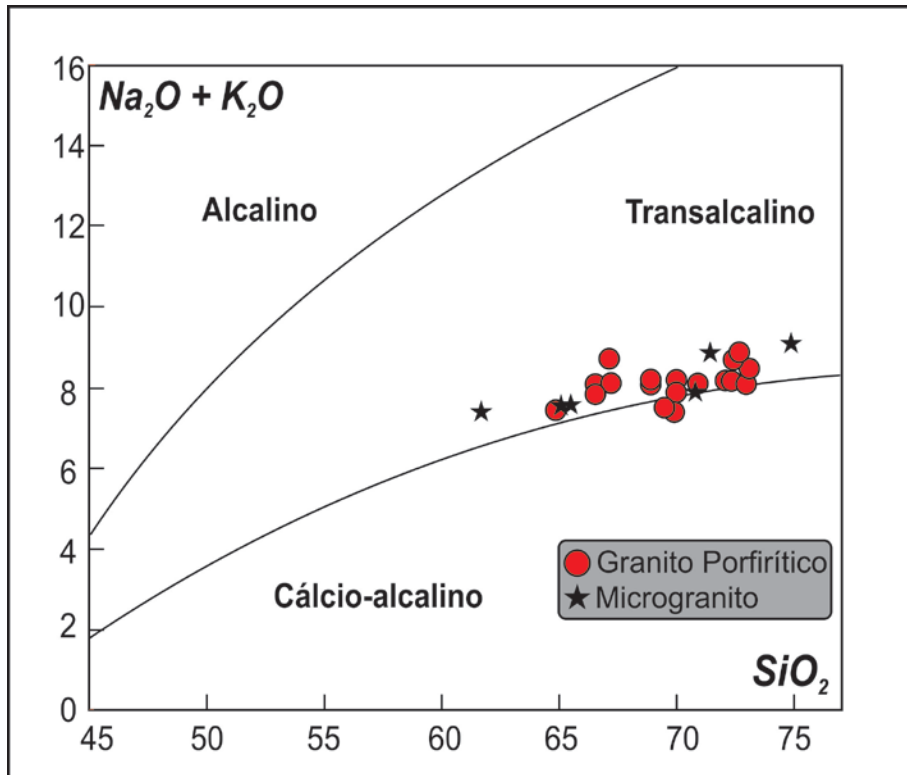


Figura 6.1- Diagrama total álcalis vs. sílica (TAS) ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) com campos de Middlemost (1997).

Wright (1969) propôs o índice de alcalinidade para separar as rochas cálcio-alcálicas, alcalinas e peralcalinas. Com o exposto temos, para as amostras que possuem razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,0$, o uso da expressão $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+2\text{Na}_2\text{O}]/[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}-2\text{Na}_2\text{O}]$ e para as de razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1,0$ a expressão $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]/[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})]$. Com isso o caráter transicional também ficou evidenciado pela disposição apresentado nas amostras no diagrama de Wright (1969) (Figura 6.2), onde as amostras com $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ocupam uma faixa limítrofe entre os campos cálcio-alcálico e alcalino, e aquelas com $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, plotam no campo cálcio-alcálico (Figura 6.3). Dessa forma também nesse diagrama, os granitos porfíricos e os microgranitos tem comportamento de uma série transicional denominada cálcio-alcálica de alto K/transalcalina.

FÁCIES	GRANITO PORFIRÍTICO																		MICROGRANITO					
	RC-1	RC-4	RC-5	RC-7	RC-10	RC-13	RC-16	RC-49	RC-65	RC-89	CEBP-035	CEBP-069	CEBP-077	CEBP-331	CEBP-332	CEBP-333	J-26B	J-46	RC-88	RC-101	J-22	J-24C	J-26A	J-69
SiO ₂ (%)	72,60	70,0	69,0	66,7	69,60	70,10	70,10	72,80	69,00	73,10	67,37	67,22	72,19	71,08	73,23	64,96	72,50	66,62	70,90	61,80	75,02	65,17	65,60	71,52
Al ₂ O ₃	14,40	15,5	15,8	16,0	14,80	14,60	15,00	14,70	15,80	13,80	15,16	16,26	11,54	14,01	14,20	15,98	14,49	15,91	14,70	16,70	12,93	17,07	18,98	13,51
Fe ₂ O ₃	2,10	3,10	3,10	3,60	3,30	2,80	3,00	1,40	3,30	1,90	3,23	4,72	5,05	2,57	2,11	4,17	2,57	3,95	2,80	5,60	1,89	3,80	2,26	2,43
MnO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,08	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,02	0,04	0,03	0,04
MgO	0,57	0,91	0,92	1,40	0,88	0,75	0,83	0,27	0,84	0,39	1,19	1,07	0,18	0,67	0,50	1,42	1,33	1,31	0,75	2,10	0,17	1,36	1,02	0,40
CaO	1,40	2,80	2,60	3,30	2,50	2,00	2,50	0,86	2,60	1,60	2,66	2,98	1,47	2,20	1,89	3,73	2,96	3,56	2,10	4,40	0,76	4,35	5,47	1,31
Na ₂ O	3,40	3,80	3,70	4,20	3,60	3,30	3,80	3,60	3,80	3,30	3,31	4,35	2,62	3,66	3,71	4,18	3,56	4,13	3,40	4,10	2,91	4,90	5,50	3,23
K ₂ O	5,30	3,60	4,50	3,90	3,90	4,90	4,10	5,30	4,30	4,80	4,83	4,38	5,56	4,45	4,78	3,25	4,62	3,72	4,50	3,30	6,20	2,65	2,08	5,65
TiO ₂	0,19	0,43	0,46	0,62	0,47	0,35	0,41	0,16	0,49	0,23	0,52	1,01	0,43	0,38	0,27	0,70	0,47	0,69	0,38	0,97	0,15	0,68	0,47	0,21
P ₂ O ₅	0,07	0,16	0,14	0,21	0,14	0,12	0,12	0,06	0,18	0,06	0,13	0,36	0,07	0,10	0,07	0,21	0,14	0,21	0,13	0,35	0,04	0,23	0,22	0,06
P.F.	0,80	0,56	0,58	0,75	0,65	0,58	0,84	0,70	0,55	0,35	0,47	0,68	nd	0,10	0,08	0,30	0,31	0,28	0,64	0,93	0,06	0,43	0,46	0,54
Total	100,8	100,9	100,8	100,7	99,88	99,53	100,7	99,87	100,9	99,55	98,92	103,06	99,07	99,25	100,87	98,96	103,00	100,42	100,34	100,31	100,14	100,68	102,10	98,90
Na ₂ O+K ₂ O	8,70	7,40	8,20	8,10	7,50	8,20	7,90	8,90	8,10	8,10	8,14	8,73	8,18	8,11	8,49	7,43	8,18	7,85	7,90	7,40	9,11	7,55	7,58	8,88
Na ₂ O/K ₂ O	0,64	1,06	0,82	1,08	0,92	0,67	0,93	0,68	0,88	0,69	0,69	0,99	0,47	0,82	0,78	1,29	0,77	1,11	0,76	1,24	0,47	1,85	2,64	0,57
A/CNK	1,04	1,02	1,00	0,93	1,00	1,02	0,98	1,11	1,01	1,02	0,97	0,94	0,89	0,94	0,97	0,93	0,89	0,92	1,03	0,91	1,00	0,91	0,89	0,98
A/NK	1,20	1,13	1,55	1,48	1,05	1,40	1,45	1,60	1,35	1,25	1,24	1,34	1,58	1,47	1,50	1,38	1,48	1,34	1,10	1,23	1,72	1,70	1,66	1,45
Rb (ppm)	270,0	93,0	138,0	75,00	110,0	122,0	72,00	78,00	118,0	122,00	124,10	104,80	115,30	125,10	113,80	81,00	117,90	84,70	83,00	50,00	191,60	68,80	48,40	233,60
Ba	524,0	668,0	712,0	874,0	----	688,0	699,0	590,0	926,0	----	1512,00	2355,00	1506,00	793,00	838,00	1100,00	1362,00	1481,00	819,00	1162,00	426,00	1018,00	1189,00	925,00
Sr	168,0	334,0	280,0	367,0	----	220,0	290,0	214,0	330,0	----	455,60	896,80	77,40	300,00	347,80	498,60	413,80	511,20	267,00	586,00	114,90	597,20	847,90	230,30
Zr	155,0	66,0	81,0	22,00	----	62,00	65,00	56,00	91,00	----	230,30	532,40	729,10	201,80	124,00	275,00	171,90	248,50	75,00	44,00	171,50	317,00	204,60	217,20
Ga	25,0	28,00	27,00	26,00	27,00	23,00	26,00	31,00	29,00	23,00	20,10	21,70	21,30	19,90	20,70	23,40	18,80	22,50	21,00	25,00	18,50	23,40	23,40	19,90
V	24,00	33,00	33,00	45,00	----	30,00	33,00	19,00	30,00	----	49,00	37,00	26,00	26,00	12,00	56,00	33,00	46,00	32,00	59,00	10,00	40,00	19,00	19,00
Nb	22,00	20,00	25,00	26,00	23,00	17,00	15,00	17,00	20,00	12,00	13,02	31,43	33,18	16,01	8,40	15,77	11,49	12,45	15,00	18,00	22,58	13,35	7,94	16,73
Y	15,00	9,10	9,70	14,00	0,00	8,20	9,10	7,10	9,10	----	13,64	12,87	78,84	12,59	5,81	12,60	12,67	10,88	12,00	11,00	39,36	9,88	6,39	26,39
Corindon	0,69	0,64	0,45	----	0,45	0,52	0,05	1,62	0,60	0,42	----	----	----	----	----	----	----	----	0,73	----	0,15	----	----	----
Diopsídio	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	0,97	0,22	----	----	1,73	----	----	----	----	0,74	2,42	----

Tabela 6.1- Análises químicas dos elementos maiores, menores, traços e alguns parâmetros químicos pertencentes às fácies Granito Porfírico e Microgranito do Plutão Granítico Barcelona.

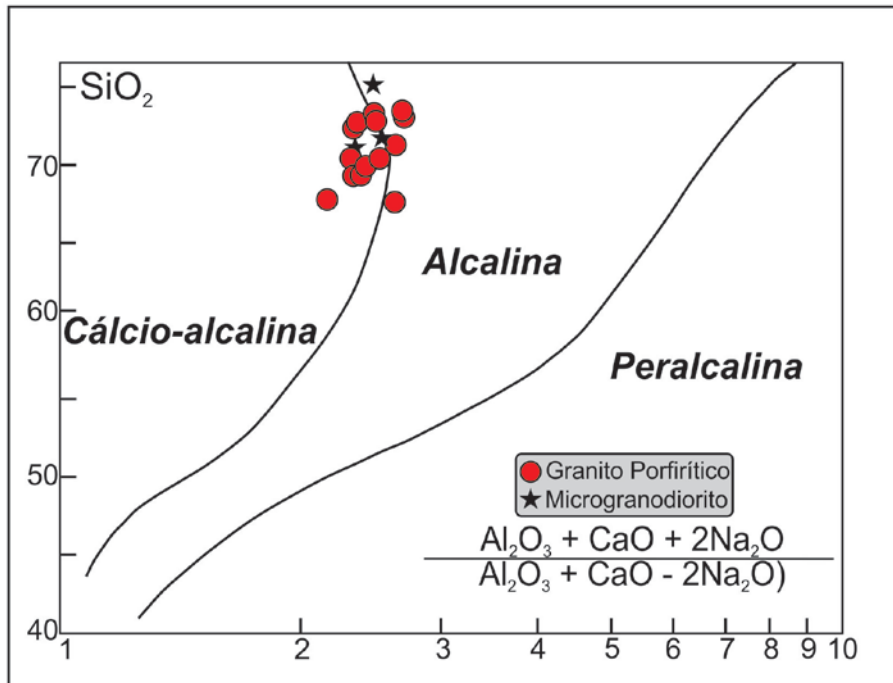


Figura 6.2- Diagrama de Wright (1969) aplicado às rochas com razão $K_2O/Na_2O > 1$.

