Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROLOGIA DO PLÚTON GRANÍTICO SERRA VERDE, PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO SERIDÓ

Autor:
LINDARAY SOUSA DA COSTA

Orientador:
Dr. Prof. ANTONIO CARLOS GALINDO

Dissertação n.º 77/PPGG.

Natal-RN, Junho de 2009

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROLOGIA DO PLÚTON GRANÍTICO SERRA VERDE, PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO SERIDÓ

Autor:

Lindaray Sousa da Costa

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Rio Grande do Norte como requisito à obtenção do grau de MESTRE em Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Dr. Antonio Carlos Galindo (orientador)

Dr. Gorki Mariano

Dr. Fernando César Alves da Silva

Natal-RN, Junho de 2009.

RESUMO

A área estudada situa-se na porção centro-leste da Faixa Seridó, na interface dos metassedimentos do Grupo Seridó e as rochas do embasamento cristalino do Complexo Caicó (RN). Dados petrográficos e qeoquímicos permitem definir os aspectos relativos à gênese e evolução do(s) magma(s) do Plúton Serra Verde, que constitui o alvo desta Dissertação de Mestrado.

O Plúton Serra Verde constitui um *stock* com área aflorante de aproximadamente 25 $Km^{2,}$ intrusivo na seqüência metassedimentar e nos gnaisses do embasamento. Este plúton corresponde a uma intrusão sintectônica ao evento brasiliano, alongada na direção NE, com geometria *en cornue*. Trata-se de um monzogranito cuja assembléia mineral dominante é composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, que usualmente somam mais de 85% modal. Tem como máfico principal a biotita, enquanto que anfibólio titanita, epídoto, opacos, allanita, zircão e apatita são os acessórios. Apresenta ainda uma paragênese tardi-magmática constiutída de clorita, epídoto granular, carbonato e muscovita, desenvolvida a partir da atuação de fluídos tardios ricos em CO_2 e H_2O. Quimicamente, as rochas do Plúton Serra Verde podem ser classificadas como metaluminosas, de filiação cálcio-alcalina, por vezes com características de associações trondhjemíticas, com altos teores de Na_2O (>4,5%), Sr (>400ppm) e Ba (>800ppm), e baixos teores de K_2O (≤3,0%), MgO (<1,0%), TiO_2 (<0,5%), Rb (<90ppm), Y (≤16ppm) e Zr (≤13ppm).

Evidências micropetrográficas (assembléias minerais e microtexturais) indicam que a evolução do magma ocorreu em condições de fO_2 moderadas a elevadas, acima do tampão FMQ. Dados termobarométricos obtidos através da geoquímica de elementos menores, traços e dados normativos CIPW sugerem uma pressão final/mínima de cristalização para as amostras do Plúton Serra Verde em torno de 3 a 5 kbar, temperatura do *líquidus* em torno de 800°C, e temperatura do *solidus* em torno 680 a 660°C. Estes dados são compatíveis com os observados por diversos autores em granitóides neoproterozóicos do Domínio Seridó.

O conjunto de dados analisados (petrográficos microtexturais e geoquímicos), sugerem ainda que o processo dominante na geração e evolução do magma do granito

Serra Verde se deu por cristalização fracionada, sendo ortognaisses quartzo dioríticos a tonalíticos do complexo do embasamento, prováveis candidatos para sua fonte.

ABSTRACT

The study area is located at the eastern-central portion of the Seridó Belt, on the interface between the Seridó Group Metasediments and the crystalline basement rocks of the Caicó Complex (RN). Petrographic and geochemical data allow us to define the aspects related to the genesis and evolution of the Serra Verde Pluton magmas, which composes the goal of this dissertation

The Serra Verde Pluton is a stock with outcropping area of about 25 km², which is intrusive in the metasedimentary sequence and the basement gneisses. The pluton intrusion is sintectonic to the "Brasiliano" event, elongated along the NE direction, featuring a cornue geometry. The rock is a monzogranite mainly composed by K-feldspar, plagioclase and quartz, which usually compose more than 85% of the modal analisys. The main mafic mineral is the biotite, while amphibole, sphene, epidote, opaque minerals, allanite, zircon and apatite occur as accessory minerals. It features still a late-magmatic paragenesis composed by chlorite, granular epidote, carbonates and muscovite, developed through the percolation of late CO_2 and H_2O rich fluids. Chemically, the Serra Verde Pluton rocks may be classified as metaluminous, of calcium-alkaline affiliation, sometimes showing trondhjemític characteristics, with high Na_2O (>4,5%), Sr (>400ppm) and Ba (>800ppm) and low K_2O (≤3,0%), MgO (<1,0%), TiO_2 (<0,5%), Rb (<90ppm), Y (≤16ppm) and Zr (≤13ppm).

Micropetrographic evidences (mineral assembly and microtextures) indicate that the magma evolution occurred in moderated to high fO_2 conditions, above the FMQ buffer. Thermo-barometric data obtained by minor elements geochemistry and the CIPW data, suggest a final/minimal pressure crystallization for the Serra Verde Pluton samples of about 3 to 5 kbar, liquidus temperature around 800° C, solidus temperature between 680° and 660° C. This data is compatible with the observed by many authors for the Neoproterozoic granites of the Seridó Belt.

The group of analyzed data (Petrographic, microtextural and geochemical), still suggests that the dominant process of the generation and evolution of the Serra Verda Granite magma was the fractional crystallization, probably from basement quartz-dioritic and tonalitic orthogneisses source.

AGRADECIMENTOS

Desejo agradecer em primeiro lugar a Deus pela força e coragem que tem me dado por toda minha vida. Foram muitas as provações, mas enfim, aqui se encerra mais um ciclo na minha vida para que se inicie outro e devo tudo isso a minha fé Nele.

Sou grata ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (DG/UFRN) pela infra-estrutura, ao CNPq pelo apoio financeiro e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG-UFRN) pela colaboração durante o desenvolvimento deste trabalho.

Quero agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Antonio Carlos Galindo pelos seus ensinamentos. Jamais poderei expressar a honra que foi trabalhar com o Senhor, meu grande mestre. O conhecimento que obtive com seus ensinamentos será de grande importância para o resto da minha vida, e será sem dúvida aproveitado com muito zelo. Obrigada também pela paciência em reparar minhas falhas, que foram muitas, mas quero seguir sempre tendo-o como exemplo.

Agradeço ao Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva pelo apoio em campo e por aceitar compor a Banca Examinadora, ao Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pelas análises geocronológicas, ao Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza, Prof. Dr. Jaziel Martins Sá pelos ensinamentos e disponibilidade em esclarecer minhas dúvidas e também ao Dr. Gorki Mariano por aceitar fazer parte da avaliação deste trabalho.

Ao Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento deixo meus sinceros agradecimentos por todo apoio e disponibilidade em me ajudar.

À minha família (pai, mãe, irmãos e sobrinho) agradeço por toda energia positiva para que eu pudesse vencer essa batalha. À minha querida amiga Allany agradeço por toda ajuda e acolhida nos momentos de sufoco.

Desejo agradecer a todos os amigos queridos que me acompanharam e sempre me apoiaram com demonstrações de carinho e amizade (Fernanda, Daniele, Janise, Victor, Heriscart, Fatinha, Fátima, Filipa, Aureliano, Sávio e a todos que participaram em algum momento direta ou indiretamente).

Por fim quero agradecer a Nilda, Secretária do PPGG; Clodoaldo e Marconi da Secretaria do Departamento de Geologia por terem me socorrido nos momentos difíceis. Sem vocês a vida no DG/UFRN ficaria mais difícil.

SUMÁRIO

Resumo i

Abstract iii

Agradecimentos iv

Capítuo 1 – Introdução 01

1.1 - Apresentação e objetivos 01

1.2 – Localização da área 01

1.3 – Metodologia de trabalho 02

1.3.1 – Etapa inicial 02

1.3.2 – Etapa de laboratório 02

1.3.3 – Etapa final 03

Capítulo 2 – Contexto Geológico Regional 05

2.1 – A Província Borborema 05

2.2 – O Domínio Seridó 05

2.2.1 – O Maciço Rio Piranhas 07

2.2.2 – A Faixa Seridó 08

2.2.3 – O Maciço São José do Campestre 09

2.3 – O Magmatismo Neoproterozóico no Domínio Seridó 12

2.3.1 – Suíte shoshonítica 12

2.3.2 – Suíte sálcio-alcalina de alto K porfirítica 13

2.3.3 – Suíte cálcio-alcalina de alto K equigranular 13

2.3.4 – Suíte alcalina 14

2.3.5 – Suíte alcalina charnoquítica 14

Capítulo 3 – Geologia do Plúton Serra Verde e suas Encaixantes 16

3.1 – Geologia da área 16

3.1.1 – O embasamento 16

3.1.2 – Augen gnaisse porfirítico (G_2) 16

3.1.3 – Seqüência metassedimentar 18

3.1.4 – O Plúton Granitóide Serra Verde 18

3.1.5 – Os corpos pegmatíticos 18

3.1.6 – Os *plugs* basálticos 18

3.17 – Os arenitos 19
3.1.8 – Depósitos aluvionares 19
3.2 – Geologia do Plúton Serra Verde 19
3.3 – Geocronologia do Plúton Serra Verde 20
Capítulo 4 – Petrografia do Plúton Serra Verde 22
4.1 – Aspectos petrográficos 22
4.1.1 – Assembléia félsica 22
4.1.2 – Assembléia máfica 24
4.2 – Seqüência de cristalização 28
4.3 – Classificação/Nomenclatura 30
Capítulo 5 – Litogeoquímica do Plúton Serra Verde 32
5.1 – Caracterização química 32
5.2 – Diagramas de variação 34
5.3 – O Plúton Serra Verde no contexto de séries magmáticas 37
5.3.1 – Saturação em alumina 37
5.3.2 – Discriminantes de séries magmáticas 38
5.4 – Diagramas de ETR e Multielementos 40
5.4.1 – Elementos terras raras (ETR's) 40
5.4.2 – Diagramas multielementos 42
Capítulo 6 – Condições de Cristalização 44
6.1 – Considerações iniciais 44
6.2 – Considerações sobre a fugacidade 45
6.3 – Considerações sobre a pressão 45
6.4 – Considerações sobre a temperatura 47
6.5 – Evolução magmática 49
Capítulo 7 – Discussões e Considerações Finais 51
Capítulo 8 – Referências Bibliográficas Resumo 59

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1 – Introdução

Figura 1.1 – Mapa de localização da área estudada. 02
Figura 1.2 – Fluxograma apresentando as etapas de trabalho desenvolvidas 04

Capítulo 2 – Contexto Geológico Regional

Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado, mostrando o arcabouço tectono-estratigráfico da Província Borborema. 06
Figura 2.2 – Mapa geológico do Domínio Seridó mostrando as diferentes suítes magmáticas. 11

Capítulo 3 – Geologia do Plúton Serra Verde

Figura 3.1: Mapa geológico simplificado do Plúton Serra Verde e suas encaixantes, modificado de Silva Neto (2005). 17
Figura 3.2 – Diagrama U-Pb para o Plúton Serra Verde. 21