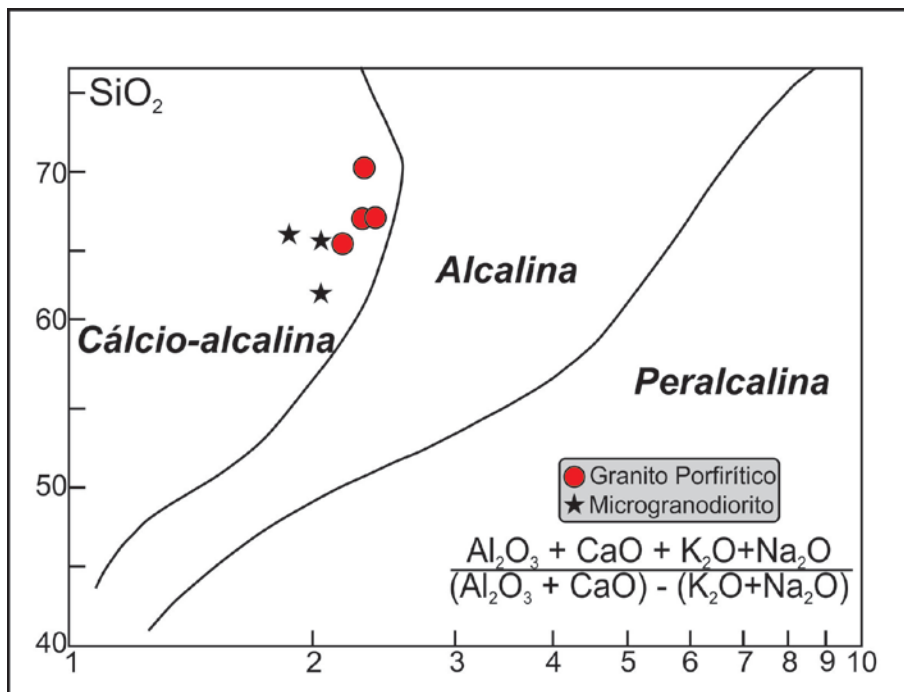


Figura 6.3- Diagrama de Wright (1969) aplicado às rochas com razão $K_2O/Na_2O < 1$.

O diagrama de Rogers & Greenberg (1981) o qual relaciona SiO_2 Vs. $\log_{10}(K_2O+MgO)$, foi utilizado para separar as rochas graníticas do plutão Barcelona nas séries alcalinas da cálcio-alcálicas (figura 6.4),

temos as amostras plotadas configurando uma assinatura novamente entre os campos cálcio-alcálico a alcalino.

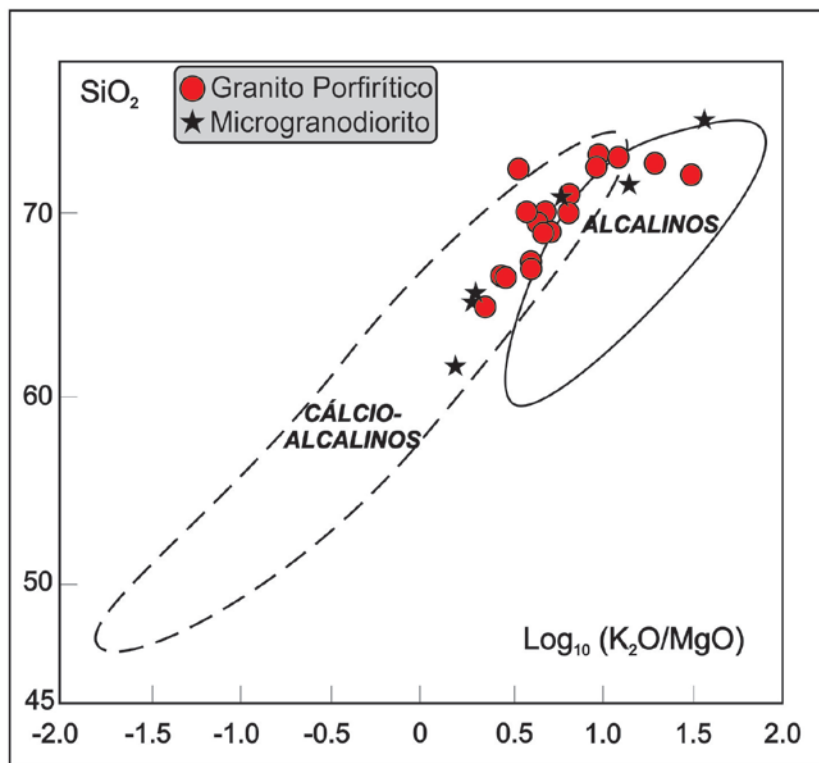


Figura 6.4- Diagrama de Rogers & Greenberg (1981) aplicado às rochas alcalinas.

Nos diagramas de Frost *et al.* (2001), figuras 6.5 e 6.6, temos as amostras de ambas as fácies definindo uma tendência que flutua entre os campos cálcio-alcálico e álcali-cálcico na primeira figura, e com assinatura de granitos predominantemente com caráter magnésiano na segunda figura.

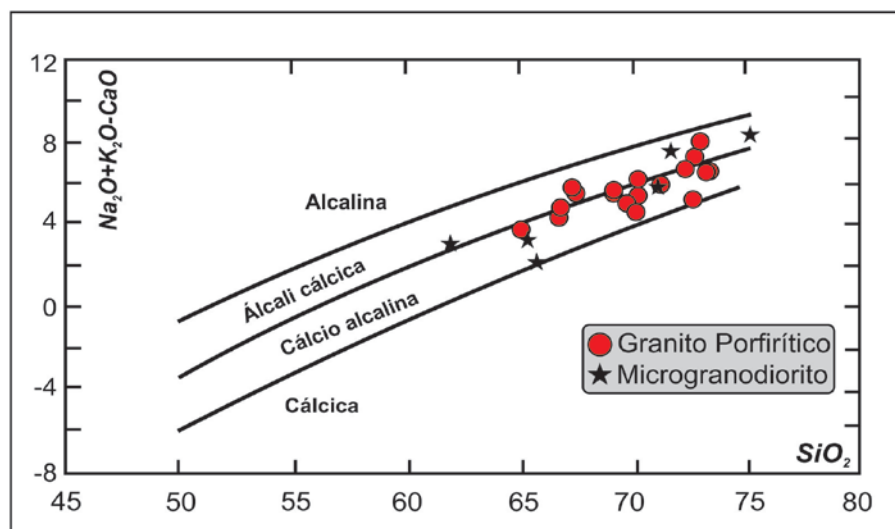


Figura 6.5- Diagrama representando o índice de álcalis vs. sílica (Frost *et al.*, 2001).

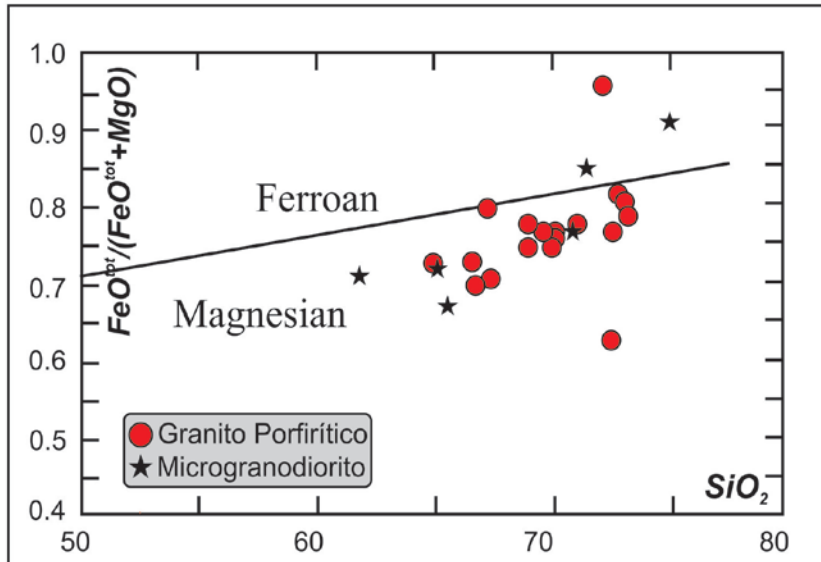


Figura 6.6- Diagrama relacionando SiO_2 vs. $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ (Frost *et al.*, 2001).

No diagrama de Lameyre (1987) *TAS-Total álcalis-Sílica* com a divisória de Myashiro (1978), as amostras plotam entre os campos alcalino e subalcalino, mais de acordo com o *trend* granodiorítico (Figura 6.7). No diagrama catiônico R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) as amostras plotam na transição entre as linhagens de diferenciação subalcalina a cálcio-alcalina (Figura 6.8).

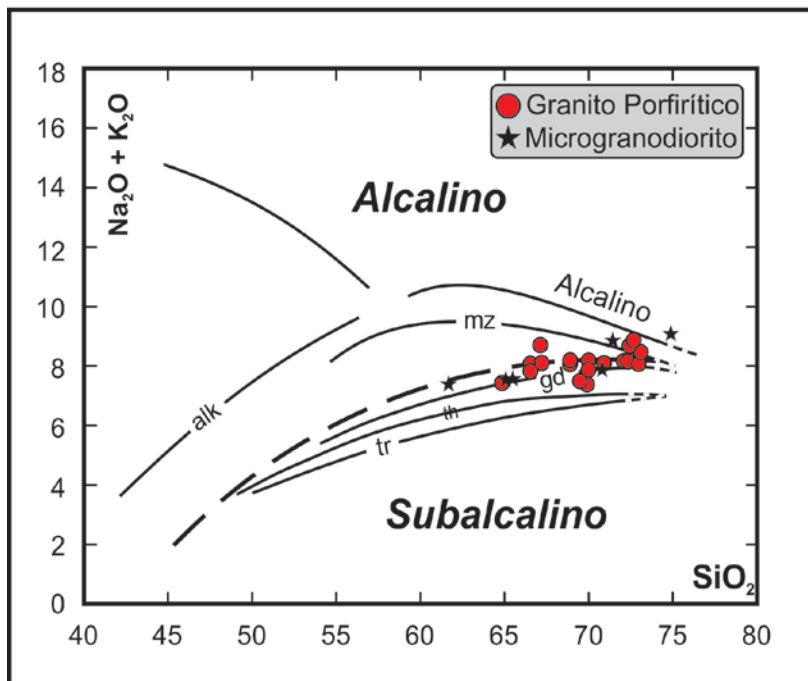


Figura 6.7- Diagrama Total Álcali-Sílica – TAS com os campos de tendência da série granitoides (Lameyre, 1987) e a subdivisão dos campos subalcalino/alcalino (linha tracejada) de Myashiro (1978).

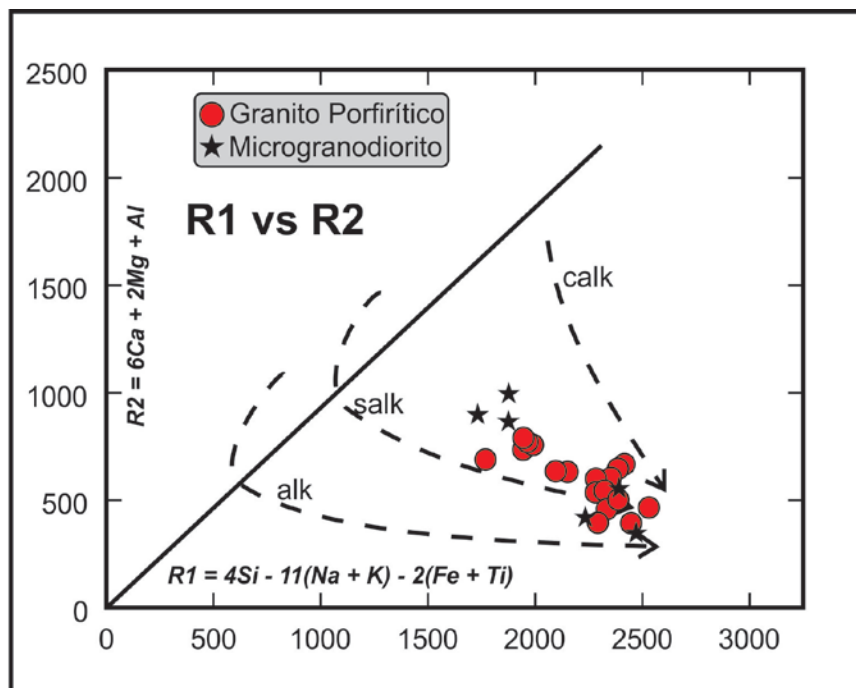


Figura 6.8- Diagrama catiônico R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980).

6.2.2 Índice de Saturação em Alumínio

O índice de saturação de alumínio, denominado índice de Shand, é usado para a classificação das rochas em metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas, levando-se em conta as razões molares $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs. $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$.

Este índice quando plotados no diagrama com campos de Maniar & Piccoli (1989), mostram que, tanto os granitos porfíricos quanto os microgranitos ocupam o campo das rochas meta a peraluminosas (Figura 6.9). Este comportamento peraluminoso pode não estar associado aos excessos de Al_2O_3 , e sim, aos baixos valores de CaO em parte das amostras desse granito.

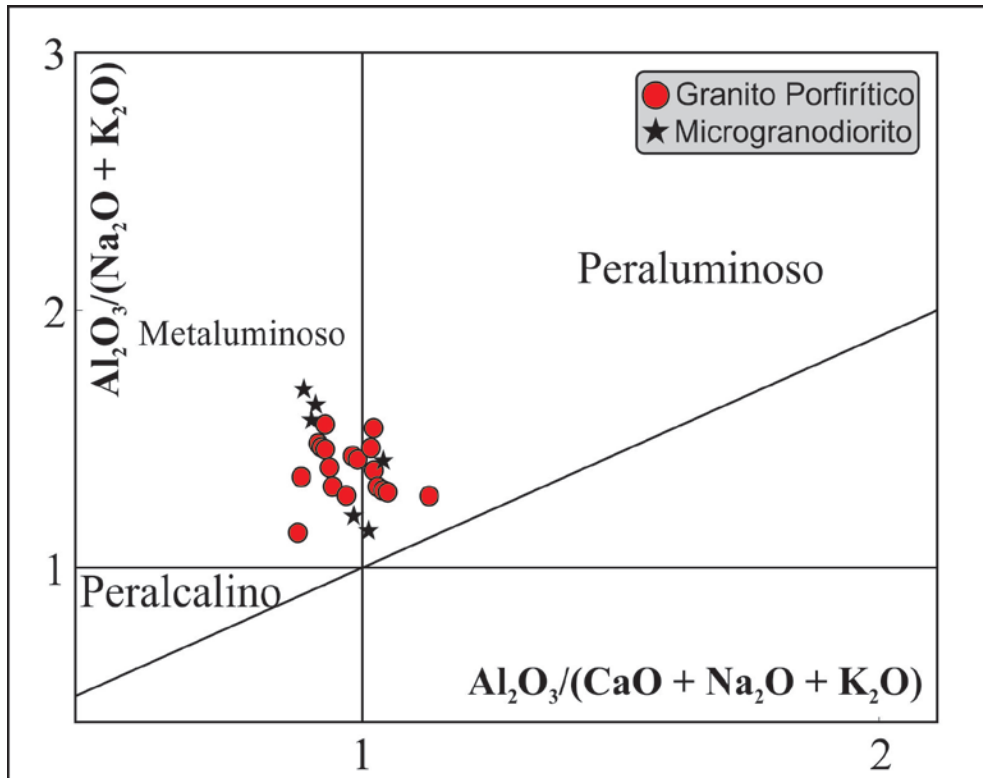


Figura 6.9- Diagrama representando o Índice de Shand modificado por (Maniar & Piccoli, 1989).

6.2.3 Diagramas de Variação

Os diagramas de variação propostos por Harker no início do século 20 (Harker, 1909) são usados levando-se em conta a variação de um elemento em relação a outro elemento ou parâmetro qualquer, em uma suíte magmática (Sial & McReath, 1984). No trabalho de Harker (1909) a proposição é a de que haja uma comparação usando um diagrama binário simples entre o teor da SiO_2 com um elemento qualquer, e parte-se do pressuposto que seja ressaltado em um gráfico as diferenças químicas.

De modo geral, a fácies microgranítica é mais enriquecida em Na_2O , CaO e Al_2O_3 , enquanto que a fácies porfírica é mais rica em K_2O . Os diagramas de Harker em relação aos seus elementos maiores (Figura 6.10), exibem *trends* negativos para Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 e P_2O_5 ; e positivos com K_2O .

A correlação negativa entre Al_2O_3 e CaO nas duas fácies sugerem fracionamento de feldspatos, marcado pelo plagioclásio e anfibólios durante o processo evolutivo dessas rochas, com *trend* mais evidente na fácies porfírica.

Da mesma forma, a correlação negativa entre MgO, TiO₂, P₂O₅ e Fe₂O₃ indica que houve fracionamento dos máficos (biotita, anfibólio, titanita, magnetita, allanita e apatita) na evolução dessas rochas, com *trend* bem marcado nos três primeiros óxidos, e, para o ferro, mais moderado. A correlação positiva para o K₂O sugere o não fracionamento do K-feldspato, com *trend* melhor evidenciado na fácies porfirítica.

Em relação à média dos elementos traços entre as fácies microgranítica e o granito porfirítico, os primeiros possuem valores maiores para Sr (três amostras); a fácies granito porfirítico apresentam maiores valores em Ga, Nb e Rb; enquanto isso os elementos V, Ba e Zr possuem valores similares entre essas fácies. Configuram *trends* negativos para Ba, Sr, Zr, Ga e V sugerindo compatibilidade dos mesmos e fracionamento dos máficos principais (biotita, anfibólio, titanita); enquanto que o Rb possui correlação positiva, sendo relacionado aos feldspatos, notadamente os K-feldspatos. Os elementos Nb e Y mostram *trends* negativos para a fácies porfirítica, e positivos para a fácies microgranito, com pequena dispersão dos dados, denotado provavelmente pelo fracionamento mais tardio do K-feldspato (Figura 6.11).

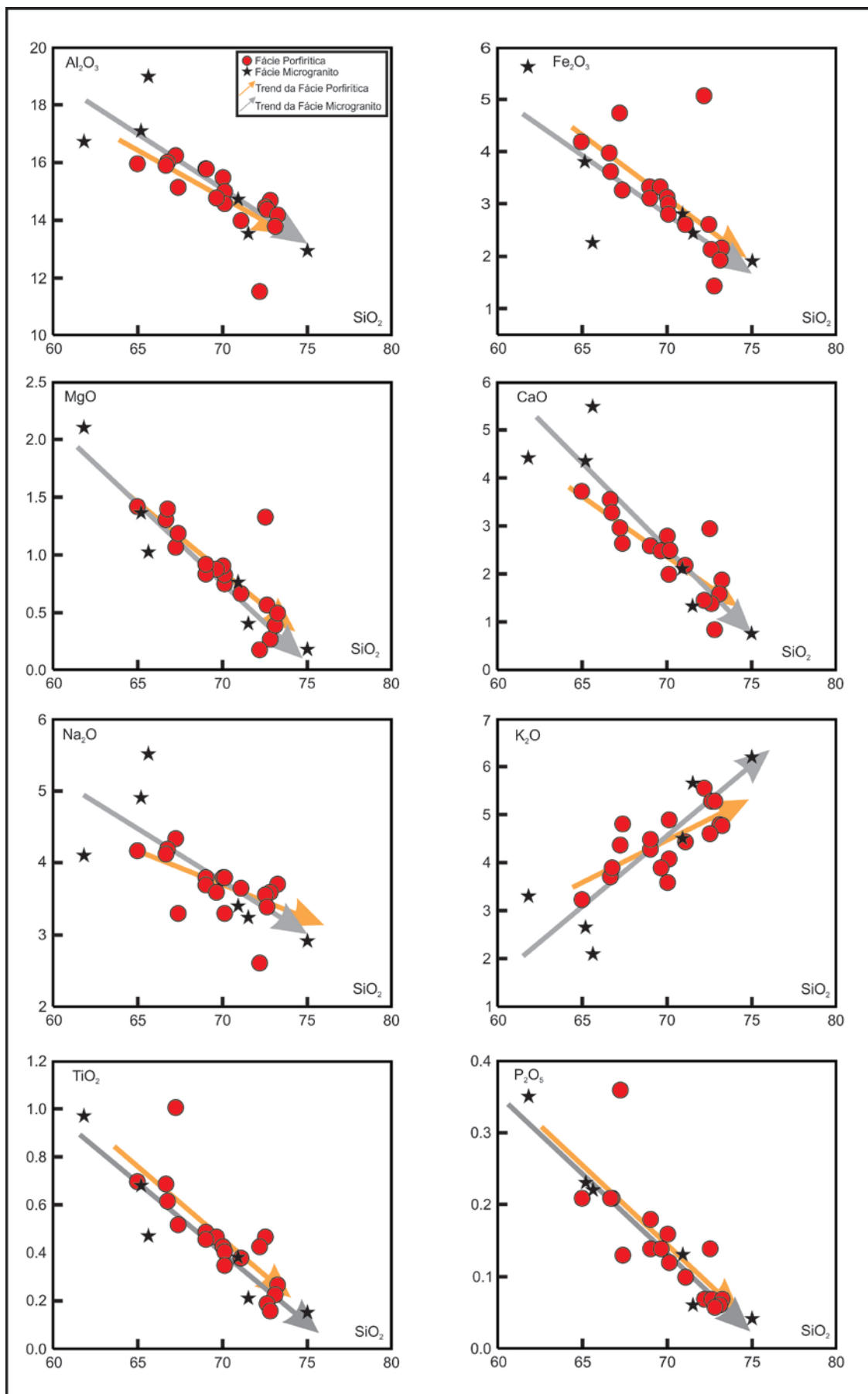


Figura 6.10- Diagramas de variação de Harker para os elementos maiores.

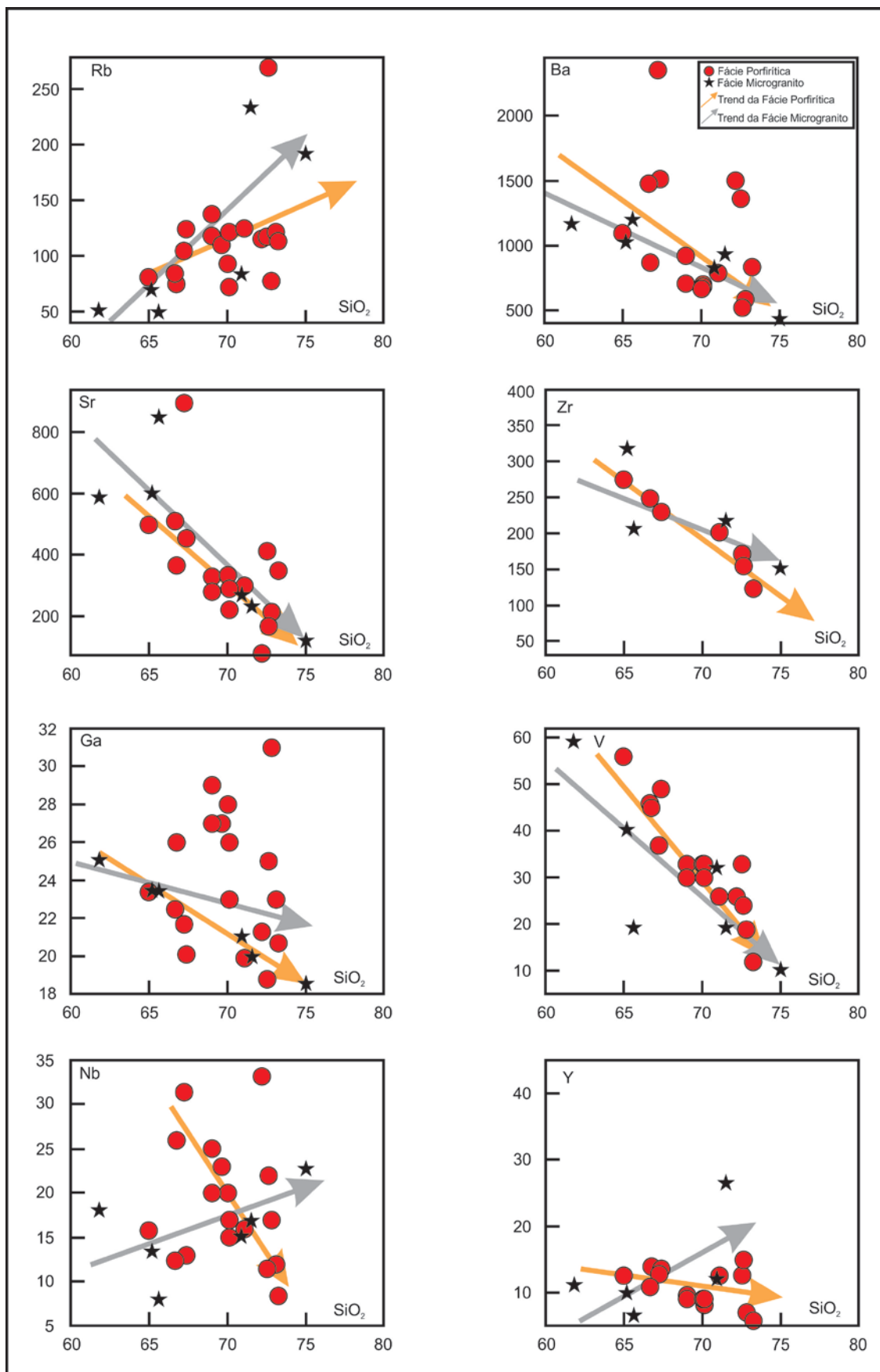


Figura 6.11- Diagramas de variação de Harker para os elementos traços.

Tabela 6.2- Análises químicas dos elementos terras raras (ETR) das fácies Granito Porfírico e Microgranito do Plutão Granítico Barcelona.