Capítulo 4 – Petrografia do Plúton Serra Verde

Prancha 4.1 – Assembléia félsica encontrada nas rochas do Plúton Serra Verde, composta de cristais de plagioclásios e K-feldspatos. 23
Prancha 4.2 – Assembléia félsica das rochas do Plúton Serra Verde, composta de cristais de plagioclásios, K-feldspatos e quartzos. 24
Prancha 4.3 – Assembléia máfica encontrada nas rochas do Plúton Serra Verde, constituída cristais de anfibólio, biotita, titanita, epídoto e opacos. 27
Prancha 4.3 – Assembléia máfica encontrada nas rochas do Plúton Serra Verde, constituída cristais de biotita, titanita, epídoto, apatita e allanita. 28
Figura 4.1 – Seqüência de cristalização das diferentes fases minerais do Plúton Serra Verde, em seu estágio magmático e tradi-magmático. 29
Figura 4.2 – Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M para as amostras do Plúton Serra Verde. 30
Figura 4.3 – Diagrama QAP normativo para as amostras estudadas. 31
Figura 4.4 – Diagrama Q'ANOR mostrando o plote das amostras do Plúton Serra Verde com dados normativos. 31

Capítulo 5 – Litogeoquímica do Plúton Serra Verde

Figura 5.1 – Mapa geológico simplificado com os pontos amostrados para petrografia e geoquímica do Plúton Serra Verde. 33
Figura 5.2 – Diagramas de variação do tipo Harker para óxidos, utilizando SiO_2 como índice e diferenciação. 36
Figura 5.3: Diagramas de variação do tipo Harker para elementos traços, utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. 37

Figura 5.4: Classificação das amostras do Plúton Serra Verde segundo o índice de Shand. 38
Figura 5.5 – Diagramas discriminantes de série magmática. 39
Figura 5.6 – Diagramas de Frost *et al*. (2001) para as amostras do Plúton Serra Verde, com os campos para os granitos tipo I, S e A. 40
Figura 5.7: Diagrama de elementos terras raras (ETR's) para as amostras do Plúton Serra Verde, com valores normalizados em relação ao condrito de Evensen *et al*. (1978). 42
Figura 5.8 – Diagrama multielementar para as amostras do Plúton Serra Verde, com valores normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982). 43

Capítulo 6 – Condições de Cristalização

Figura 6.1 – As amostras do Plúton Serra Verde no diagrama propostos para estimar a profundidade crustal de intrusão de magmas granitóides. 46
Figura 6.2 – Diagrama Qz-Ab-Or a 0,5, 3,0 e 5,0 kbar de pressão, mostrando a distribuição das amostras do Plúton Serra Verde. 47
Figura 6.3 – As amostras do Plúton Serra Verde no diagrama P2O5 *vs* SiO2 mostrando as isotermas que refletem a temperatura de cristalização da apatita. 48
Figura 6.4 – As amostras do Plúton Serra Verde no sistema Qz-Ab-Or a P= H_2O de 5 kbar. 49
Figura 6.5 – Diagrama bi-log apresentando elemento incompatível (Ba) *vs* compatível (V) para as amostras do Plúton Serra Verde. 50

Capítulo 7 – Discussões e Considerações Finais

Figura 7.1 – As amostras do Plúton Serra Verde no diagrama "Na_2O+K_2O x SiO_2" com as curvas de isofugacidade de oxigênio para rochas plutônicas. 52
Figura 7.2 – O granito Serra Verde no contexto de diagramas discriminantes de associações trondhjemíticas. 54
Figura 7.3 – Diagramas de Rickwood (1989) e de Wright (1969), com os campos das tipologias de granitóides do neoproterozóico superior no Domínio Seridó e o *plot* das amostras do Plúton Serra Verde. 55
Figura 7.4 – Diagramas de variação tipo-Harker com o campo dos granitóides cálcio-alcalino potássicos equigranulares-CalcKEq do DS e as amostras do granito Serra Verde. 55
Figura 7.5 – Diagramas discriminantes de associações magmáticas, e comparação entre os granitos tipos cálcio-alcalinos-CA (tipos Conceição e Emas) e trondhjemíticos (tipos Serrita) com granito Serra Verde. 56
Figura 7.6 – Diagramas de variação tipo-Harker para os granitos tipos cálcio-alcalinos e trondhjemíticos da DZT e o granito Serra Verde. 57

Capítulo I – Introdução

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Apresentação e Objetivos

No extremo nordeste da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977-1981), a orogênese brasiliana é caracterizada por uma intensa granitogênese geralmente associada a zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção geral NE-SW e caráter cinemático dextral. Nessa região, em especial no Domínio da Faixa Seridó (DFS), inúmeros corpos graníticos têm sido estudados do ponto de vista petrográfico, geoquímico, geocronológico e estrutural (Galindo 1993, Archanjo 1993, Jardim de Sá 1994, Nascimento, R.S.C. 1998, Nascimento, M.A.L. 2000, Antunes *et al.* 2000, dentre outros). Dentro desse cortejo de granitóides brasilianos insere-se o Plúton Serra Verde (Silva Neto 2005), o qual é objeto desta Dissertação de Mestrado.

O Plúton Serra Verde situa-se na porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Norte (RN), a NW da cidade de Santa Cruz. Geologicamente está na porção centro-leste da Faixa Seridó, na interface dos metassedimentos do Grupo Seridó e as rochas do embasamento cristalino do Complexo Caicó. Este trabalho tem como objetivo geral definir os aspectos relativos à gênese e evolução do(s) magma(s) do Plúton Serra Verde, através de análises geoquímicas para elementos maiores, traços e terras raras, no intuito de prover maiores informações para o pleno conhecimento da granitogênese neoproterozóica na Província Borborema, em especial no contexto da sua porção NE, ou seja, a denominada Faixa Seridó.

1.2 – Localização da área

A área de estudo situa-se na porção sudeste do Estado do Rio Grande Norte, inserida no município de São Tomé, cerca de 15 km a sudeste do mesmo, próxima aos municípios de Cerro Corá, Lages Pintadas e Santa Cruz. Geograficamente está limitada pelas coordenadas 6°02’06” e 6°11’35” de latitude sul e 36°15’44” e 36°10’00” de longitude oeste. O acesso à área pode ser feito partindo-se de Natal pela rodovia federal BR-226 até a cidade de Santa Cruz, a partir daí o deslocamento até a área é feito por estradas secundárias não pavimentadas (Figura 1.1).

Figura 1.1: Mapa de localização da área estudada. O retângulo representa o local de ocorrência do Plúton Serra Verde.

1.3 - Metodologia de trabalho

Para a elaboração desta dissertação foram desenvolvidos trabalhos de escritório, de campo e laboratoriais, conforme apresentado nos subitens abaixo. A metodologia empregada durante o desenvolvimento da pesquisa, foi decorrente do tipo de estudo a ser realizado nas amostras do Plúton Serra Verde.

1.3.1 – Etapa inicial

Inicialmente foi realizada uma pesquisa bibliográfica sobre a granitogênese no DFS, em especial sobre os trabalhos já desenvolvidos no Plúton Serra Verde. Posteriormente foram realizados perfis na área de afloramento do Plúton Serra Verde para a coleta de amostras, num total de 11, para os trabalhos de laboratório.

1.3.2 – Etapa de laboratório

Nessa etapa foi realizado o estudo petrográfico ao microscópio polarizante em seções delgadas das 11 amostras coletadas em campo, para a identificação das

assembléias mineralógicas magmática e tardi-magmática, que compõem as rochas do Plúton Serra, bem como dos seus aspectos microtexturais.

Para o estudo geoquímico as amostras foram britadas e quarteadas no Laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia da UFRN, e posteriormente encaminhadas ao laboratório da *LAKEFIELD GEOSOL LABORATÓIROS* Ltda (Belo Horizonte, Brasil), para análises de elementos maiores, traços e terras raras. As análises para elementos maiores e os elementos traços Ga, Nb, Rb, Th, Ta, U, e Hf foram feitas por fluorescência de raios-x em pastilhas prensadas e fusão com tetraborato de lítio. Os demais elementos traços, incluindo os terras raras, foram obtidos através de digestão multiácida, utilizando-se o método de espectometria de emissão acoplada a uma fonte de plasma (ICP).

Uma amostra (LSV-11) foi preparada para a análise geocronológica. Esta amostra foi britada, moída, peneirada e separada a fração de minerais pesados e enviada ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) para datação pelo método U-Pb em zircão.

1.3.3 – Etapa final

Os dados obtidos nas etapas anteriormente descritas foram interpretados no contexto petrográfico e geoquímico seguido da integração e discussão dos resultados, culminando na elaboração da presente dissertação de mestrado. As etapas de trabalho são apresentadas resumidamente no fluxograma abaixo (Figura 1.2).

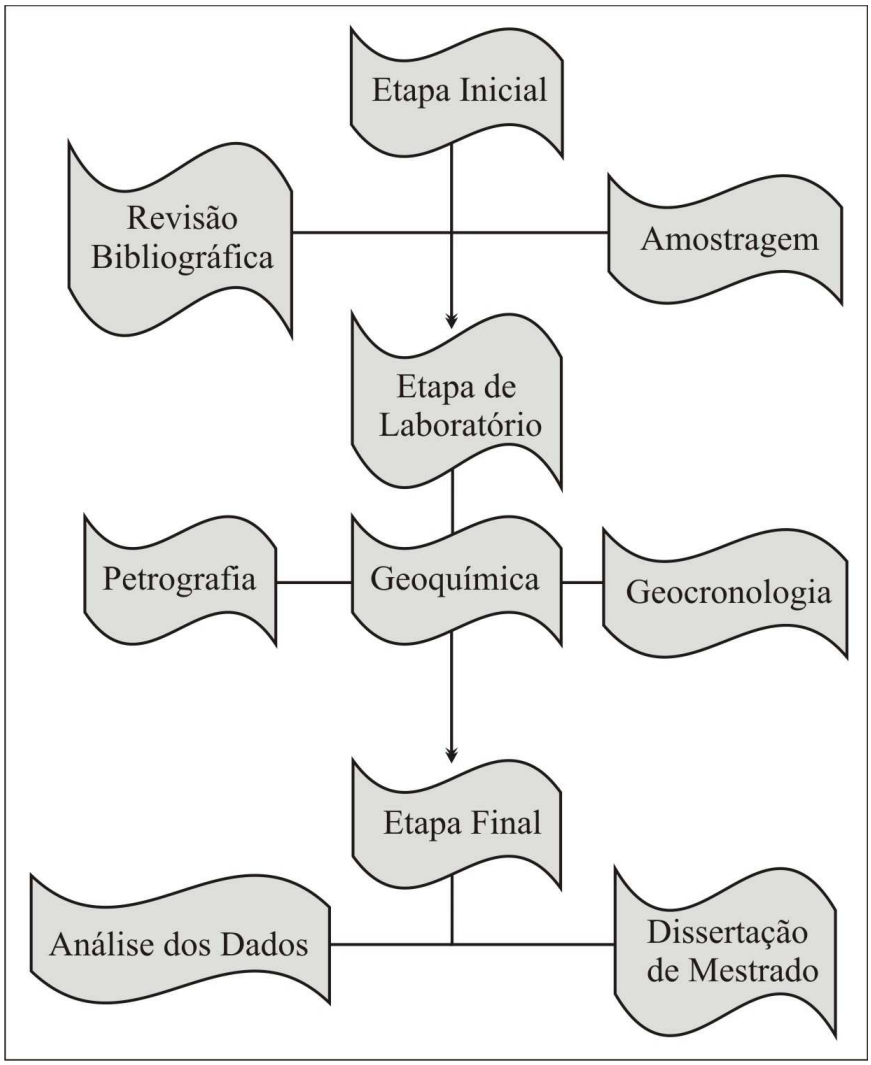


Figura 1.2: Fluxograma apresentando as etapas de trabalho desenvolvidas.