FÁCIES	GRANITO PORFÍRICO																			MICROGRANITO					
	RC-1	RC-4	RC-5	RC-7	RC-10	RC-13	RC-16	RC-49	RC-65	RC-89	CEBP-035	CEBP-069	CEBP-077	CEBP-331	CEBP-332	CEBP-333	J-26B	J-46	RC-88	RC-101	J-22	J-24C	J-26A	J-69	
SiO ₂ (% peso)	72,60	70,00	69,00	66,70	69,60	70,10	70,10	72,80	69,00	73,10	67,37	67,22	72,19	71,08	73,23	64,96	72,50	66,62	70,90	61,80	75,02	65,17	65,60	71,52	
La (ppm)	42,84	43,74	35,18	31,73	55,01	34,80	28,95	13,22	59,74	20,37	68,90	130,70	84,20	50,10	35,80	68,10	49,10	53,60	36,54	63,07	84,80	68,30	40,10	87,40	
Ce	77,27	77,19	70,18	62,30	84,15	53,05	49,39	23,10	108,50	41,37	99,30	196,80	146,60	81,00	49,70	102,60	73,10	82,00	61,05	131,13	126,70	108,80	64,50	142,00	
Nd	24,90	31,02	15,65	22,75	38,12	12,37	16,06	10,84	38,21	9,93	32,80	70,80	68,10	30,60	18,10	39,30	26,00	31,10	30,93	30,38	69,90	37,70	24,90	48,00	
Sm	3,06	3,39	1,31	2,09	3,04	1,12	1,59	0,58	3,99	0,97	4,60	9,00	14,00	5,50	2,50	5,50	4,00	5,50	2,50	4,73	13,90	5,90	3,60	8,00	
Eu	0,37	0,80	0,10	0,67	0,61	0,10	0,43	0,19	0,88	0,31	0,61	1,83	2,37	0,84	0,43	0,99	0,66	0,94	0,50	0,81	0,90	1,05	0,79	0,78	
Gd	2,37	2,37	1,15	1,68	1,88	1,01	1,01	0,44	2,37	0,60	3,90	6,25	15,32	4,68	1,52	3,62	3,56	3,75	1,62	1,31	12,21	3,88	3,00	6,37	
Dy	1,18	1,14	1,12	0,93	0,59	1,37	0,40	0,21	1,19	0,38	2,71	2,81	14,01	2,54	0,85	2,63	2,42	2,31	0,64	0,54	8,82	2,01	1,08	4,96	
Ho	0,21	0,20	0,24	0,14	0,08	0,27	0,08	0,04	0,19	0,06	0,52	0,46	2,70	0,37	0,10	0,31	0,43	0,35	0,12	0,09	1,44	0,31	0,23	0,86	
Er	0,64	0,44	0,74	0,54	0,19	0,70	0,20	0,11	0,30	0,15	1,48	0,74	8,54	1,08	0,57	1,13	1,16	0,96	0,32	0,24	3,90	0,82	0,60	2,73	
Yb	0,73	0,27	0,53	0,49	0,23	0,48	0,15	0,09	0,25	0,15	1,30	0,80	7,70	0,90	0,40	0,80	1,00	0,60	0,22	0,29	3,80	0,50	0,40	2,70	
Lu	0,16	0,02	0,11	0,12	0,05	0,10	0,05	0,02	0,06	0,08	0,15	0,06	1,10	0,13	0,00	0,12	0,14	0,08	0,04	0,09	0,53	0,00	0,00	0,31	
ΣETR	153,73	160,57	126,31	123,43	183,95	105,37	98,31	48,83	215,69	74,36	216,27	420,25	364,64	177,74	109,97	225,10	161,57	181,19	134,49	232,67	326,90	229,27	139,20	304,11	
Eu/Eu*	0,41	0,82	0,25	1,06	0,73	0,28	0,97	1,09	0,81	1,16	0,43	0,71	0,49	0,49	0,63	0,64	0,52	0,60	0,72	0,75	0,21	0,63	0,72	0,32	
(La/Yb) _N	39,88	110,58	44,72	44,16	162,85	48,73	132,03	100,26	160,65	91,03	35,77	110,27	7,38	37,57	60,41	57,46	33,14	60,30	114,72	148,85	15,06	92,20	67,67	21,85	
(La/Sm) _N	8,81	8,12	16,87	9,57	11,38	19,53	11,43	14,45	9,43	13,16	9,43	9,14	3,79	5,74	9,02	7,80	7,73	6,14	9,19	8,39	3,84	7,29	7,01	6,88	
(Gd/Yb) _N	2,64	7,16	1,75	2,80	6,67	1,70	5,50	3,96	7,62	3,22	2,42	6,31	1,61	4,20	3,07	3,66	2,88	5,05	6,09	3,70	2,60	6,27	6,06	1,91	

$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$$

6.2.4 Elementos Traços e Terras Raras em Diagramas Multielementos

Nas tabelas 6.1 e 6.2 temos os resultados de alguns elementos traços (Ba, Rb, Th, K, Nb, Ta, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb) e terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) que, no geral, mostram certa similaridade nos seus teores para as fácies microgranítica e os granitos porfiríticos.

Os diagramas multielementos construídos para as duas fácies utilizando-se o normalizador de Thompson 1982, mostram padrões muito similares (Figuras 6.12 e 6.13).

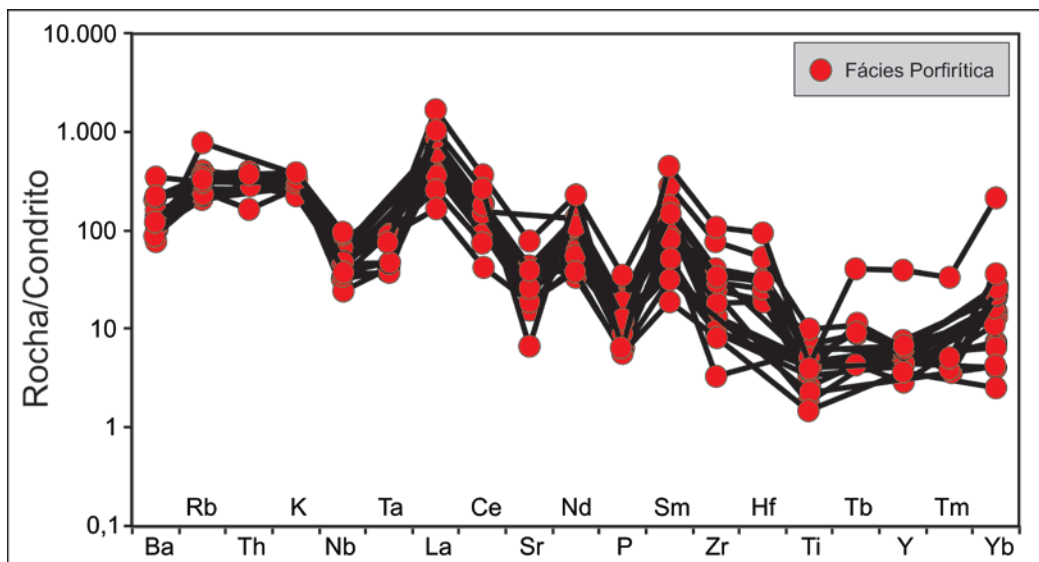


Figura 6.12- Diagramas multielementos da fácies Granito Porfirítico. Para a normalização foram usados valores de Thompson (1982).

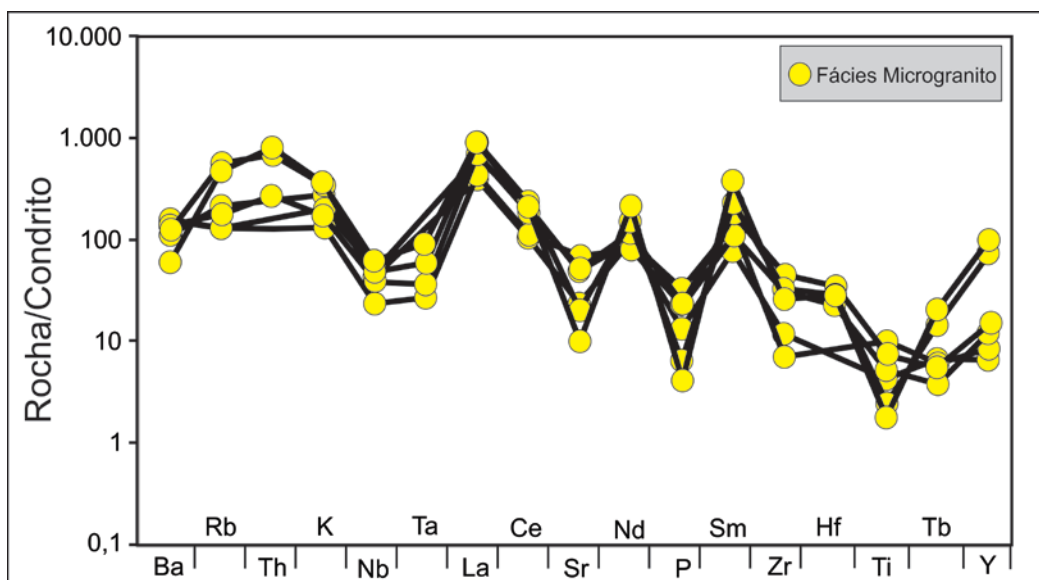


Figura 6.13- Diagramas multielementos de traços da fácies Microgranítica. Para a normalização foram usados valores de Thompson (1982).

Observa-se um enriquecimento em relação ao normalizador e uma curva de decréscimo suave do Rb ao Y. São verificadas anomalias negativas para Sr, P e Ti, compatíveis com fracionamento de plagioclásio e das fases máficas desses granitos (hornblenda, titanita e apatita por ex.), enquanto que K, La, Sm e Nd tendem a anomalias positivas sugerindo o não fracionamento do K-f (caso do potássio) e presença de allanita nessas rochas que é um mineral fortemente enriquecido em ETRL (caso do La, Sm e Nd).

Os elementos terras raras (ETR) são largamente utilizados em estudos petrogenéticos pela excelência como indicadores de processos geológicos. Os ETR são relativamente enriquecidos nos ETRL na fase líquida em sistemas silicáticos, principalmente nos termos mais félsicos. Com isso, os minerais que participam desses processos determinam padrões característicos, o que permite sua identificação.

Os padrões normalizadores dos ETR usados foram os valores de Evensen *et al.* (1978). O conteúdo de Σ ETR nas rochas das duas fácies apresenta um largo espectro, oscilando entre 48,83-442,46 ppm, com média de 194,70 ppm. A fácies porfirítica possui média Σ ETR = 180,44 ppm e a fácies microgranítica com média Σ ETR = 237,49 ppm (Tabela 7.2). O padrão dos elementos terras raras, como mostrado, apresentam ETRL com maior enriquecimento do que os ETRP, os primeiros são subhorizontais a levemente convexo, os outros, são subhorizontais a ligeiramente côncavos (Figuras 6.14 e 6.15).

O enriquecimento dos ETRL, em relação aos pesados, é marcado pela razão La_N/Yb_N variando entre (7,38-162,85), com os valores médios da fácies porfirítica e microgranito similares: 76,72 e 74,28, respectivamente. As razões La_N/Sm_N variam entre (3,79-19,53), com os valores médios da fácies porfirítica e microgranito (10,10 e 7,10) respectivamente, com padrão íngreme/verticalizado. As razões Gd_N/Yb_N mostram valores oscilando entre (1,61-7,62), com média das fácies porfirítica e microgranito similares ~4,0, evidenciando padrão suave/horizontalizado.

Ambas as fácies mostram anomalias negativas de Eu com valores Eu/Eu^* na sua maioria <1,0, sendo que na microgranítica, estas

anomalias são mais pronunciadas (Eu/Eu^* médio da ordem de 0,56), vide figuras 6.14 e 6.15 e tabela 6.2.

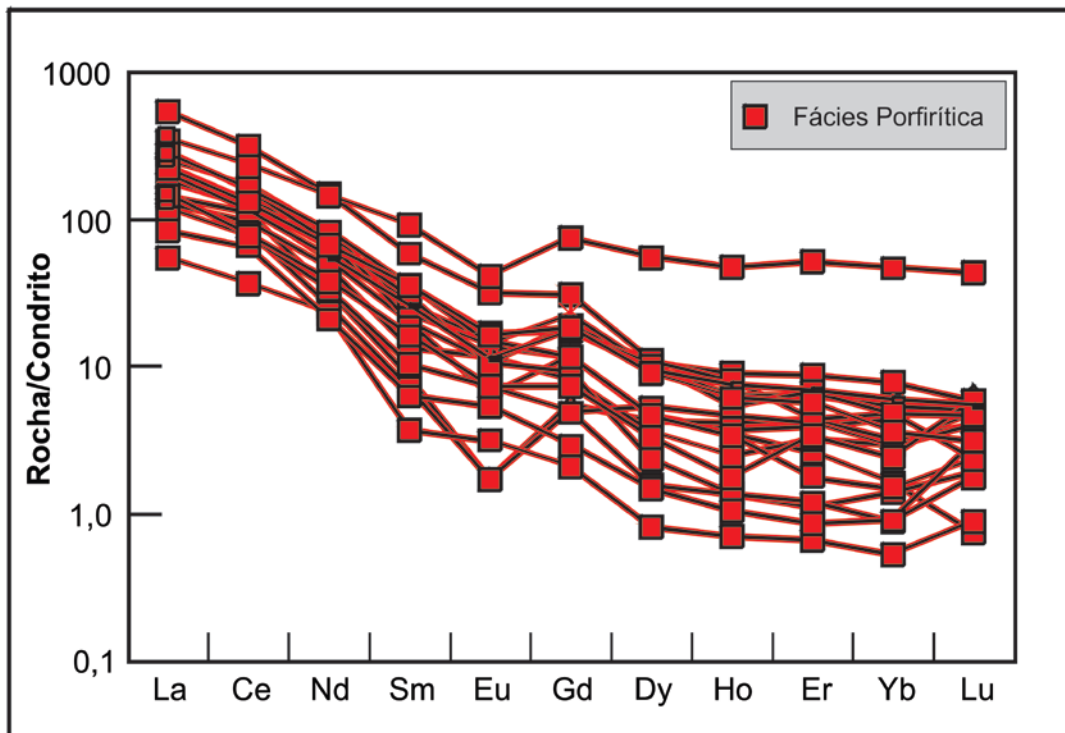


Figura 6.14- Spidergramas de elementos terras raras da fácies Granito Porfírico. Para a normalização foram usados valores de Evensen *et al.* (1978).

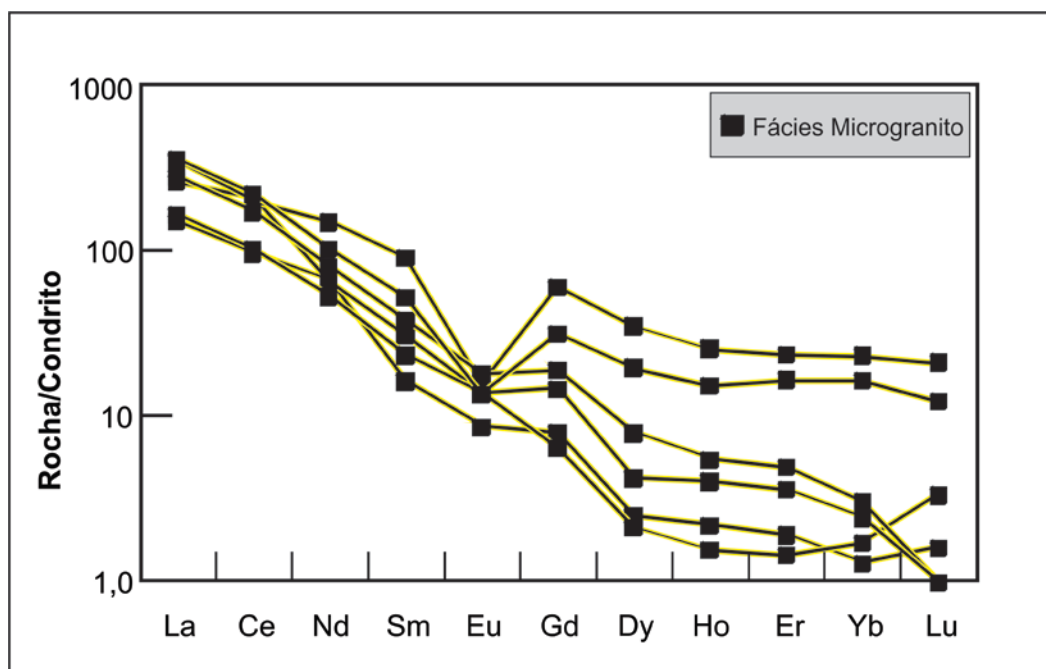


Figura 6.15- Spidergramas de elementos terras raras da fácies Microgranítica, usando valores de normalização de Evensen *et al.* (1978).

Estas anomalias negativas do Eu devem estar relacionadas ao fracionamento de plagioclásio durante a evolução do(s) magma(s) desse

granito.

No geral a similaridade nos padrões dos elementos traços, nos diagramas multielementos e nos ETR entre as fácies granito porfírico e a microgranítica do PGB deve refletir afinidades entre fontes e/ou processos petrogenéticos durante a gênese das mesmas.

6.3 PETROGÊNESE

6.3.1 Caracterização Petrogenética

A fusão parcial de rochas provenientes seja do manto, crosta ou uma mistura desses dois ambientes, é um dos principais mecanismos responsáveis pela geração de magmas.

A cristalização fracionada é um dos mecanismos clássicos de evolução do magma. A junção dos dados de campo, petrográficos e químicos, são essenciais para nos auxiliar na interpretação dos processos de geração, evolução e cristalização de um corpo magmático. Para que isso ocorra, é preciso que os dados químicos, por exemplo, possam ser plotados em diagramas adequados, e desta forma nos forneça informações a respeito de sua história evolutiva. Um dos diagramas usados é o bi-log, o qual é formado por um par de elementos incompatível/compatível na abscissa e ordenada, respectivamente.

Os diagramas bilogarítmicos incompatíveis vs. compatíveis indicam se o processo de cristalização foi dominado por fusão parcial, marcado por curva com inclinação fraca e negativa (subhorizontalizada), ou cristalização fracionada, marcado por curva inclinação forte e negativa (Cocherie, 1986). Assim, os diagramas da Figura (6.16A,B) mostram teores de Rb vs. V e Rb vs. Sr, os quais apontam como mecanismo principal de geração do magma do PGB, a cristalização fracionada.

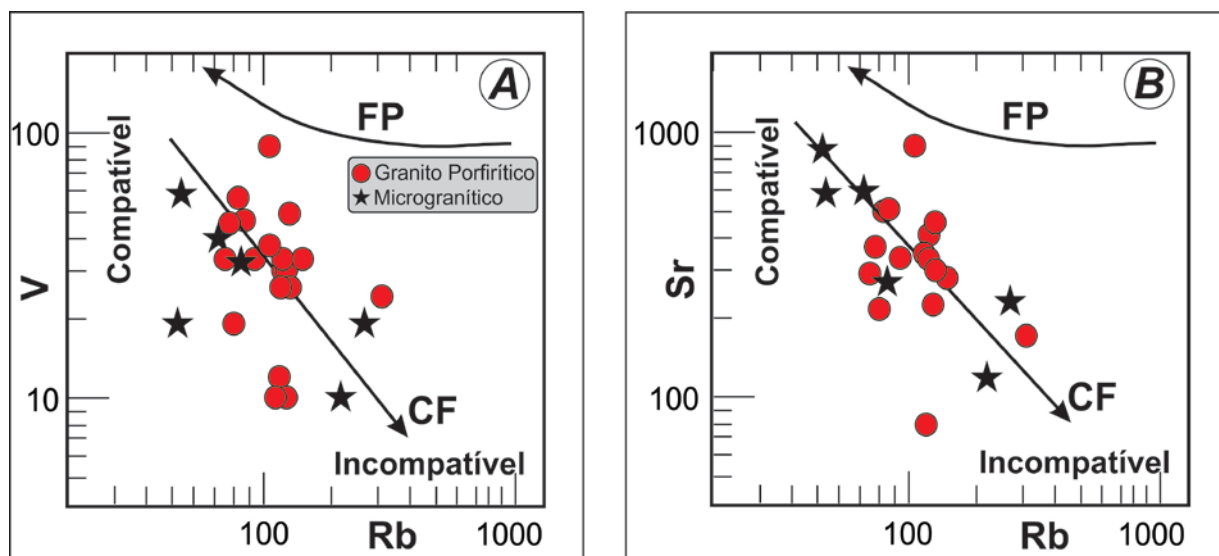


Figura 6.16: Diagramas bilogarítmicos de elemento compatível vs. incompatível (A) Rb-V e (B) Rb-Sr ambos indicando que a cristalização fracionada foi o processo de diferenciação magmática dominante. Legenda: FP- fusão parcial e CF-cristalização fracionada.

6.3.2 Tipologia do Plutão Granítico Barcelona

O conceito e classificação tipológica das rochas granitoides foram desenvolvidas com os estudos, principalmente, de (Chappell & White, 1974, Loiselle e Wones, 1979, White, 1979, Ishihara, 1977 e 1981) usando como base o par mineralogia e características químicas das rochas.

Com isso, surgiram os conceitos dos tipos de granitos derivados de: (i) fonte ígnea, o **tipo I**; (ii) de metassedimentos, o **tipo S**; (iii) fonte ígnea anidra, o **tipo A**, e (iv) mantélica, o **tipo M**.

Na mesma época, trabalhos de Ishihara (1977 e 1981) definiram as rochas granitoides nas **Séries Magnetita e Ilmenita**, gerados no manto superior ou crosta inferior sem contato com materiais carbonosos, e na porção média da crosta em contato com rochas metamórficas carbonatadas e rochas sedimentares.

As fácies granito porfírico e a microgranítica do Plutão Granítico Barcelona, de maneira geral, como mostra o quadro em resumo da Figura 6.17, leva a sugerir que o mesmo possui maior afinidade com os granitos do Tipo I. Com relação à proposta de Ishihara (1977), a classificação das fácies do PGB se aproxima a dos granitos da **Série da Magnetita**, haja vista as similaridades entre as características mineralógicas marcadas

pela presença de biotita e anfibólio (máficos principais) e magnetita como opaco dominante.

<i>Granitos Tipo S</i>	<i>Granitos Tipo I</i>	<i>Plúton Granítico Barcelona</i>
Sódio relativamente baixo, Na ₂ O normalmente <3,2% em rochas com aproximadamente 5% de K ₂ O, diminuição para <2,2% em rochas com aproximadamente 2% de K ₂ O	Sódio relativamente alto, Na ₂ O normalmente >3,2% em variedades félsicas., diminuição para >2,2% tipos mais máficos	Teores de sódio altos, com valores médio de Na ₂ O de aproximadamente 3,8%
Mol. Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO) > 1,1	Mol. Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO) < 1,1	Mol. Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO) < 1,1
< 1% Coríndon normativo CIPW	Diopsídio normativo ou coríndon normativo < 1%	Presença de coríndon normativo < 1%.
de composição relativamente restrita em tipos com alto SiO ₂	Ampla espectro de composições de félsica à máfica	Termos de composições variando de máfica à félsica.
Variações de diagramas mais irregular	Variações regulares entre os elementos dentro do plúton; variações dos diagramas de lineares ou quase lineares	Variações regulares dos diagramas entre os elementos de lineares a quase lineares no presente plúton.

(Modificado de Chappell & White 2001)

Figura 6.17- Comparação mineralógica e química entre as tipologias de granitoides S e I em relação à fácies granito porfírico do PGB (adaptado de Chappell & White, 2001).

6.3.3 Ambiente Tectônico

A definição da ambiência tectônica relacionada com as rochas do Plutão Granítico Barcelona, passa pelo estudo/análise dos vários diagramas de ambiente tectônico.

Vários estudos geoquímicos em diversas rochas ígneas ao redor do globo têm mostrado que os mecanismos de produção de magmas e as fontes mudam de um ambiente tectônico para outro, o que nos sugere que possa existir uma relação entre as fontes ígneas e a gênese dos magmas (Rayleigh, 1896, Pearce *et al.*, 1984, Pearce, 1996, Batchelor & Bowden, 1985, Cocherie, 1986, Condie, 1989, Maniar & Piccoli, 1989, Rickwood, 1989, Thiéblemont & Cabanis, 1990, Thiéblemont & Téguyey, 1994, entre outros).

Portanto, o estudo da distribuição dos elementos químicos maiores, menores e traços nos permitiu uma compreensão/interpretação sobre a origem dos magmas e as devidas relações com a tectônica de placas. Para que este estudo se processe, é preciso lançar mão dos diagramas geoquímicos discriminantes de ambiente tectônico existentes na literatura. Entretanto, vale lembrar que nenhum destes diagramas, analisados

isoladamente, deve ser considerado como uma única maneira de distinguir o ambiente tectônico, haja vista que cada diagrama foi originalmente confeccionado para um determinado grupo de rochas, cada qual pertencente a um tipo/contexto tectônico específico. Na verdade, a conjugação dos dados das mais variadas áreas (aspectos de campo, petrografia, química mineral, litogeoquímica e isotopia) é o que realmente alicerça a definição a respeito dos ambientes tectônicos das rochas estudadas.

Nos diagramas discriminantes de ambientes de (Pearce, 1996), as fácies do PGB ocupam o campo dos granitos de arco magmático (granito pós-colisionais), com poucas amostras plotando na transição deste campo com os intraplaca e sin-colisional (Figura 6.18). Corroborando com o dado acima, as amostras plotam predominantemente no campo de arco magmático (Figura 6.19), também com poucas amostras na transição para o campo intraplaca (Pearce *et al.*, 1984). No diagrama Y/44-Rb/100-Nb/16 (Figura 6.20), as amostras plotam no campo pós-colisional, com algumas poucas amostras na transição entre pós-colisional e sin-colisionais (Thiéblemont & Cabanis, 1990).

O diagrama de Thiéblemont & Téguyey (1994) representado pela relação do Zr vs. $(Nb/Zr)_N$, exibe amostras com predomínio no campo de ambiente de colisão continente-continente com algumas amostras com ligeira transição para os campos de arco magmático e colisão continental peraluminoso (Figura 6.21) refletindo valores na maioria das amostras enriquecidos na razão $(Nb/Zr)_N > 1$, e concentrações elevadas em Zr.