Capítulo II – Contexto Geológico Regional

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 – A Província Borborema

A Província Borborema, NE do Brasil (Almeida *et al*., 1977-1981) é interpretada como um seguimento crustal, que constitui um conjunto de unidades geológicas, separadas por extensas e complexas zonas de cisalhamento, que junto com o volumoso magmatismo granítico neoproterozóico, representam as características mais marcantes desta província (Caby *et al*., 1991). Seus limites são marcados a oeste pela Bacia do Parnaíba, a sul pelo Cráton São Francisco, a norte e a leste pelas bacias costeiras do nordeste brasileiro (Figura 2.1). O substrato geológico regional dessa província é constituído por rochas gnáissico-migmatíticas de idades Arqueanas e Paleoproterozóica (Jardim de Sá 1994), que compõem blocos que separam extensas faixas de rochas supracrustais, cujas idades variam de Paleoproterozóicas a Neoproterozóicas. As extensas zonas de cisalhamento e o expressivo magmatismo granitóide são características marcantes da Província Borborema, estando associadas ao último episódio de deformação dúctil regional que afetou a região (Jardim de Sá 1994).

Diversos autores subdividiram a Província Borborema em domínios tectônicos com evoluções geodinâmicas distintas (Brito Neves *et al*. 1975; Caby *et al*. 1991; Jardim de Sá 1994; Vauchez *et al*. 1995), englobando maciços (embasamento gnáissico-migmatítico Arqueano a Paleoproterozóico) e faixas de supracrustais (metassedimentos e metatavulcânicas). Inserida em um desses domínios, denominado de Faixa Seridó por Jardim de Sá (1994), encontra-se a área do presente estudo. Entretanto, aqui é usada a terminologia “Domínio Seridó” para evitar confusão com a nomenclatura adotada para o conjunto de metassedimentos denominado de Grupo Seridó.

2.2 – O Domínio Seridó

O Domínio Seridó situa-se na porção NE da Província Borborema, entre o Lineamento Patos (a sul), a Zona de Cisalhamento Portalegre (a oeste) e as rochas sedimentares meso-cenozóicas das bacias de margem atlântica, Potiguar e Pernambuco-Paraíba (a norte e a leste, respectivamente).

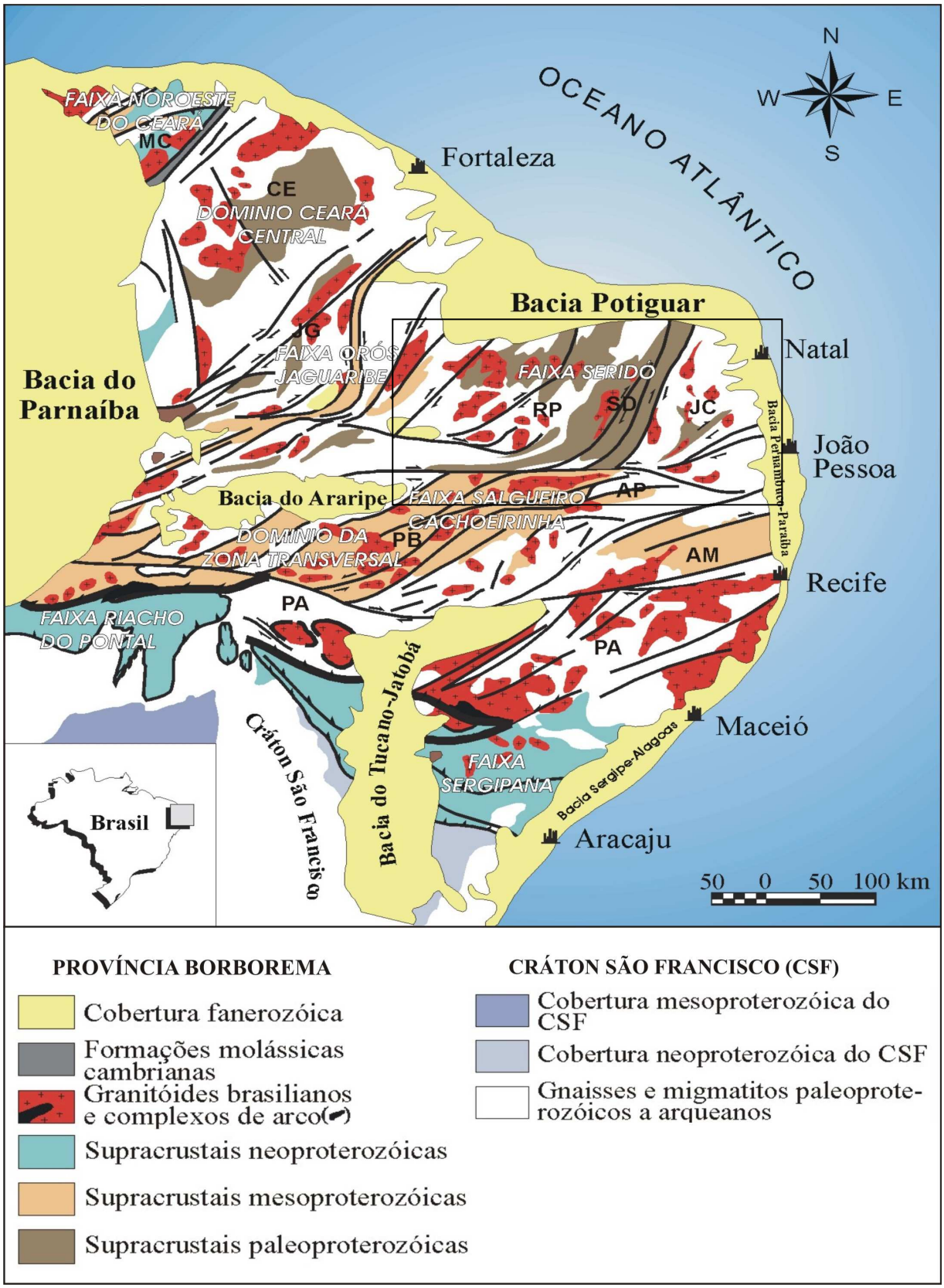


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado, mostrando o arcabouço tectono-estratigráfico da Província Borborema (Compilado de Silva Neto 2005). O retângulo indica o Domínio Serió.

O Domínio Seridó compreende o Maciço Rio Piranhas, A Faixa Seridó e o Maciço São José do Campestre sendo ainda marcado por uma intensa atividade plutônica brasiliana, representada por diversos batólitos, *stocks* e diques (Figura 2.2).

2.2.1 – O Maciço Rio Piranhas

O Maciço Rio Piranhas (MRP) representa um conjunto de rochas gnáissico-migmatíticas correspondente ao embasamento da Faixa Seridó (Brito Neves 1983; Santos & Brito Neves 1984). Esse maciço é limitado, na sua borda leste, pela Zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre, a sul pelo Lineamento Patos e a norte pela Bacia Potiguar.

O embasamento do MRP compreende rochas de alto grau, representadas por duas associações principais, marcadas por variações litológicas distintas. Diante dessas variações litológicas, alguns autores (Hackspacher & Sá 1984; Hackspacher *et al.* 1990; Dantas *et al.* 1991) defendem a separação do embasamento em dois componentes (Grupo São Vicente e Grupo Caicó). Contudo as unidades que constituem esses dois componentes, não apresentam diferenças significativas de idade, levando alguns autores (Jardim de Sá 1984, 1994; Macedo *et al*. 1991; Hackspacher *et al.* 1990; Souza *et al*. 1993) a utilizarem o termo Complexo Caicó para todo o conjunto de unidades que constituem o embasamento gnáissico-migmatítico. O Complexo Caicó consiste principalmente de rochas metaplutônicas Paleoproterozóicas de composição tonalítica a granítica, intrusivas ou intercaladas com rochas metavulcânicas básicas e metassedimentares mais antigas.

Quanto aos dados geocronológicos a respeito dos ortognaisses do Complexo Caicó, estudos baseados em análises de zircão pelo o método U-Pb (Hackspacher *et al.* 1990; Dantas *et al.* 1991; Legrand *et al*. 1991b) revelaram idades entre 2,23 e 2,15 Ga. Recentemente Dantas *et al*., (2004) pelo método U-Pb em zircões chegou a idades entre 2.15 e 2.0 Ga para os ortognaisses do Complexo Caicó.

Em todo o Maciço Rio Piranhas ocorrem distribuídos granitóides intrusivos de idades Paleoproterozóicas (G_2) e Neoproterozóica (G_3) denominados assim por Jardim de Sá *et al*. (1981). Os granitóides G_2 correspondem a rochas metaplutônicas de composição granítica, subordinadamente granodirítica a tonalítica, com textura porfirítica (*augen* gnaisses) ou fanerítica. Para Jardim de Sá (1994) esses granitóides ocorrem intrusivos no

Grupo Seridó e está relacionado a um segundo evento deformacional (D_2) no Paleoproterozóico (2,0 a 1,9 Ga). Outros autores (Hackspacher *et al.* 1990; Dantas *et al.* 1991), utilizando dados geoquímicos, concluíram que os tipos G_2 são parte de um único *trend* de diferenciação cálcio-alcalina de metagranitóides do embasamento do Grupo Seridó.

Utilizando o método de datação U-PB em zircões dos augen gnaisses que ocorrem na Faixa Seridó, Hollanda *et al*. (2007) apresentaram idade de cristalização em torno de 2,20±0,03 Ga. Os resultados de várias análises levaram os autores a concluir que os augen gnaisses representam derrames (sheet-like) em cima de uma discordância regional e não uma intrusão como sugerida por Jardim de Sá (1994). Estes dados dão um sentido para a geodinâmica do Grupo Seridó, contrariando o modelo de evolução policíclica proposto para a faixa.

2.2.2 – A Faixa Seridó

A Faixa Seridó constitui um segmento crustal da Província Borborema, cujos limites são representados a leste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, a oeste pelo Maciço Rio Piranhas, a sul pelo Lineamento Patos e a norte pela Bacia Potiguar. Essa faixa corresponde a uma mega-seqüência deposicional de metassedimentos (Grupo Seridó), dispostos discordantemente sobre um substrato gnáissico-migmatítico (Complexo Caicó).

A estratigrafia das supracrustais da Faixa Seridó é dividida em três formações compondo da base para o topo: Formação Jucurutu constituída de paragnaisses basais, com intercalações de mármores e calciossilicáticas; Formação Equador representa a porção intermediária composta por quartzitos e metaconglomerados e a Formação Seridó no topo do grupo, compondo os micaxistos (Jardim de Sá & Salim 1980). Um outro modelo propõe uma discordância entre as formações Jucurutu+Equador e a Formação Seridó, sendo divida em formações Parelhas e Seridó (Archanjo & Salim 1986, Caby *et al*. 1995).

Alguns autores (Archanjo & Salim 1986 e Caby *et al.* 1991) defendem um modelo evolutivo de caráter monocíclico, onde a Faixa Seridó é afetada por dois eventos deformacionais (D_1 e D_2), sendo o evento D_2 responsável pelas estruturas tangenciais e

transcorrentes, desenvolvidas nas supracrustais (Grupo Seridó) a partir de um único evento progressivo. Nesse modelo, os granitóides G_2 são interpretados como intrusões anorogênicas, deformadas posteriormente pelo evento Brasiliano (D_3).

Outros autores (Salim *et al*. 1979; Jardim de Sá 1994) defendem um modelo policíclico para o arcabouço estrutural da Faixa Seridó, o qual é marcado por uma sucessão de eventos deformacionais temporalmente distintos. O primeiro evento deformacional (D_1) afetou as rochas do embasamento. O segundo evento (D_2) atuou durante a orogênese Transamazônica, superpondo o evento D_1 e foi responsável por intrusões sintectônicas dos granitóides G_2. O terceiro evento (D_3) é referido a orogênese Brasiliana e é responsável pelo retrabalhamento crustal e pelo alojamento dos granitóides brasilianos G_3 (Neoproterozóico).

Van Schmus *et al*. (1996), através do método Sm-Nd reportaram idade modelo de 1,2 Ga a 700 Ma para os xistos da Formação Seridó e 1,6 Ga para os ganisses da Formação Jucurutu. Datações recentes (Van Schmus *et al*. 2003) pelo método U-Pb em zircões detríticos forneceram idade em torno de 610 a 650 Ma para o Grupo Seridó, sendo esta a provável idade de deposição do Grupo Seridó. As razões de Sm/Nd para muitas localidades da Formação Seridó apresentaram idades de formação crustal entre 1.2 e 1.6 Ga. Estes resultados significam que a idade máxima para a deposição da Formação Seridó é de 1.2 Ga, assumindo que a fonte dos detritos é oriunda do manto empobrecido, foi rapidamente erodida e depositada, e que a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ não foi afetada significativamente pelo metamorfismo e deformação durante a orogênese Brasiliana (600 Ma).

2.2.3 – O Maciço São José do Campestre

O Maciço São José do Campestre ocorre a leste da Faixa Seridó, sendo limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Regímio-Pocinhos, a oeste pela Zona de Cisalhamento Picuí João Câmara, a norte e a leste pelos sedimentos meso-cenozóicos das bacias costeiras.

Os primeiros trabalhos desenvolvidos neste maciço foram realizados por Barbosa & Braga (1974), que consistiram na caracterização geológica e petrográfica de

migmatitos e gnaisses indiferenciados. O conjunto de rochas que compõem o maciço foi denominado Maciço Caldas Brandão/São José do Campestre por Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984). Neste trabalho optou-se pela denominação Maciço São José do Campestre (MSJC).

Este maciço constitui um bloco dominantemente gnáissico, com litotipos diversos, variavelmente migmatizados, amplamente intrudidos por granitóides neoproterozóicos. Micaxistos correlacionados a Formação Seridó afloram como fatias alóctones no extremo nordeste (Ielmo Marinho) e a sul do MSJC (NW de Regímio), repousando diretamente sobre o substrato ganáissico-migmatítico (Trindade *et al*. 1993; Jardim de Sá 1994). Quanto à estruturação do maciço, dados de campo (Jardim de Sá *et al*. 1993) e tratamento digital de imagens de satélite (Amaro 1998) mostraram um arranjo das zonas de cisalhamento distinto dos outros setores do Domínio Seridó. Foi observada uma tectônica transtracional ou distensional, com estruturas de baixo ângulo tornando-se verticalizadas quando próximas a zonas de cisalhamento. No MSJC, zonas de cisalhamento apresentando cinemática sinistral com *trend* NW, desenvolveram-se entre duas grandes zonas de cisalhamento NE dextrais (Picuí-João Câmara e Regímio-Pocinhos), originando um mosaico de pequenos blocos retangulares, cuja interpretação é dada como falhas antitéticas em um sistema conjugado com as zonas trascorrentes E-W e NE, que ocorrem na Província Borborema (Dantas 1997).

Dantas (1997) e Dantas *et al*. (1998), através do mapeamento geológico e estudos isotópicos de Nd, reconheceram um núcleo arqueano na porção central do MSJC, formado por ortognaisses, migmatitos, granulitos e uma seqüência de rochas básicas. Análises de U-Pb em zircões forneceram idades entre 3,5 e 2,7 Ga (Dantas 1997 e Dantas et al., 1998-2004). Segundo estes autores os resultados geocronológicos indicam que o MSJC se desenvolveu por vários pulsos distintos de crescimento crustal a 3.45, 3.3, 3.25, 3.18 e 3.0 Ga. Os dois primeiros pulsos incluíram crosta mais antiga dentro da sua gênese. Este composto bloco crustal foi subsequentemente afetado por um episódio tecntonometamórfico de alta temperatura a 3.0 Ga e uma fase de magmatismo a 2.7 Ga, atestado por idades U-Pb em zircões e monazitas.

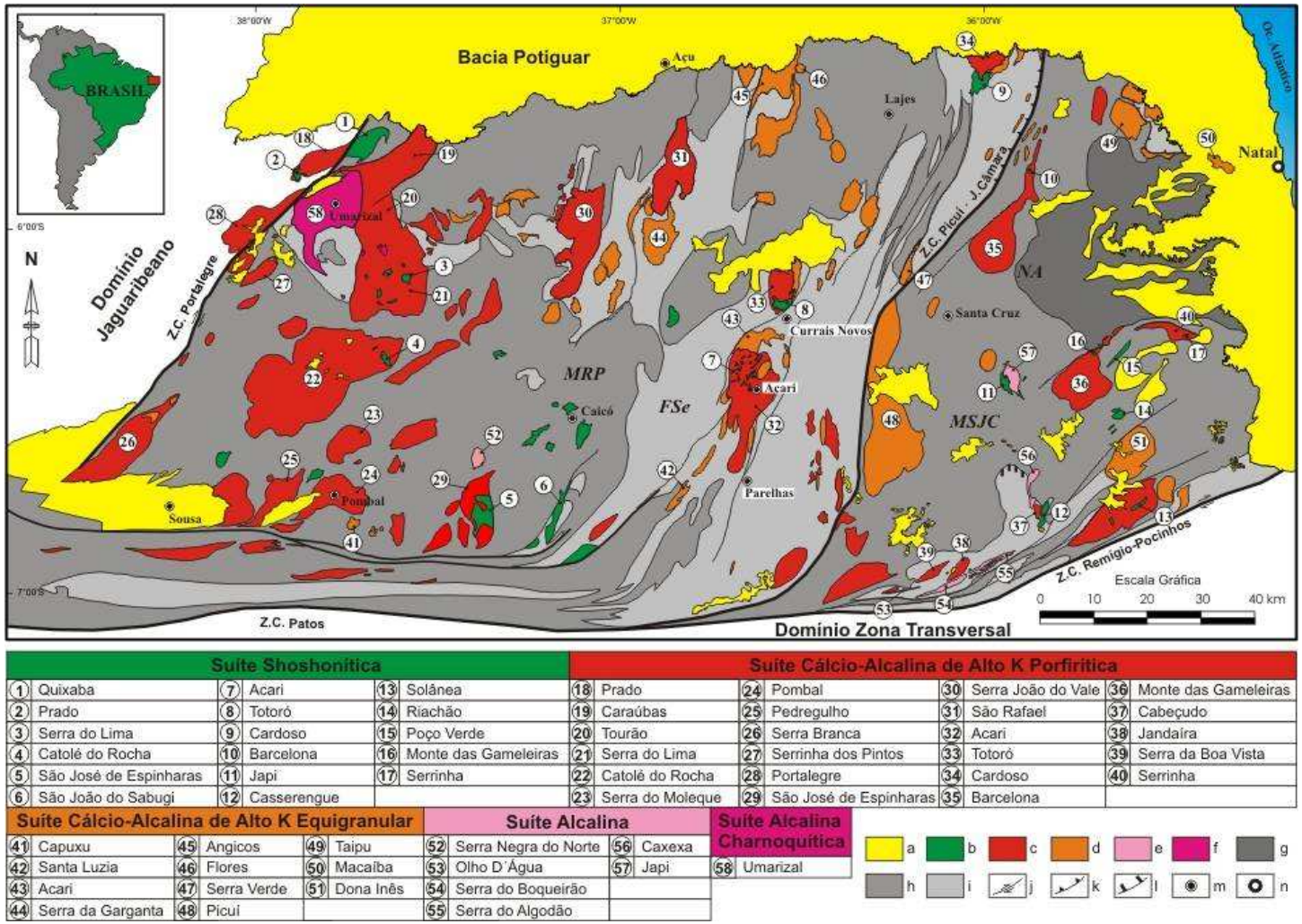


Figura 2.2: Mapa geológico do Domínio Seridó mostrando as diferentes suítes magmáticas: a – Coberturas mesocenoáoicas; b – Suíte Shoshonítica; c – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica; d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular; e – Suíte Alcalina; f – Suíte Alcalina Charnoquítica; g – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano (NA); h – Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozóico (MRP e MSJC); i – Faixa Seridó (FSe); j – Zonas de Cisalhamento transcorrentes neoproterozóicas; k – Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozóicas; l – Zonas de Cisalhamento extensionais neoproterozóicas; m – cidades; n – capital do Estado. Compilado e modificado de Nascimento *et al*. (2008).

2.3 – O Magmatismo Neoproterozóico no Domínio Seridó

O magmatismo neoproterozóico representa uma das mais importantes feições do Domínio Seridó. Trata-se de uma intensa granitogênese ocorrida durante o evento Brasiliano (evento D_3) que é representada por diversos batólitos, *stocks* e diques.

Uma das primeiras tentativas de classificação a respeito do magmatismo neoproterozóico foi proposta por Almeida *et al.* (1967), onde as rochas plutônicas da Província Borborema foram posicionadas de acordo com o ciclo Brasiliano. Essas rochas foram subdividas em granitóides sin-tectônicos (tipos Itaporanga e Conceição) e granitóides tardi-tectônicos (tipos Catingueira e Itapetim). Posteriormente Jardim de Sá *et al*. (1981), restrigindo-se ao Domínio Seridó, utilizou critérios estruturais para classificar os granitóides brasilianos em G_x (rochas básicas a intermediárias), G_3 (granitos e granodioritos porfiríticos ou equigranulares) e G_4 (leucogranitos tardios). Sial (1987) utilizando dados geoquímicos dividiu os granitóides da Província Borborema em quatro grandes grupos, classificando-os em Cálcio-alcalino Potássico, Cálcio-alcalino, Trondhjemítico e Peralcalino. Jardim de Sá (1994) distinguiu as suítes básicas a intermediárias, porfirítica e leucogranítica, às quais foram adicionadas rochas com afinidade alcalina e shoshonítica (Hollanda *et al.* 1995; Galindo *et al.* 1997a,b; Nascimento, M.A.L. *et al*. 1997; Nascimento, R.S.C. 1998). Nascimento *et al.* (2000-2008) com base em análises geoquímicas e aspectos texturais/petrográficos agrupou os granitóides no Domínio Seridó em Suíte Shoshonítica, Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica, Cálcio-alcalina de alto K Equigranular, Alcalina e Alcalina Charnoquítica.

Neste trabalho será apresentado um resumo da classificação proposta por Nascimento *et al*. (2008) para o magmatismo neoproterozóico no Domínio Seridó, considerando que o Plúton Serra Verde insere-se dentro do contexto desse domínio.

2.3.1 – Suíte Shoshonítica

Esta suíte corresponde a pequenos plútons isolados ou associados a corpos de granitos porfiríticos, de composição gabro-diorítica a quartzo monzonítica, com textura fina a média, equigranular ou inequigranular. De uma maneira geral são rochas enriquecidas em Fe_2O_3t, MgO e CaO, TiO_2 e P_2O_5 e em terras raras leves, com suaves anomalias positivas ou negativas de Eu. Quanto ao índice de aluminosidade, essas rochas

se mostram com caráter metaluminoso e de acordo com diagramas discriminantes geoquímicos representam rochas subalcalinas, plotando na transição entre cálcio-alcalinas e alclainas.

Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircões forneceram idades de 579±7 Ma para os dioritos de Acari (Leterrier *et al*. 1994) e 599±16 Ma para o norito Poço Verde (Dantas 1997). Datações por microssonda eletrônica em monazitas para esse mesmo norito forneceram idade de 553±10 Ma, sendo interpretada como o pico de um evento em fácies granulito que atuou sobre o corpo (Souza *et al*. 2006).

2.3.2 – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica

A Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica compreende rochas que ocorrem sob a forma de batólitos isolados ou associados a outros tipos de rochas (suíte shoshonítica), com composição predominantemente monzogranítica, podendo variar para granodioritos e quartzo monzonitos. A textura é representada dominantemente por uma fácies porfirítica, conhecida como “dente de cavalo”. As rochas desta suíte são enriquecidas em álcalis e mostra pouco a forte fracionamento dos ETR’s, com anomalia negativa de Eu. De acordo com o ídice de Shand representam rochas meta a peraluminosas. Em diagramas discriminantes geoquímicos estas rochas apresentam-se com caráter transicional (subalcalina), ocorrendo entre rochas de associações cálcio-alclaina e alcalina.

Legrand *et al*. (1991) através do método U-Pb em zircões obteve uma idade de 555±5 Ma para a suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica. Mais recentemente, idades obtidas pelo mesmo método em zircões e titanitas desta suíte, mostraram um intervalo de entre 571 e 579 Ma, com valor médio de 575±Ma (Nascimento *et al*. 2008).

2.3.3 – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular

A rochas que compõem esta suíte ocorrem como enxames de diques, soleiras e corpos isolados com composição sienogranítica a monzogranítica, de textura fina a média, equigranular ou microporfirítica. São rochas de caráter meta a peraluminoso, enriquecidas em SiO_2 e empobrecidas em Fe_2O_3t, CaO, MgO, Sr e Zr, sugerindo uma fonte essencialmente crustal (Jardim de Sá 1994). Apresentam forte anomalia negativa do Eu e eriquecimento dos terras raras leves com relação aos pesados. Geoquimicamente, a

Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular se assemelha as Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica, entretanto com características mais evoluídas.

Através do método U-Pb foram obtidas idades em torno de 628±11 Ma (Dantas 1997) e 450 Ma (Dantas *et al*. 2005) para a suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular, porém foram consideradas anômalas. Estudos mais recentes através do mesmo método para as rochas desta suíte, forneceram idades entre 520 e 541 Ma (Medeiros *et al*. 2007; Beurlen *et al*. 2007).

2.3.4 – Suíte Alcalina

A Suíte Alcalina compreende sinogranitos, monzogranítos e álcali-feldspato granitos, com quartzo álcalis-feldspato sienitos subbordinados. Apresentam textura fina a média, equigranular, por vezes com acamamento ígneo ainda preservado. Esta suíte ocorre com teores elevados de SiO_2, com forte enriquecimento em álcalis e acentuado empobrecimento em CaO e MgO. São rochas de caráter meta a peraluminoso ricas em Ba e Sr e pobres em Zr. Comumente estas rochas apresentam anomalias positivas de Eu, porém anomalias negativas podem ocorrer. A afinidade alcalina é sugerida em diagramas discriminantes geoquímicos.

A idade deste magmatismo ainda é alvo de discussão, sendo definida até o momento pelo método Rb-Sr e Sm-Nd. Através do método Rb-Sr em rocha total foram obtidas idades em torno de 529±54 Ma e 536±4Ma para rochas da Suíte Alcalina (Plúton Serra do Algodão), podendo representar a idade de cristalização (Nascimento 1998). Uma isócrona obtida pelo método Sm-Nd, considerando amostras de rocha total, de granada e de clinopiroxênio, forneceu idade de 578±14 Ma (Nascimento *et al*. 2008).

2.3.5 – Suíte Alcalina Charnoquítica

Esta suíte é representada por rochas com afinidade alcalina compreendendo quartzo mangerito e charnoquitos de textura fina a média, inequigranulares. São rochas com teores elevados de teores de SiO_2, enriquecidas em álcalis, elevado conteúdo de Zr e baixo de MgO. Mostra-se com mais baixo fracionamento dos ETR quando comparada às demais suítes e com anomalias negativas de Eu. De acordo com o índice de Shand são rochas meta a peraluminosas. A afinidade geoquímica é confirmada em diagramas discriminantes geoquímicos.

Os dados geocronológicos para as rochas desta suíte ainda é alvo de discussão e apresentam problemas com relação a idade. Contudo, em virtude das rochas não apresentarem deformação, admite-se um alojamento pós-tectônico e relaciona-se ao evento Brasiliano.

Capítulo III – Geologia do Plúton Serra Verde e Suas Encaixantes

3 – GEOLOGIA DO PLÚTON SERRA VERDE E SUAS ENCAIXANTES

3.1 – Geologia da área

A geologia da área, aqui apresentada em resumo, foi proposta por Silva Neto (2005), que com base em critérios de campo identificou e caracterizou as diversas unidades presentes e suas relações estratigráficas. O empilhamento litoestratigráfico proposto envolve da base para o topo: uma seqüência de embasamento composta por *augen* gnaisses e ortognaisses bandados; *augen* gnaisses graníticos porfiríticos, correlacionados aos tipos G_2 de Jardim de Sá *et al*. (1981); uma sequência metassedimentar composta por micaxistos e paragnaisses; o plúton granitóide Serra Verde; pegmatitos tardi-brasiliano; plugs basálticos; arenitos, correlacionados a Formação Serra do Martins; e, aluviões recentes (Figura 3.1).

3.1.1 – O Embasamento

As litologias presentes compreendem *augen* gnaisses de composição granítica e ortognaisses bandados de composição granodiorítica a tonalítica. Os primeiros são representados por rochas de coloração rósea a cinza, apresentam textura porfiroblástica média a grossa evidenciada pelos porfiroblastos de K-feldspato na forma de *augens*, os quais indicam uma componente dextral para as zonas de cisalhamento que os afetam. Os ortognaisses bandados são dominantemente corpos tabulares, apresentando bandamento metamórfico marcado pela alternância de níveis félsicos de composição granodiorítica a granítica e níveis máficos de composição tonalítica.

3.1.2 – *Augen* Gnaisse Porfirítico (tipo-G_2)

Esta unidade ocorre como um corpo alongado na direção NE-SW, intrusivo nos ortognaisses do embasamento, na porção oeste da área. O caráter intrusivo desse corpo é evidenciado pela presença de xenólitos do ortognaisse bandado. Os contatos deste corpo com os litotipos adjacentes são bastante evidentes, visto que o mesmo está representado por altos topográficos (Serra da Ilhota) bem evidenciados em fotografias aéreas e imagens de satélites.

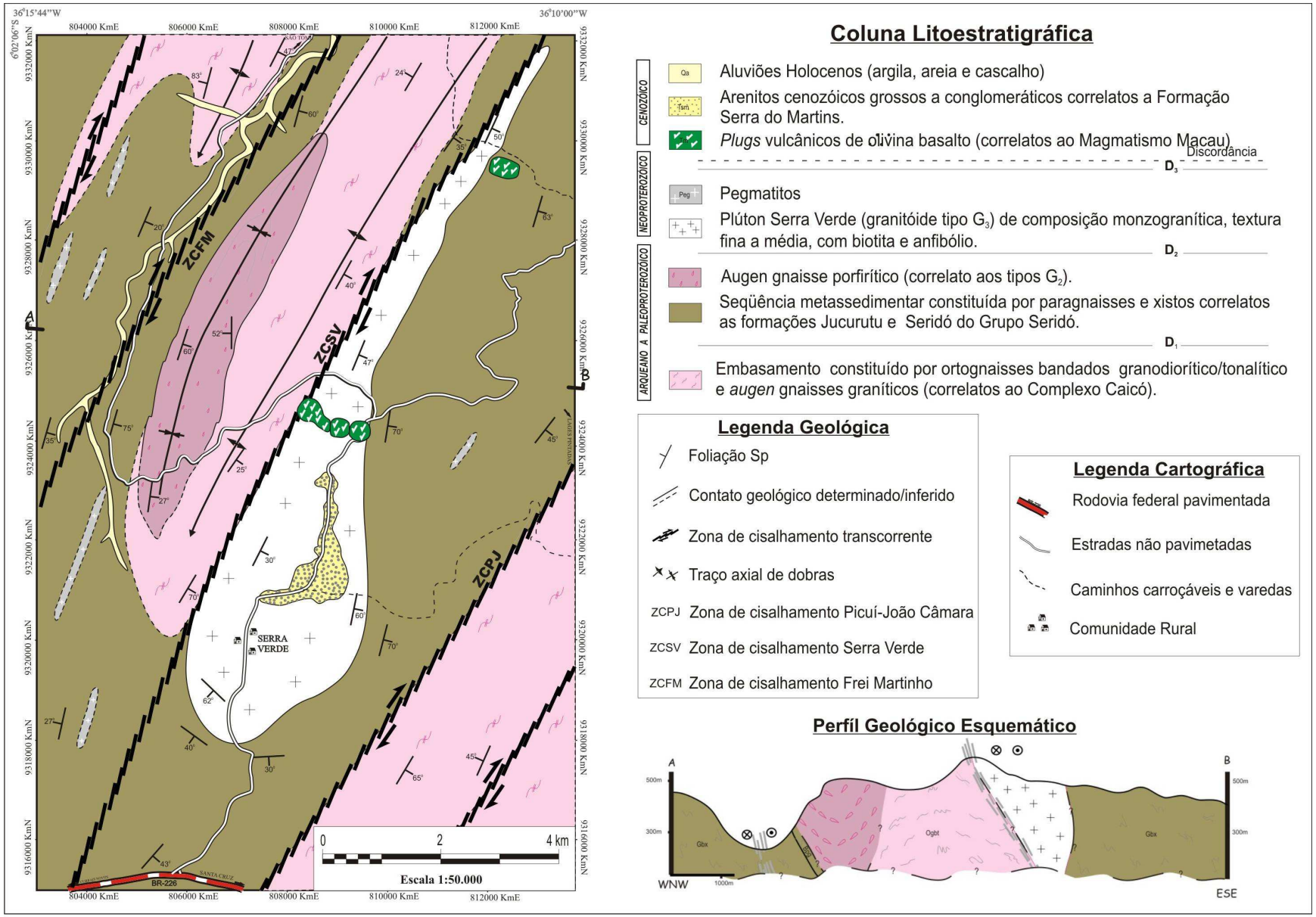


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado do Plúton Serra Verde e suas encaixantes, modificado de Silva Neto (2005).

3.1.3 – Seqüência Metassedimentar

Essa seqüência compreende paraganaisses e xistos correlacionados as formações Jucurutu e Seridó, respectivamente, sendo os tipos litológicos dominantes na área. Os primeiros são biotita paragnaisse de composição quartzo-feldspáticas, localmente apresentando intercalações de rochas anfibolíticas e calciossilicáticas. Seus contatos com os xistos são gradativos.

Petrograficamente os xistos são representados por granada-biotita-xistos de coloração cinza escura a marrom escura, apresentando finos bandamentos compostos pela alternância de faixas quartzosas *vs* micáceas. São de granulometria fina a média, e localmente mostram porfiroblastos de cordierita e andaluzita, além de proporções variadas de granada e estaurolita. Estas rochas constituem a litologia mais expressiva na área, compondo a principal encaixante do Plúton Serra Verde.