A luz dos dados obtidos, os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos acima mencionados mostram que as rochas das fácies existentes no PGB são orogênicas, com ambiente de subducção/pós-colisão, estando relacionado à Orogênese Brasileira-Pan-Africana.

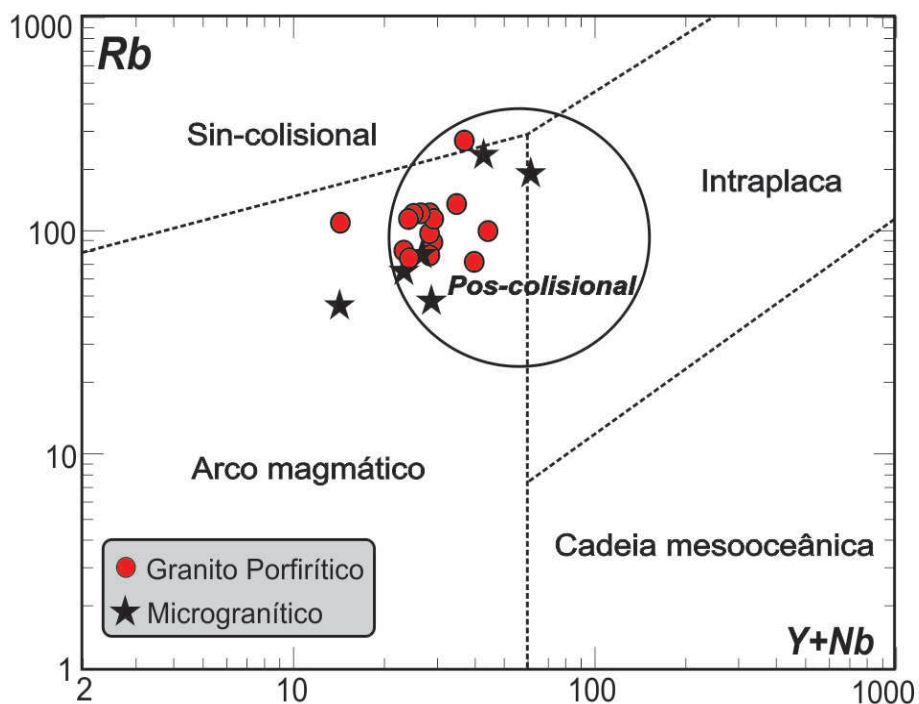


Figura 6.18- Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos Rb-Y+Nb (Pearce, 1996) aplicados às rochas ácidas do PGB.

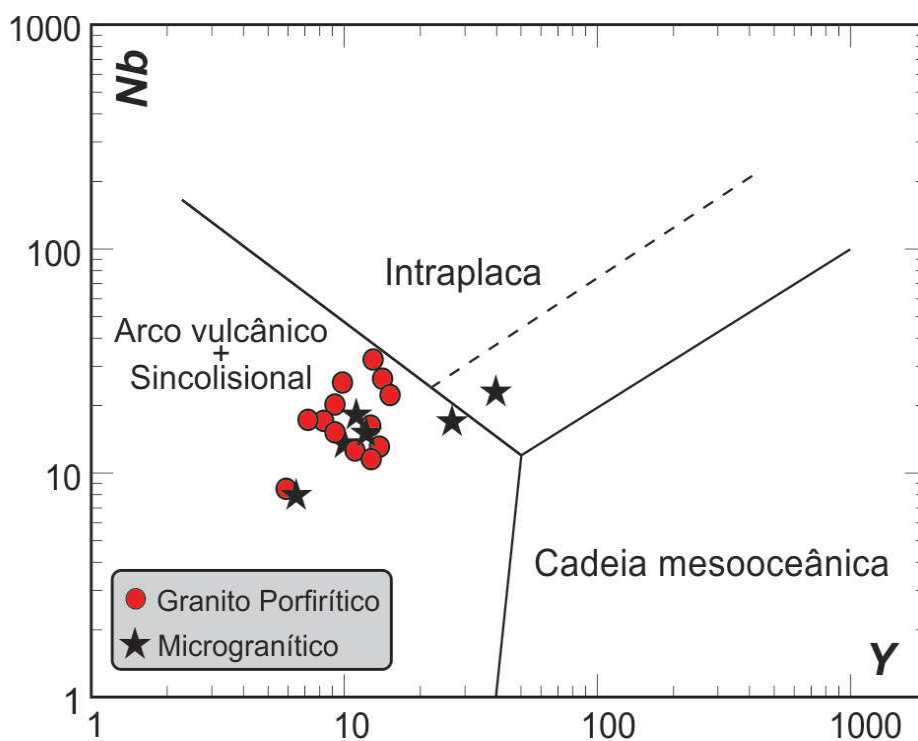


Figura 6.19- Diagrama discriminante de ambientes tectônicos Nb-Y (Pearce et al., 1984) aplicados às rochas ácidas do PGB.

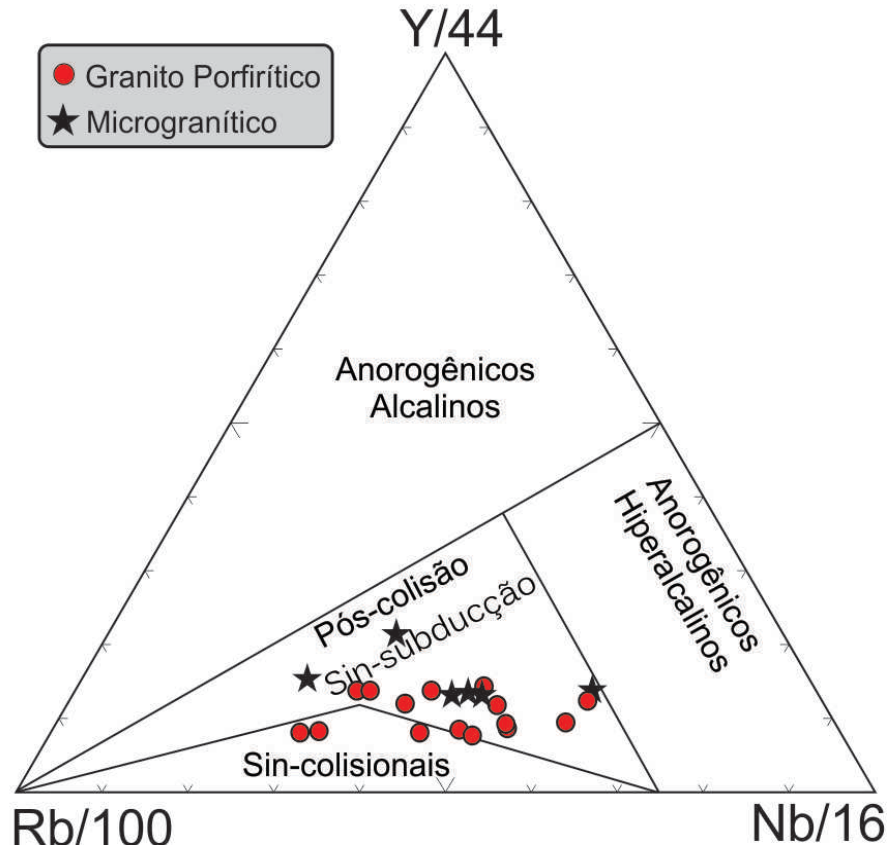


Figura 6.20- Diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y/44-Rb/100-Nb/16 (Thiéblemont & Cabanis, 1990) aplicados às rochas ácidas do PGB.

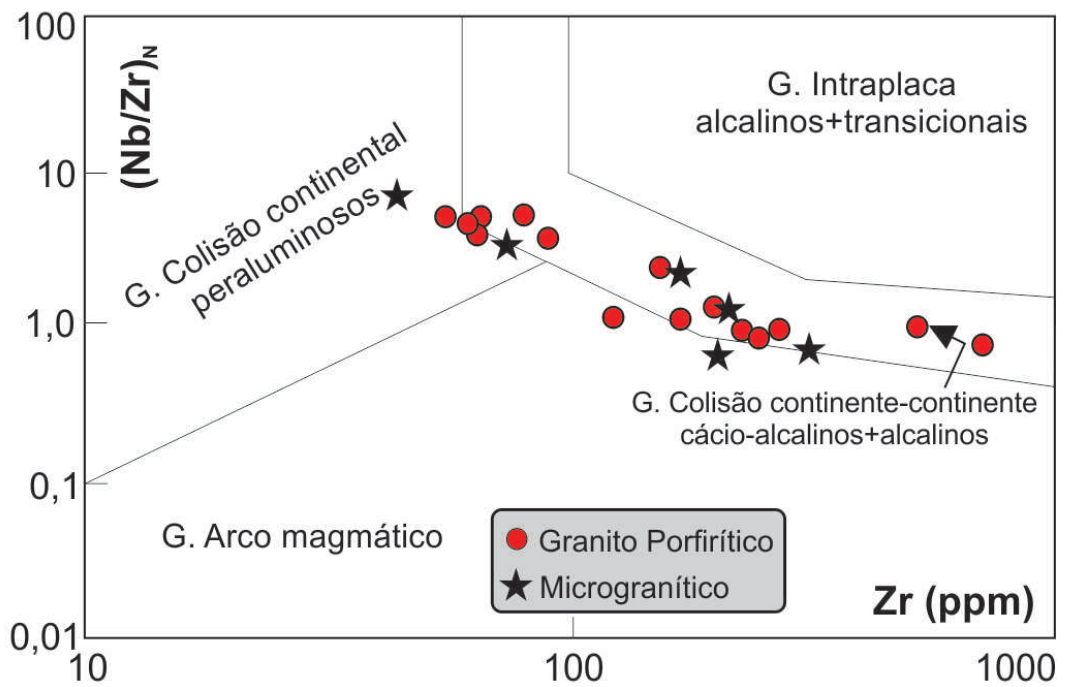


Figura 6.21- Diagrama discriminante de ambientes tectônicos $(Nb/Zr)_N$ vs. Zr (Thiéblemont & Tégely, 1994) aplicados às rochas ácidas do PGB.

6.4 CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

Na grande maioria dos diagramas discriminantes, assim como os terras raras e multielementos expostos acima, as fácies microgranítica e granito porfirítico do PGB plotam na zona de transição entre os campos alcalinos e cálcio alcalinos clássicos, sugerindo uma possível fonte predominantemente crustal, podendo em parte ter contribuição mantélica (vide aspectos de campo com texturas *mingling* e *mixing*), e ainda que a mesma seja similar para ambas as fácies.

A cristalização fracionada foi o mecanismo de evolução dominante em ambas as fácies do PGB (Figura 6.16), reforçado pela presença de estruturas e texturas sugestivas deste mecanismo como enclaves de composição intermediária a máfica cogenéticos, zonação de plagioclásio e allanita e cumulados de cristais de plagioclásio e K-feldspato.

O estudo dos diagramas do tipo Harker, os elementos terras raras e os multielementos destas fácies, nos fornecem informações a respeito do fracionamento das fases minerais.

As correlações negativas entre Al_2O_3 e CaO denotam fracionamento dos feldspatos e anfibólio durante a evolução; entre Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e P_2O_5 mostram fracionamento de biotita, anfibólio, titanita, magnetita e apatita.

Os ETR exibem enriquecimento dos ETRL em relação aos pesados, sendo marcado pela presença de titanita e allanita, ou preferencialmente pelo fracionamento de zircão e anfibólio (minerais pesados). As razões La_N/Yb_N , La_N/Sm_N e Gd_N/Yb_N possuem padrões similares em ambas as fácies, e anomalias negativas de Eu mais pronunciadas na fácies microgranítica do que nos granito porfirítico. Este padrão de similaridades deve refletir afinidades entre fontes e/ou processos petrogenéticos durante a gênese que formou as rochas do PGB.

Em face dos dados litoquímicos apresentados nos diagramas de (i) campo e *trends*; (ii) de variação entre a sílica e um elemento maior e traço; (iii) multielementos e de terras raras; (iv) de elemento incompatível vs. compatível; e (v) em alguns diagramas discriminantes de ambiente

tectônico obtidos; sugere-se que uma das hipóteses mais prováveis para a explicação da gênese geradora do magma que formou o PGB, pode ser explicada por um cenário com um único magma progenitor, mas, com duas evoluções similares. Ou seja, as duas fácies podem ser cogenéticas, mas não são co-magmáticas.

CAPÍTULO

7

Conclusões

7- CONCLUSÕES

Baseada nos capítulos anteriormente estudados, algumas considerações finais podem ser tecidas para as fácies granito porfirítico e a microgranítica, ambas pertencentes ao Plutão Granítico Barcelona (PGB).

Aspectos de campo separaram três fácies petrográficas/texturais: os granitos porfiríticos (biotita monzogranitos), os diques e *sheets* de microgranitos (biotita granodioritos) e os enclaves de composição máfica a intermediária (dioritos à quartzo dioritos). As rochas graníticas do PGB encontram-se encaixadas no embasamento gnáissico-migmatítico arqueano a paleoproterozoico, em íntima associação com as zonas de cisalhamento transcorrentes.