3.1.4 – O Plúton Granitóide Serra Verde

O Plúton Serra Verde, alvo deste trabalho, ocorre aflorando na porção central da área (Figura 3.1), intrudindo rochas do embasamento a oeste e xistos a leste, com geometria *en cornue* com direção NE-SW. Compreende dominantemente rochas de coloração cinza clara, sem variações faciológicas e com textura equigranular fina a média. Maiores detalhes sobre este plúton será apresentando adiante.

3.1.5 – Os Corpos Pegmatíticos

Os pegmatíticos, de presumível idade tardi-brasiliana, afloram dominantemente no limite oeste da área, sob a forma de inúmeros e pequenos corpos (alguns não representados na escala de trabalho) alongados segundo o *trend* regional NE-SW, intrusivos nos xistos. São corpos homogêneos, de textura grossa, e coloração esbranquiçada a rósea. São interpretados como correlatos a última fase de deformação que afetou a área, provavelmente em um estágio tardio a essa deformação.

3.1.6 – Os Plugs Basálticos

Estes corpos ocorrem com forma geométricas cônicas, apresentando no geral cotas topográficas superiores as demais litologias da área. Afloram na porção extremo NE da área próximo a localidade do Tigre (um plug), e intrusivos na porção central do Plúton

Serra Verde, compondo um conjunto de três plugs denominados de "*Plugs* Basálticos Três Irmãos" (Silva Neto *et al*. 2005), onde aparecem em mapa com geometria semicircular. São rochas de coloração escura e de composição basáltica. Petrograficamente apresentam uma matriz microcristalina constituída por microfenocristais e grânulos de clinopiroxênio, olivina, opacos, além de pequena quantidade de vidro vulcânico. Podem apresentar ainda uma textura microporfirítica, definida por fenocristais de olivina, clinopiroxênio e opacos.

3.1.7 – Os Arenitos

Essa unidade ocorre como um pequeno platô na parte centro-sul da área, e é representada por rochas areníticas que repousam em discordância erosional e litológica sobre as rochas do Plúton Serra Verde. Estes arenitos são interpretados como correlatos aos da Formação Serra do Martins.

3.1.8 – Depósitos Aluvionares

Correspondem a sedimentos aluvionares (areias e cascalhos), que ocorrem ao longo das drenagens de rios e riachos, encontrados principalmente seguindo a configuração do Rio Potengi que corta a área na sua região noroeste.

3.2 – Geologia do Plúton Serra Verde

O Plúton Serra Verde constituí um *stock* com aproximadamente 25 Km^2 de área aflorante, intrusivo na seqüência metassedimentar e nos gnaisses do embasamento. Apresenta forma geométrica *en cornue* definida por uma extremidade sul mais subarredondada e uma terminação em cauda, que se prolonga na direção NE (Figura 3.1).

As rochas que constituem o plúton mostram coloração dominantemente cinza clara, não apresentam variações faciológica proeminentes, e são de granulação fina a média e textura equigranular. Em alguns poucos afloramentos na porção norte do corpo são observados fenocristais de K-feldspatos de até 3 cm segundo seu eixo maior, compondo localmente uma textura porfirítica.

Dois tipos de foliações são observadas no granitóide: uma formada no estágio magmático, e outra no estágio sólido. A primeira identificada na porção mais central do

plúton é marcada pela orientação de biotitas e anfibólios, e pelos cristais de quartzo que mostram forma globular, não apresentando indícios de deformação plástica.

A segunda é observada principalmente nas extremidades do plúton. Esta foliação é marcada pelo estiramento dos cristais de quartzo e feldspatos e o alinhamento dos minerais máficos, e foi desenvolvida em um estágio *subsolidus* associada a ação de zonas de cisalhamento, notadamente à atuação da Zona de Cisalhamento Serra Verde-ZCSV.

A colocação do Plúton Serra Verde é interpretada como sendo sin-tectônica à deformação brasiliana, devido à orientação de seu *fabric* tectônico relacionado ao das encaixantes, a sua forma geométrica *en cornue* com disposição do eixo maior paralelo a Zona de Cisalhamento Serra Verde-ZCSV, e a presença de ponto tríplice marcado nos xistos da porção sul do corpo. Estas características sugerem a colocação do plúton de forma sincrônica à instalação da ZCSV, a qual ocorre imprimindo tanto no plúton quanto nas rochas encaixantes um importante *fabric* plano-linear.

3.3 – Geocronologia do Plúton Serra Verde

Uma amostra (LSV-11) foi preparada (britada, moida e separada a fração de minerais pesados) no Laboratório de Preparação de Amostras do departamento de Geologia da UFRN, e enviada para análise geocronológica, pelo método U-Pb em zircões, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília-UNB.

Seguindo os procedimentos analíticos utilizados para datação dos zircões, conforme descritos em Dantas *et al.* (2001) e Laux *et al.* (2004), várias frações de zircões foram analisadas, porém os resultados não foram satisfatórios, haja vista que os diversos grãos analisados sugerem fortemente serem herança. O diagrama U-Pb resultante (não se pode aqui falar em concórdia) mostra a presença de pelo menos 3 diferentes populações de zircões com idades sempre acima de 2,0 Ga (Figura 3.2). Uma população sugere idade da ordem de 2,2 Ga, outra entre 2,4 – 2,6 Ga, e uma terceira acima de 3,0 Ga. Seriam estes zircões heranças do embasamento paleoproterozóico/arqueano?.

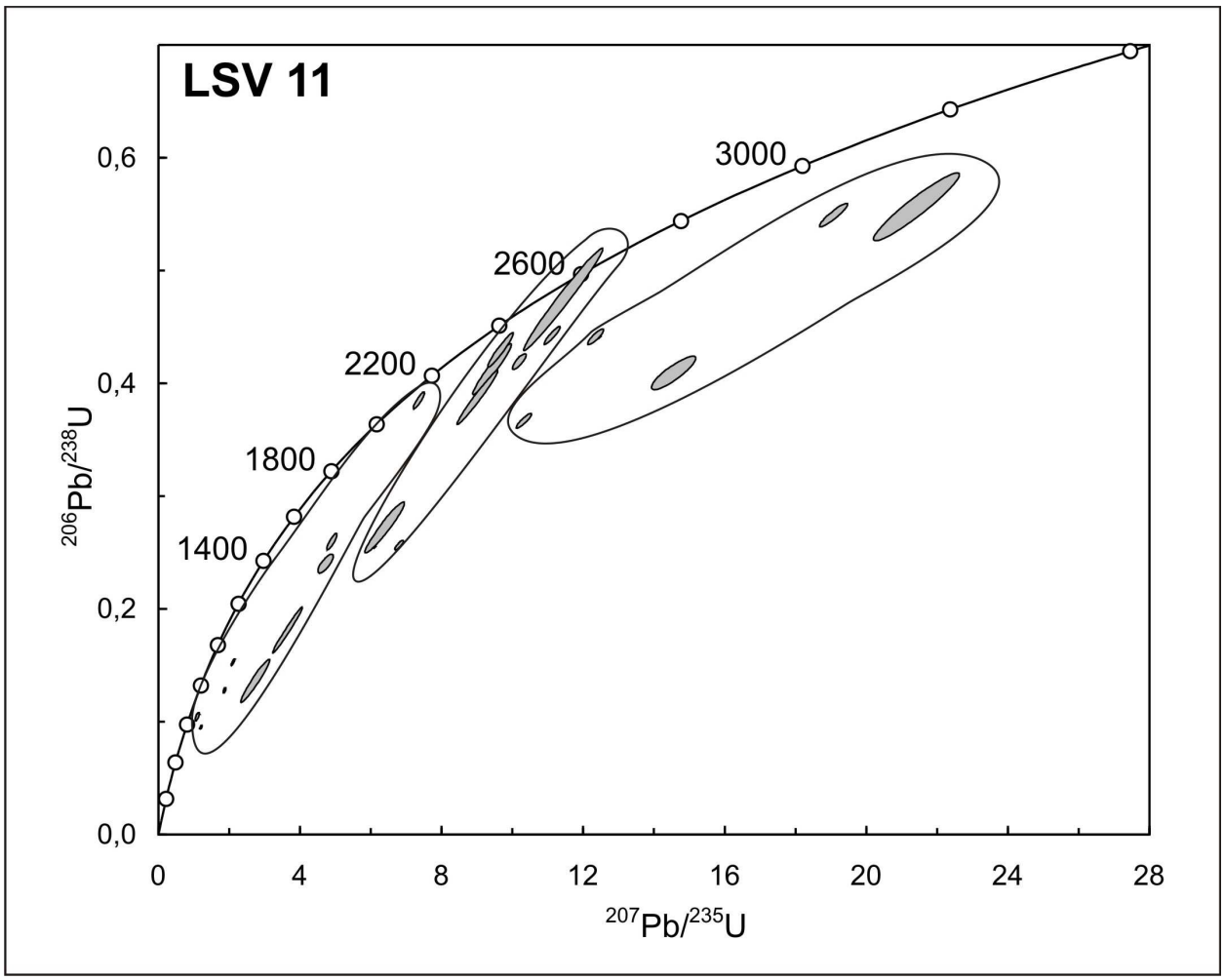


Figura 3.2: Diagrama U-Pb para o Plúton Serra Verde, onde pode-se observar pelo menos três populações de zircões, não definindo idade isocrônica para o mesmo.

Capítulo IV – Petrografia do Plúton Serra Verde

4 – PETROGRAFIA DO PLÚTON SERRA VERDE

4.1 – Aspectos Petrográficos

As rochas do plúton são homogêneas, com textura fanerítica fina-média, coloração cinza claro, e localmente com cristais de K-feldspato podendo atingir até 1,0 cm de comprimento. A assembléia mineral dominante é composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, que usualmente somam mais de 80% modal. Biotita é o máfico principal, e observada em todas as seções delgadas, enquanto que anfibólio titanita, epídoto, opacos, allanita, zircão e apatita são os acessórios. Os minerais secundários são clorita, epídoto granular, carbonato e muscovita.

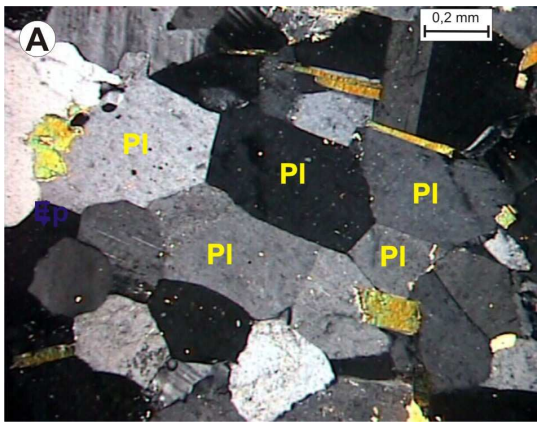
4.1.1 – Assembléia Félsica

O **plagioclásio** apresenta-se em cristais xenomórficos a hipidiomórficos, desenvolvendo contatos curvos e retos com quartzo, microclina, titanita, biotita e opacos. Comumente, cristais menores constituem agregados apresentando contatos com pontos tríplices, indicando condições de cristalização em equilíbrio (Prancha 4.1 – Fotomicrografia A). A maioria dos cristais apresentam geminação polissintética tipo albita, que por vezes encontram-se deformadas, e mais raramente a composição albita-carlsbad e/ou albita-periclinio (Prancha 4.1 – Fotomicrografia B). As maclas deformadas e a extinção ondulante são indicadores de deformação pós-cristalização nestes cristais. Comumente apresentam-se saussuritizados (epídoto granular) ou alterandos para carbonato. No contato com microclina pode desenvolver textura mimerquítica, sendo mais comum a do tipo bulbosa (Prancha 4.1 – Fotomicrografia C). Localmente alguns cristais desenvolvem finas bordas irregulares de albita intergranular (Prancha 4.1 – Fotomicrografia D). Composicionalmente são oligoclásios sódicos com $An_{17\text{-}15\%}$ (estimado pelo método ótico de Michel-Lévy). Inclusões de biotita, zircão, apatita, epídoto e titanita são encontradas.

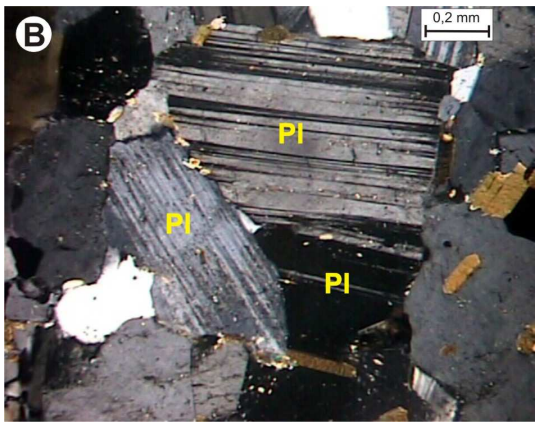
O **K-feldspato** ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos de típicas microclinas apresentando o padrão *"tartan"* da conjugação das maclas albita *versus* periclínio (Prancha 4.2 – Fotomicrografia A). É comum alguns cristais apresentarem seções com textura pertítica (pertitas tipos fios e filetes – Prancha 4.2 – Fotomicrografia

B). Desenvolvem contatos retos a curvos com plagioclásio e quartzo. Extinção ondulante indica deformação pós-cristalização. Inclusões de plagioclásio e quartzo são comuns nos cristais maiores.

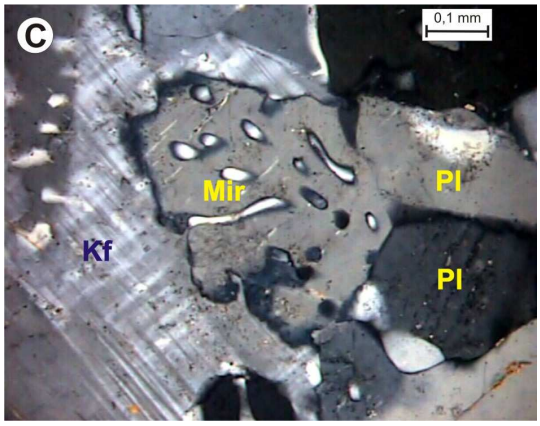
Prancha 4.1



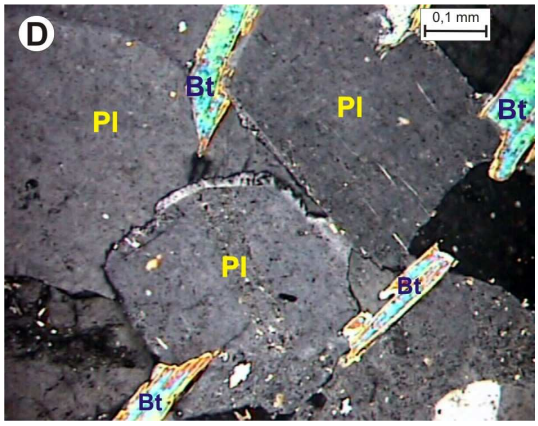
Fotomicrografia A: Cristais idiomórficos a hipidiomórficos de plagioclásios com contato em ponto tríplice (nicóis cruzados – LSV-7).



Fotomicrografia B: Cristais hipidiomórficos de plagioclásios (Pl) apresentando geminação polissintética (nicóis cruzados – LSV-7).



Fotomicrografia C: Textura mimerquítica desenvolvida no contato do K-feldspato (Kf) com plagioclásio (Pl) (nicóis cruzados – LSV-5).

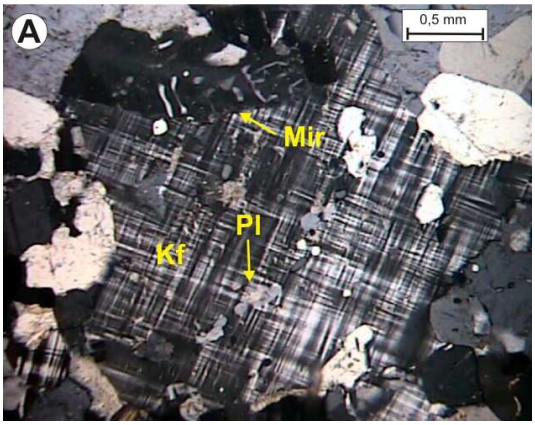


Fotomicrografia D: Plagioclásios (Pl) com bordas finas e irregulares de albita intergranular (nicóis cruzados – LSV-7).

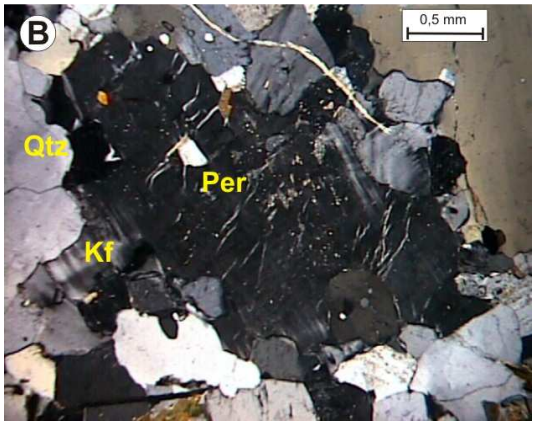
O **quartzo** é principalmente xenomórfico, por vezes estirado, e sempre com forte extinção ondulante, chegando, em alguns casos a desenvolver textura de subgrãos (Prancha 4.2 – Fotomicrografia C). Os contatos são curvos a irregulares com plagioclásio e microclina. Inclusões de zircão, apatita, epídoto, biotita, opacos e titanita são observadas. Usualmente estão fraturados, e em alguns casos as fraturas estão preenchidas

por material micáceo (Prancha 4.2 – Fotomicrografia D). Registra-se ainda a presença de pequenos cristais vermiculares e/ou goticulares associados às mirmequitas.

Prancha 4.2



Fotomicrografia A: Cristal de K-feldspato (Kf), apresentando o padrão *"tartan"* da conjugação das maclas albita *versus* periclínio e inclusões de plagioclásio (Pl) (nicóis cruzados – LSV-5).



Fotomicrografia B: Cristal de K-feldspato (Kf), apresentando textura pertítica (Per) do tipo filetes (nicóis cruzados – LSV-5).

Fotomicrografia C: Quartzo (Qtz) xenomórfico e estirado, com textura de subgrãos (nicóis cruzados – LSV-11a).

Fotomicrografia D: Quartzo xenomórfico (Qtz) com extinção ondulante e fratura preenchida por material micáceo (nicóis cruzados – LSV-8).

4.1.2 – Assembléia Máfica

O **anfibólio** ocorre como cristais hipidiomórficos, com coloração verde amarelado a verde escuro, e com pleocroismo para o verde lodo. Mostra-se preferencialmente em sua seção longitudinal (Prancha 4.3 – Fotomicrografia A) e mais raramente na seção basal, onde é possível observar as duas clivagens em ângulo inclinado de

aproximadamente 60-120^0 (Prancha 4.3 – Fotomicrografia B). As características óticas observadas como cor, pleocroísmo, ângulo de extinção (variando de 25-29°) e ângulo 2V estimado em 70º, permitem classificar esse mineral como sendo da família das hornblendas. Podem ser vistos como cristais isolados ou associados a biotitas e titanitas. Alguns cristais mostram processos de desestabilização para epídoto.

A **biotita** ocorre em dois tipos texturais: a **Bt_1** Aparece como cristais lamelares isolados, hipidiomórficos a xenomórficos, de cor marrom e pleocroísmo para marrom claro. Os contatos são retos a irregulares com plagioclásio e quartzo. Pode apresentar inclusões de opaco e zircão. A **Bt_2** ocorre de forma hipidiomórfica a idiomórfica distribuídas em agregados máficos com titanita, anfibólio e opaco (Prancha 4.3 – Fotomicrografia C). Apresentam cor marrom e pleocroísmo para marrom claro, desenvolvendo contatos retos a irregulares com titanita e anfibólio e retos com opaco. Podem apresentar transformação/alteração parcial para clorita (Prancha 4.3 – Fotomicrografia D) e muscovita, e usualmente inclusões parciais e/ou totais de epídoto. Nas lâminas de afloramentos próximos das bordas do plúton os cristais de biotita encontram-se bem orientados, orientação esta possivelmente relacionada a colocação sin-cisalhamento do plúton Serra Verde.

Os **minerais opacos** apresentam-se sob duas variedades texturais distintas: os **Op_1** ocorrem em agregados máficos com a biotita e a titanita principalmente, de forma hipidiomórfica a idiomórfica, com hábito quadrático da magnetita, desenvolvendo contatos retos a irregulares (Prancha 4.3 – Fotomicrografia E). Podem ocorrer inclusos em epídoto, biotita e plagioclásio. Os **Op_2** ocorrem isolados, de forma hipidiomórfica a xenomórfica, desenvolvendo contatos curvos a retos com plagioclásios e quartzos, podendo apresentar finas e irregulares coroas de titanita, resultante do processo de esfenitização (Prancha 4.3 – Fotomicrografia F).

O **epídoto** aparece em três variedades texturais: Os **Ep_1** estão usualmente inclusos principalmente em titanitas e biotita, com forma idiomórfica a hipidiomórfica, são coloridos com tonalidades esverdeadas, e fracamente pleocroícos. Estes cristais são interpretados como de origem magmática (Prancha 4.4 – Fotomicrografia A). O **Ep_2** ocorre como finas e irregulares coroas sobre cristais de allanita (Prancha 4.4 – Fotomicrografia D) e **Ep_3** ocorre como finos cristais associados principalmente à

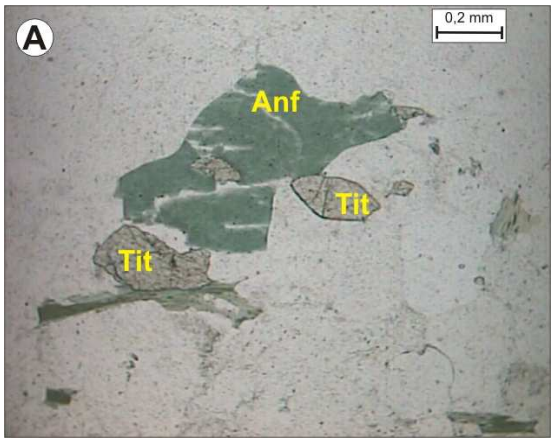
desestabilização/alteração secundária do plagioclásio, da biotita ou do anfibólio (Prancha 4.3 – Fotomicrografia C).

A **titanita** apresenta-se em dois tipos texturais distintos: A **Tit_1** é representada por cristais idiomórficos a xenomórficos, isolados ou em agregados máficos com biotita e opacos, desenvolvendo contatos retos a irregulares com quartzo e feldspatos. A cor é marrom pálido, e é fracamente pleocróica. Pode apresentar inclusões de opacos, clivagem bem desenvolvida em uma direção e fraturas ortogonais ao alongamento do cristal. Alguns cristais exibem geminação simples (Prancha 4.4 – Fotomicrografia B).
A **Tit_2** ocorre como finas e irregulares coroas sobre minerais opacos, resultante de processos de esfenitização destes (Prancha 4.3 – Fotomicrografia F).