A geologia estrutural da área é afetada por três eventos deformacionais denominados de D_1 , D_2 e D_3 , sendo as duas primeiras restritas ao substrato gnáissico-migmatítico de idade arqueana a paleoproterozoica evidenciado pelo bandamento metamórfico de médio a alto grau. O evento D_3 é a principal fase de deformação, sendo a responsável pela formação das zonas de cisalhamento que controlam o alojamento dos plutões graníticos neoproterozoicos. O último evento dúctil (D_3), ocorreu durante a orogenia brasileira sendo caracterizado por retrabalhamento crustal com geração de um complexo sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes com direção principal NE-SW de movimentação dextral. Entre as mais importantes, destacam-se as zonas de cisalhamento Picuí-João Câmara, Lajes Pintadas e Sítio Novo, sendo essas duas últimas responsáveis pelo alojamento do corpo granítico Barcelona.

O PGB é marcado por duas foliações, uma de natureza magmática (S_7) marcada principalmente pelos megacristais de K-feldspato; e outra de estado sólido (S_{3+}) paralela à foliação milonítica existente nas encaixantes, junto ao plutão e com um *trend* mais uniforme (do que a magmática), de direção NE-SW e mergulho moderado a forte. A foliação S_7 relaciona-se a colocação do plutão, a de estado sólido (S_{3+}), ocorre preferencialmente nas porções mais externas do plutão é atribuída a movimentação das zonas de cisalhamento transcorrente. A foliação magmática (S_7) possui mergulho oscilando entre (50-90°) próximo ao centro do plutão, definindo um padrão concêntrico. Associado

a essa foliação tem-se uma lineação magmática de baixo *rake* (L_7) marcada por biotita e anfibólio.

Exibem um estágio tardio a D_3 caracterizado pela presença de *shear bands* com direção NNW-SSE e WSW-ENE, frequentemente preenchidos por líquidos de composição granítica tardios.

O mecanismo de alojamento do PGB remete a um caráter sintectônico à deformação D_3 , corroborado pela continuidade do *fabric* tectônico na encaixante, e da foliação de estado sólido registrada no plutão. O modelo de alojamento do PGB sugere que o mesmo teve sua ascensão crustal em regime forçado, auxiliado por condutos relacionados a falhas ou zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (ZCLP e ZCSN). A associação entre os dados estruturais e os gravimétricos sugere um provável enraizamento com profundidade média de aproximadamente 2,8 km. A combinação entre os dados estruturais e gravimétricos sugerem uma geometria similar a um cone invertido.

As características petrográficas/assembleia mineral e aspectos microtexturais são pontos utilizados para a interpretação do ambiente e das condições físico-químicas reinantes durante a formação e evolução do magma. A assembleia mineral do granito porfirítico é marcada pela presença do anfibólio do tipo hastingsítico com razões $Mg/(Mg+Fe)$ moderadas, e conteúdo de Al^T indicando formação em ambiente com moderada a elevada fO_2 e pressões de cristalização da ordem de 5,0-6,0kbar. Os teores de $Ps = 28$ no epidoto sugere que os mesmos possam ser de origem magmática. As biotitas possuem um trend que implica em reequilíbrio, tendência para o pólo da annita (Fe), e comportamento geoquímico com afinidade subalcalina, o que é coerente com a afinidade cálcio-alcalina potássica. As condições oxidantes são denotadas pela presença dos minerais opacos, os quais são principalmente magnetitas, onde se encontram em grande parte martitizados, o que indica condições oxidantes durante a evolução do magma que gerou o PGB. A paragênese titanita+magnetita+quartzo (Wones, 1989) aliada as razões moderada a alta de $Mg/(Mg+Fe)$ comprovam as condições de fugacidade elevadas a que essas rochas foram submetidas. O processo de cristalização fracionada é ratificado pela zanação de cristais de plagioclásio, K-

feldspato, allanita e pelo estudo da relação mostrada nos diagramas bi-logarítmicos entre Rb e V e Rb e Sr.

A litogeoquímica mostra que as fácies granito porfirítico e microgranítica plotam, na maioria dos diagramas de campo e *trend*, como rochas com afinidades transicionais entre alcalina e cálcio-alcalina, sendo então denominadas de cálcio alcalina de alto K ou subalcalina, e quanto ao índice de saturação em alumínio estão entre os campos metaluminoso a peraluminoso.

Nos diagramas de ETR normalizados em relação ao condrito (Evensen *et al.*, 1978), as fácies microgranito e granito porfirítico do PGB, apresentam padrão de enriquecimento relativo em relação ao condrito, com grau moderado a elevado de fracionamento entre os ETRL em relação aos ETRP. As anomalias de Eu em ambas as fácies são negativas, mas, com aspecto maior pronunciado na fácies microgranítica. As anomalias negativas de Eu sugerem o fracionamento do plagioclásio ao longo da diferenciação magmática.

As características geológicas e geoquímicas sugerem que as rochas do PGB foram geradas num contexto geodinâmico sin a pós-tectônico. Os dados de litogeoquímica sugerem que as fácies graníticas do PGB estudadas tenham uma fonte magmática similar, mas, com histórias evolutivas diferentes (co-magmáticos).



Referências

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira Geociências*. vol. 4: 1977. p. 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-29.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R., 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, *Atas*, 363-391
- Almeida, F.F.M.; Leonardos Jr., O.H.; Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO. SYMPOSIUM., Recife, 41p.
- Almeida, J.C.F. 2007. Modelagem gravimétrica e aspectos petrográficos do fácies microgranito e associação máfica/intermediária do Plúton Barcelona – porção leste da Faixa Seridó. DG/UFRN, Natal, Relatório de Graduação nº 240, 71p.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87:125-138.
- Archanjo, C.J. & Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: SBG/Núcleo SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE., 12, João Pessoa, *Atas*, 270-281.
- Archanjo, C.J.; Viegas, L.G.F.; Hollanda, M.H.B.M; Souza, L.C.; Liu, D. 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, **23**:701-714.
- Atherton, M.P. 1993. Granite magmatism. *Journal of Geological Society*, London, 150: 1009-1023.

- Barbosa, A.J. & Braga A.P.G. 1974. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte; relatório final integrado, Folhas SB.25-V-C e SB.25-A. Recife, DNPM/CPRM. 4v.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 45-55.
- Baumgartner, R.; Romer, R.L.; Moritz, R.; Sallet, R.; Chiaradia, M. 2006. Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, Northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *The Canadian Mineralogist*, 44: 69-86
- Beurlen, H.; Rhede, D.; Silva, M.R.R.; Thomas, R. 2007. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites: a possible source of the rare element granitic pegmatites of the Borborema Province, NE-Brasil. In: SBGq, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 11, Atibaia, em Cd-Rom.
- Blum, M. L. B. 1999. *Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 229 p.
- Blumenfeld, -P. 1983. Le "tuilage des mégacristaux", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Seroux (Vosges- France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 25, 309-318.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224.
- Borges, S.V.F. 1996. *Geologia da região do médio Curimataú (PB) e o alojamento do granito de Dona Inês associado a zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 139p.

- Brito, Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo (SP). Tese de Livre Docência, 177p.
- Brito Neves, B.B., Kawashita, K., Mantovani, 1975. Contribuição à geocronologia do Precambriano cearense. In: Proceedings of the Seventh Symposium of Geology. Geological Society of Brazil, Fortaleza, pp. 299–318.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Tectonic evolution of South America. In: SBG, Intern. Geol. Congr., 31st, Rio de Janeiro, Brazil, 854pp.
- Brun, J. P. and Pons, J. 1979. Existe-t-il des granites post-tectoniques dans la chaîne hercynienne ? Réun. Ann. Sci. Terre. Lyon.
- Brun, J. P. and Pons, J. 1981. Patterns of interference between granite diapirism and regional deformation (abstract). In: Coward, M. P. Diapirism and Gravity Tectonics: Report of a Tectonic Studies Group conference held at Leeds University, 25-26 March 1980. *Journal of Structural Geology*, 3, 93.
- Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo, C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of northeastern Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 235–246.
- Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lécrocché, J.P. (eds.). *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, 373-397.
- Campelo, R.C., 1999. *Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos*. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 130p.

- Campos, T.F.C. 1997. *Geoquímica de rochas granitóides e seus minerais do batólito da Serra Negra do Norte-RN e Rio Espinharas-PB, Nordeste do Brasil*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, 408p.
- Cavalcante, R. 2003. Magmatismo granítico no Maciço São José do Campestre (porção leste da Faixa Seridó): geologia e petrografia do Plúton Barcelona. DG/UFRN, Natal, Relatório de Graduação, 72p.
- Cavalcante, R., Galindo, A. C., Lima, R.F.S., Alves da Silva, F.C. 2004. Petrografia de minerais opacos no plúton granítico Barcelona, NW do Maciço São José de Campestre, leste da Faixa Seridó: implicações petrogenéticas. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2004, Araxá. Anais em CD, 2004.
- Cavalcante, R., Galindo, A. C., Alves da Silva, F.C., Lima, R.F.S. 2014. Química Mineral e Condições de Cristalização do Plúton Granítico Barcelona, extremo Nordeste da Província Borborema. *Revista Pesquisas em Geociências*, 41, 257-272.
- Chappell, B. W. & White A. J. R. 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4):489-499.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173 174.
- Cocherie, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica Cosmochimica Acta* 50, 2517-2522.
- Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho A., Campos, D.A. 2000. Tectonic Evolution of South American in: 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro- Brazil, 6-17, 2000.
- Condie, K. 1989. Plate tectonics and crustal evolution. Longman, 3^a ed. Pergamon Press, Oxford, 485p.

- Dantas, E.L. & Roig, H.L. 2013. *Programa Geologia do Brasil. Mapa Geológico da Folha João Câmara SB.25-V-C-IV*. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro: CPRM.
- Dantas, E.L. 1996. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 206p.
- Dantas, E.L.; Souza, Z.S.; Wernick, E.; Hackspacher, P.C.; Martin, H.; Xiaodong, D.; Li, J.W. 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 227: 120-156.
- Dantas, E.L.; Galindo, A.C.; Laux, J.H.; Maia, S.M.C.; Souza, Z.S.; Alves da Silva, F.C. 2005. Magmatismo anorogênico ordoviciano na porção centro norte do Domínio Seridó, Província Borborema: o Granito Flores. In: SBG/Núcleo NE, SIMPÓSIO DE GEOLGIA DO NORDESTE, 21, Recife, Res. Expand., 135-137.
- Dantas, E.L.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A. H.; Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G.; Nutman, A. P.; Williams, I. S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130: p. 113-137.
- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 221-228.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Granclaude, P.; Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major - element analyses - its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. Rock-forming minerals. Longman, 2ª ed. London, 696p.

- Emeleus, C.H. and Bell, B.R. 2005. The Palaeogene volcanic districts of Scotland. Nottingham: British Geological Survey.
- Evensen, N.H.; Hamilton, P.J.; O' Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.
- Ferré, E., Gleizes, G., Bouchez, J.L., Nnabo, P.N. 1995. Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli-Hills, northern Nigeria. *Tectonics*, 4, 1205-1219.
- Ferreira, J. A. M.; Albuquerque, J. P. T. *Sinopse da geologia da Folha Seridó*. Recife: SUDENE, 1969. 52p. (Série Geologia Regional, 18).
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., dos Santos, T.J.S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J., Arthaud, M., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceara State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102–106.
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D., 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (11): 2033-2048.
- Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73:201-215.
- Galindo, A.C. 1993. *Petrologia dos granitoides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte*. CG/UFPA, Belém, Tese de Doutorado, 370p.
- Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R.; McReath, I.; Lafon, J.M. 1993. Geocronologia de granitoides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. In:SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, Natal, *Boletim* 13, 324-327.

- Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R.; McReath, I.; Lafon, J.M.; Teixeira, N., 1995. Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear zone environment, Umarizal - Caraúbas region, Rio Grande do Norte, north-east Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 79-95.
- Galindo, A.C.; Souza, Z.S.; Dantas, E.L.; Antunes, A.F.; Dias, L.G.S.; Alves da Silva, F.C.; Laux, J.H. 2005. Geocronologia U-Pb de granitóides tipo Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha), Maciço São José de Campestre, NE do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21, Recife, *Boletim* 19, 150-152.
- Guimarães, I.P.; Araújo, D.B.; Silva Filho, A.F.; Silva, F.M.V.; Armstrong, R. 2009. Idades U-Pb em zircão por shrimp do magmatismo máfico e félsico do Complexo Serrinha - Pedro Velho, Província Borborema, NE Brasil In: SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 23, Fortaleza, *Boletim* 21, 105-105.
- Guimarães, I.P.; Silva Filho, A.F.; Almeida, C.N.; Dantas, E.L.; Vieira, K.J. 2005. Post-collision peraluminous trans-alkaline magmatism in the north tectonic domain of the Borborema Province, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10, Porto de Galinhas, em Cd-Rom.
- Grout, F.F. 1945. Scale models of structures relating to batholits. *American Journal of Science*, 243A, 260-284.
- Hackspacher, P.C.; Macambira, M.; McReath, I.; Scheller, T. 1987. Tectono-magmatic evolution of the Taipu-Cardoso polydiapiric granitoids bodies, Rio Grande do Norte, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM GRANITES ASSOCIATION MINERALIZATION, 1, Salvador, Ext. Abstract, 91-95.
- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais*, 6: 2661-2677.

- Haggerty, S.E. 1981b. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington. Mineralogical Society of America, 101-300.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. London: Methuen, p.384.
- Hibbard, M.J. 1979. Myrmekite as a marker between pre-aqueous and post-aqueous phase saturation in granitic system. *The Geological Society of America Bulletin*, 90:1047-1062.
- Hollanda, M.H.B.M.; Souza Neto, J.A.; Archanjo, C.J.; Stein, H.; Sartorato, A.C. 2012. Relação temporal entre mineralizações de W-Mo e magmatismo granítico neoproterozoico-cambriano na Faixa Seridó. In: SBG/Núcleo Nordeste, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 46, Santos, Cd-Rom.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, J.C., Souza, L.C., Dunyi, L., Armstrong, R. 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 32, 4, dec. 2011, p. 287-300
- Ishihara, S. 1977. The magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*., 75: 458-484.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. IG/UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 803 p.
- Jardim de Sá, E.F. 1978. Revisão preliminar sobre a “Faixa Dobrada do Seridó” e eventuais correlatos no Nordeste. *Revista de Ciências da UFRN*, 1:77-83.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.M.; McReath, I. 1981. “Estratigrafia” de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 50-57.

- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Legrand, J.M.; McReath, I.; Galindo, A.C.; Sá, J.M. 1987. Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. In: SBG/Núcleo BA-SE, SYMPOSIUM OF GRANITES ASSOCIATION AND MINERALIZATION, 1, Salvador, *Ext. Abstr.*, 1: 102-110.
- Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S.; Amaro, V.E.; Hollanda, M.H.B.M. 1993. Estruturas tangenciais relacionadas à deformação transcorrente: exemplos na porção oriental da Faixa Seridó. In: SBG/Núcleo SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, Natal, *Boletim 13*, 269-272.
- Jardim de Sá, E.F.; Trindade, R.I.F.; Hollanda, M.H.B.M.; Araújo, J.M.M.; Galindo, A.C.; Amaro, V.E.; Souza, Z.S.; Vignerese, J.L.; Lardeaux, J.M. 1999. Brasiliano Syntectonic alkaline granites emplaced in a strike slip/extensional setting (Eastern Seridó Belt, NE Brazil). *An. Academia Brasileira de Ciências*, 71: 17-27.
- Ketcham, D.H.; Long, L.E.; Sial, A.N. 1997. Isotopic studies of the São Rafael Pluton, State of Rio Grande do Norte, NE Brazil. In: International SYMPOSIUM GRANITES ASSOCIATION MINERALIZATION, 2, Salvador, *Ext. Abstract.*, 260-260.
- Lameyre, J.M. 1987. Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira Geociências*, 17: 349-359.
- Lameyre, J.; Bowden, P. 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- LASA & PROSPECTORS 2008. *Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema*. Relatório Final, Rep. Fed. do Brasil, MME-CPRM, 401p.
- LASA & PROSPECTORS 2010. *Projeto Aerogeofísico Paraíba Rio Grande do Norte e Pernambuco*. MME/CPRM, Relatório Final, Rio de Janeiro, 389p.
- Leake, B.E.; Wooley, A.R.; Arps, C.E.S; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird,

- J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H; Schumacher, J.; Smith, J.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogy Magazine*, 61: 295-321.
- Ledru, P. and Brun, J. –P. 1977. Utilization des fronts de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique: exemple du granite de Flamanville (Manche). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 285, 1199-1202.
- Legrand, J.M.; Deutsch, S.; Souza, L.C. 1991. Datação U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari-RN. In: SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, *Boletim* 12, 172-174.
- Leterrier, J.; Jardim de Sá, E.F.; Bertrand, J.M.; Pin, C. 1994. Ages U-Pbsurzircon de granitoides "brasilianos" de laceinture do Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318: 1505-1511.
- Loiselle, M.C. & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. With Prog.*, 11: 468.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *The Geological Society of American Bulletin*, 101: 635-643.
- McMurry, J. 1982. *Petrology and Rb-Sr geochemistry of the Monte das Gameleiras and Dona Inêz plutons, Northeastern Brazil*. University Texas at Austin. Dissertação de Mestrado, 180p.
- McMurry, J.; Long, L.E.; Sial, A.N. 1987b. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 473-480.
- McReath I.; Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R. 2002. The Umarizal igneous association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of A-type granites. *Gondwana Research*, 5: 339-353.

- Medeiros, V.C., 2013. Geologia da Província Mineral Seridó. I SEMINÁRIO DAS PROVÍNCIAS METALOGENÉTICAS BRASILEIRAS: A Província de W-Au Seridó. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Currais Novos-RN. CD. Pag. 2-35.
- Medeiros, V.C., 2004. *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. Natal. Tese de doutorado, PPGG/UFRN, 200 p.
- Medeiros, V.C.; Amaral, C.A.; Rocha, D.E.G.A.; Santos, R.B. 2005. Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 1 mapa, color., 66cm x 108cm. Escala 1:250.000.
- Menand, T. 2011. Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics*, 500, 11-19.
- Meneses, P.R. & Almeida, T. de. 2012. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. UNB: Brasília, 2012, pg. 266.
- Meunier, A. R. 1964. Succession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Ante cambrien du Nord-Est brésilien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 259, p. 3796-3799.
- Middlemost, E.A.K. 1997. *Magma, Rocks and Planetary Development*. Longman, Harlow.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 91-104.
- Molyneux, S.J. and Hutton, D.H.W. 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: the example of the Ardara pluton, Ireland. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1543-1558.
- Nascimento, M.A.L. 1998. *Geologia e petrografia do Granitóide Caxexa e suas rochas encaixantes*. DG/UFRN, Natal, Relatório de Graduação, 62p.

- Nascimento, M.A.L. 2000. *Petrologia do magmatismo tardi-Brasiliano no Maciço São José de Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa*. PPGG/UFRN, Natal, Dissertação de Mestrado, 142p.
- Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Medeiros, V.C. 2014. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South America Earth Sciences*, 1-19.
- Nascimento, M.A.L., Medeiros, V.C., Galindo, A.C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 18, 4-29.
- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Hollanda, M.H.B.M.; Pimentel, M.M.; Macedo, M.H.F.; Nascimento, R.S.C.; Galindo, A.C. 2001. Geocronologia e assinatura isotópica Rb-Sr e Sm-Nd do magmatismo alcalino neoproterozóico no Maciço São José de Campestre, Nordeste da Província Borborema (NE do Brasil). *Estudos Geológicos*, 11: 67-79.
- Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Souza, Z.S. 2000. Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 161-164.
- Nascimento, R.S.C.; Sá, J.M.; Galindo, A.C.; McReath, I; Nascimento, M.A.L. 1998. Granitos neoproterozóicos alcalinos com andradita no extremo nordeste da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Sudeste, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 513-513.
- Neves, S.P. 1996. *Etude des relations entre magmatism et zones de cisaillement lithosphériques: exemple des décrochements de Pernambuco et Fazenda Nova (Etat de Pernambuco, Brésil)*. Thesis Univ. Montpellier II, 243p.
- Neves, S.P., and Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21, 1369-1383.

- Oliveira, R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, 411 p.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Lins, F.A.P.L., 2005b. Expressão gravimétrica dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste Brasil. In: SBGf, International Geophysical Congress, 9th, Salvador, CD-ROM.
- Oliveira, R.G. & Medeiros, V.C. 2014. Aplicação de Dados Aerogamaespectrométricos e Aeromagnetométricos no Mapeamento da Faixa Dobrada Seridó (RN/PB) e de seu Embasamento. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geofísica*, vol. 88, p. 20-23.
- Paterson, S.R. and Fowler, T.K., Jr. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15, 191-206.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episode*, 19: 120-125.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Phillips, E.R. 1980. On polygenetic myrmekite. *Geological Magazine*, 177: 29-36.
- Pitcher, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Chapman & Hall, London.
- Porto, Jr., R. 2002. Inclusões em megacristais de microclina em granitos. Complexo Granítico Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, Vol. 21 (1): 37-47.
- Rayleigh, J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42: 77-107.

- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Elsevier Science Publishers B.V. Lithos*, 22: 247-263.
- Rogers, J.J.W. & Greenberg, J.K. 1981. Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bulletin Geological Society of American*, 92: 6-9.
- Roig, H.L. & Dantas, E.L. 2013. *Programa Geologia do Brasil. Mapa Geológico da Folha São José do Campestre SB.25-Y-A-I*. Escala 1:100.000. Rio de Janeiro: CPRM.
- Sá, J.M.; Galindo, A.C.; Legrand, J.M.; Souza, L.C.; Maia, H.N.; Costa, L.S. 2013. Dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd em granitos ediacaranos no oeste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 25, Gravatá, *Boletim* 23, 521-522.
- Salim, J.; Dardene, M.A.; Legrand, J.M.; Jardim de Sá, E.F. 1979. Geologia, controle e gênese das mineralizações de scheelita no distrito de Lages (RN). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nord., 9, *Anais*, 397-407.
- Santos, E.J. & Brito Neves, B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, São Paulo, 123-186.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Schumacher, J.C. 1997. Appendix 2, the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Sial, A.N. & McCreath, I. 1984. *Petrologia Ígnea*. Bureau Gráfica e Editora, Salvador, 181 p.
- Souza, Z.S. 2013. Geração de crosta continental no NE do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, 25º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Gravatá, *Atas* 527-529.

- Souza, Z.S. & Dantas, E.L. 2008. O Arqueano do Maciço São José de Campestre, leste do Rio grande do Norte. *Estudos Geológicos v. 18*, 122-128.
- Souza, Z.S. & Kalsbeek, F. 2011. Datação de zircões por laser ablation e isótopos de Nd de unidades arqueanas a neoproterozoicas da Província Borborema, NE do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 24, Aracaju, 250-250.
- Souza, Z.S.; Martin, H.; Macedo, M.H.F.; Peucat, J.J.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Un segment de croûte continentale juvénille d'âge protérozoïque inférieur: le Complexe de Caicó (Rio Grande do Norte, NE-Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 201-208.
- Souza, Z.S.; Montel, J.M.; Gioia, S.M.L.C.; Hollanda, M.H.B.M.; Nascimento, M.A.L.; Jardim de Sá, E.F.; Amaro, V.E.; Pimentel, M.; Lardeaux, J.M.; Veschambre, M. 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-*T* shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9: 441-455.
- Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., 2007. Calcalkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology* 48, 2149-2185.
- Souza, Z.S.; Xiaodong, D.; Li, J.; Dantas, E.L.; Galindo, A.C. 2010. Multiple late-neoproterozoic intrusions in the Seridó Domain, NE Brazil. In: SBG/Núcleo Nordeste, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém, Cd-Rom.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landsman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendoncino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59.

- Thiéblemont, D. & Cabanis, B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, série 8, 6(1): 23-35.
- Thiéblemont, D. & Téghev, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris. II*, 319: 87-94.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.
- Trindade, R.I. 1999. *Magnetismo de corpos graníticos e a evolução tectônica brasileira da porção ocidental da Faixa Seridó (NE do Brasil)*. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Tese de Doutorado, 184p.
- Trindade, R.I.F.; Dantas, E.L.; Babinski, M.; Van Schmus, W.R. 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zones: evidence from U-Pb zircon and sphene ages of Caraúbas and Tourão granites. In: South American Symp. on Isotope Geology, 2, Cordoba, *Actas*, 143-144.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 69–99.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Williams, I.S.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Dantas, E.L.; Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, 127: 287-327.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*. 8, 267–288.

- Vauchez, A., Neves, S.P.; Caby, R.; Corsini, M.; Egydio-Silva, M.; Arthaud, M.; Amaro, V.E. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 247-266.
- Vernon, R.H. 1998. Chemical changes and volume loss during foliation development. In: Treloar, P.J. and O'Brien, P. (Editors): What drives metamorphism and metamorphic reactions? *Geological Society, London, Special, Publications* 138, 215-246.
- Vernon, R.H. 2005. Comment. In: Brown, M., Pitcher, W.S. and Vernon, R.H.: Invited comments on Clemens's 'Granites and granitic magmas'. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 23-25.
- Vigneresse, J.L. 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25, 249-260.
- Vigneresse, J.L. 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.
- White, A.J.R. 1979. Sources of granitic magmas. *Geol. Soc. Am., Abst.*, 11: 539.
- Wright, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, 106:370-384.

Anexos

1-Mapa de Pontos do Plutão Granítico Barcelona

2-Mapa Geológico do Plutão Granítico Barcelona