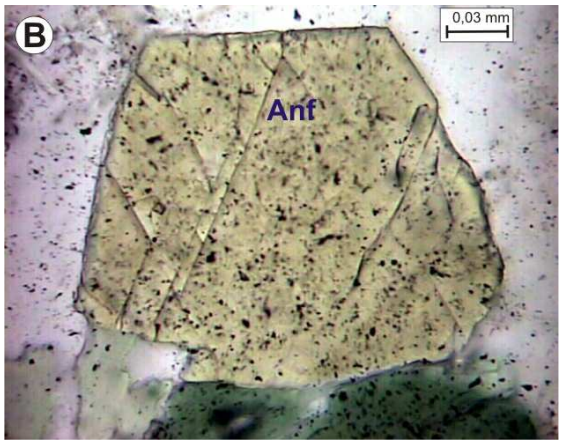
O **zircão** ocorre como pequenos cristais amarronzados, de forma euédrica, por vezes apresentando zonação, no geral como inclusão em quartzo, plagioclásio e biotita (Prancha 4.4 – Fotomicrografia C). A **apatita** aparece como pequenos cristais incolores, de forma euédrica, na sua seção longitudinal ou basal, inclusos em quartzo e plagioclásio (Prancha 4.4 – Fotomicrografia B). A **allanita** se apresenta como pequenos cristais euédricos de cor vermelha acastanhada, por vezes com coroas irregulares e finas de epídoto, podendo apresentar geminação simples (Prancha 4.4 – Fotomicrografia D).

Muscovita e **clorita** ocorrem essencialmente como produtos de alteração/desestabilização da biotita, constituindo por vezes verdadeiros pseudomorfos (substituição total da biotita). Associada a cloritização ocorre o desenvolvimento de finos opacos ao longo dos planos de clivagens da biotita. O **carbonato** ocorre como produto de alteração/desestabilização do plagioclásio, preenchendo fraturas ou na superfície dos mesmos.

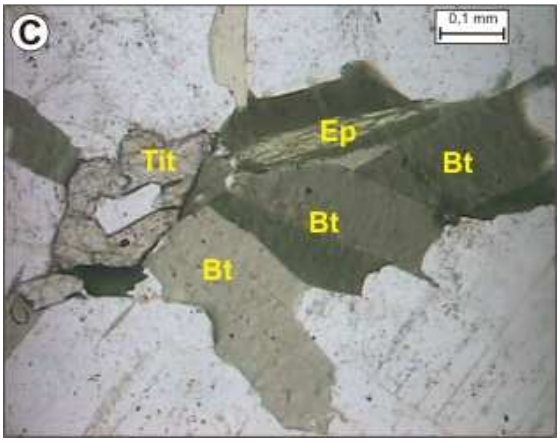
Prancha 4.3



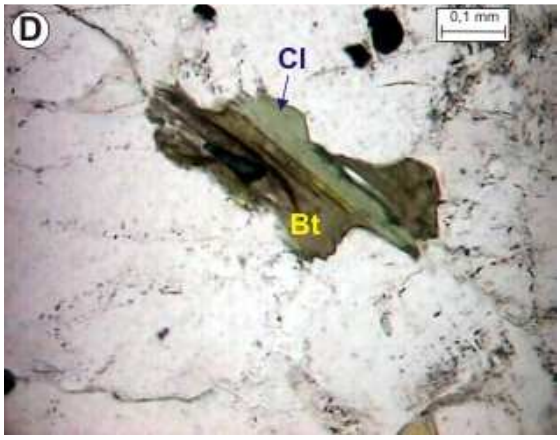
Fotomicrografia A: Cristal de anfibólio (Anf) na sua seção longitudinal, desenvolvendo contatos curvos com titanita (nicóis paralelos – LSV-7).



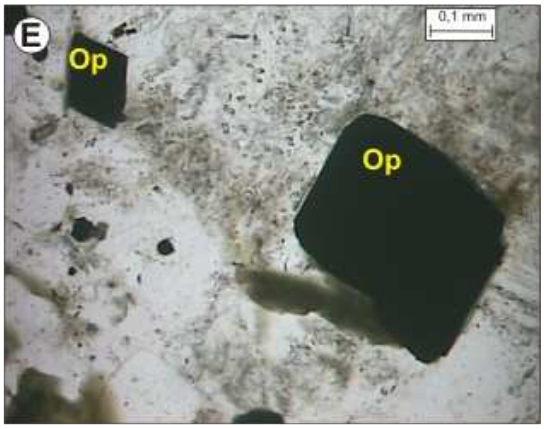
Fotomicrografia B: Cristal de anfibólio (Anf) na sua seção basal, as duas clivagens em ângulo inclinado de aprximadamente 60-120° (nicóis paralelos – LSV-7).



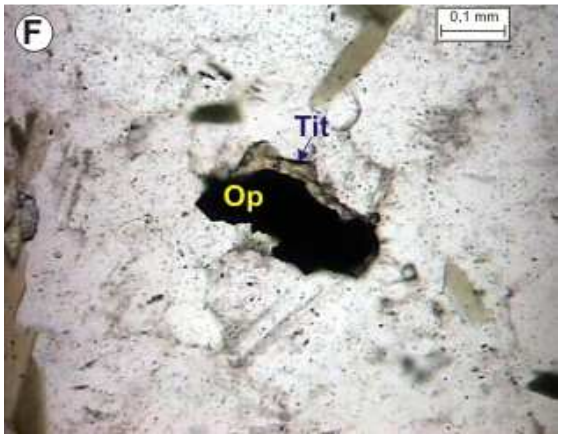
Fotomicrografia C: Associação máfica composta de biotita (Bt), titanita (Tit) e epídoto (Ep) desenvolvido ao longo dos planos de clivagens da biotita (nicóis paralelos – LSV-10).



Fotomicrografia D: Cristal de biotita (Bt) parcialmente cloritizado (nicóis paralelos – LSV-11).

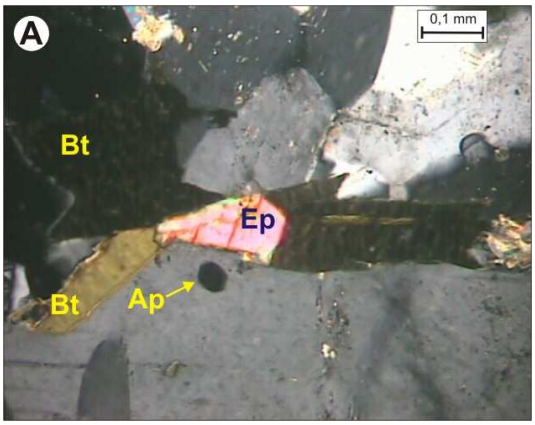


Fotomicrografia E: Cristais idiomórficos de opacos (Op) (nicóis paralelos – LSV-3).

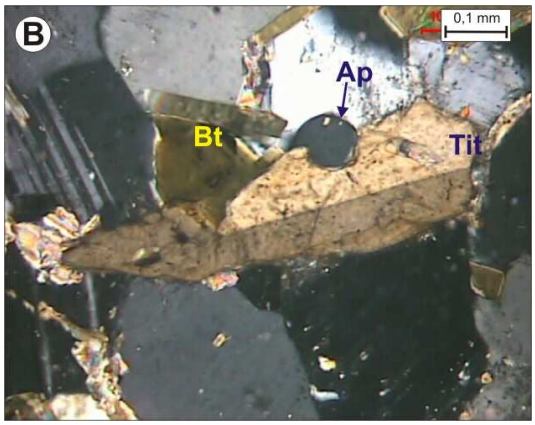


Fotomicrografia F: Cristal de opaco (Op) desenvolvendo coroa de titanita, resultante do processo de esfenitização (nicóis paralelos – LSV-10).

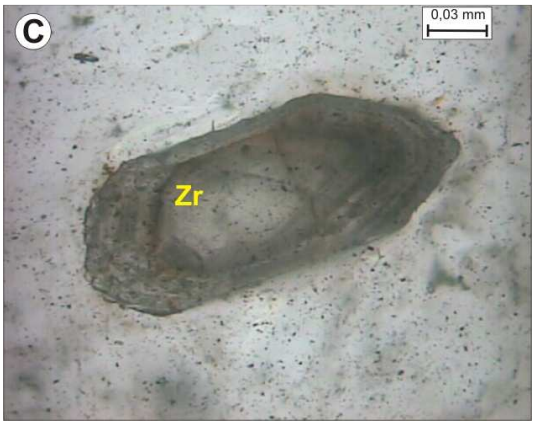
Prancha 4.4



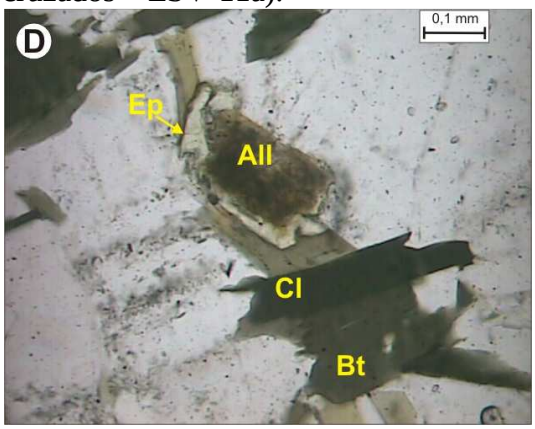
Fotomicrografia A: Cristal idiomórfico de epídoto (Ep) associado a biotita (Bt) (nicóis cruzados – LSV-11a).



Fotomicrografia B: Cristal de titanita (Tit) apresentando geminação simples. Ocorre associado a biotita (Bt) e com inclusão parcial de apatita (Ap) (nicóis cruzados – LSV-11a).



Fotomicrografia C: Cristal idiomórfico de zircão zonado (nicóis paralelos – LSV-1).



Fotomicrografia D: Cristal de allanita (All) com coroa de epídoto (nicóis paralelos – LSV-11a).

4.2 – Seqüência de cristalização

A partir das observações das diferentes fases minerais, tais como, relações de inclusões, contatos e morfologia, foi possível identificar uma seqüência de cristalização para a assembléia mineral do Granito Serra Verde (Figura 4.1).

No estágio magmático as primeiras fases a se cristalizarem são formadas por zircão, apatita e allanita. Na seqüência têm-se a cristalização de opacos 1, titanita 1 e epídoto 1. Subsequentemente ocorre à cristalização de uma fase hidratada, representada pelo anfibólio e principalmente biotita, sugerindo alta fugacidade de H_2O durante este estágio. Na seqüência de cristalização ocorre plagioclásio com teores de anortita

indicando oligoclásio sódico ($An_{17-15\%}$). O K-feldspato e o quartzo cristalizam-se e juntamente com o plagioclásio formam a matriz da rocha.

A paragênese tardi-magmática é marcada pela desestabilização do anfibólio para epídoto 3, plagioclásio para saussurita (epídoto granular) e carbonato, da biotita para clorita, muscovita e epídoto 3. Estas transformações podem estar associadas a efeitos de fluidos tardi-magmáticos no final da cristalização, onde a temperatura é abaixo da curva do *solidus*.

A presença de opacos idiomórficos (magnetita) desde a fase inicial de cristalização sugere condições de fO_2 moderadas, e num estágio tardi-magmático são ainda mais altas evidenciadas principalmente pelo processo de esfenitização de opacos.

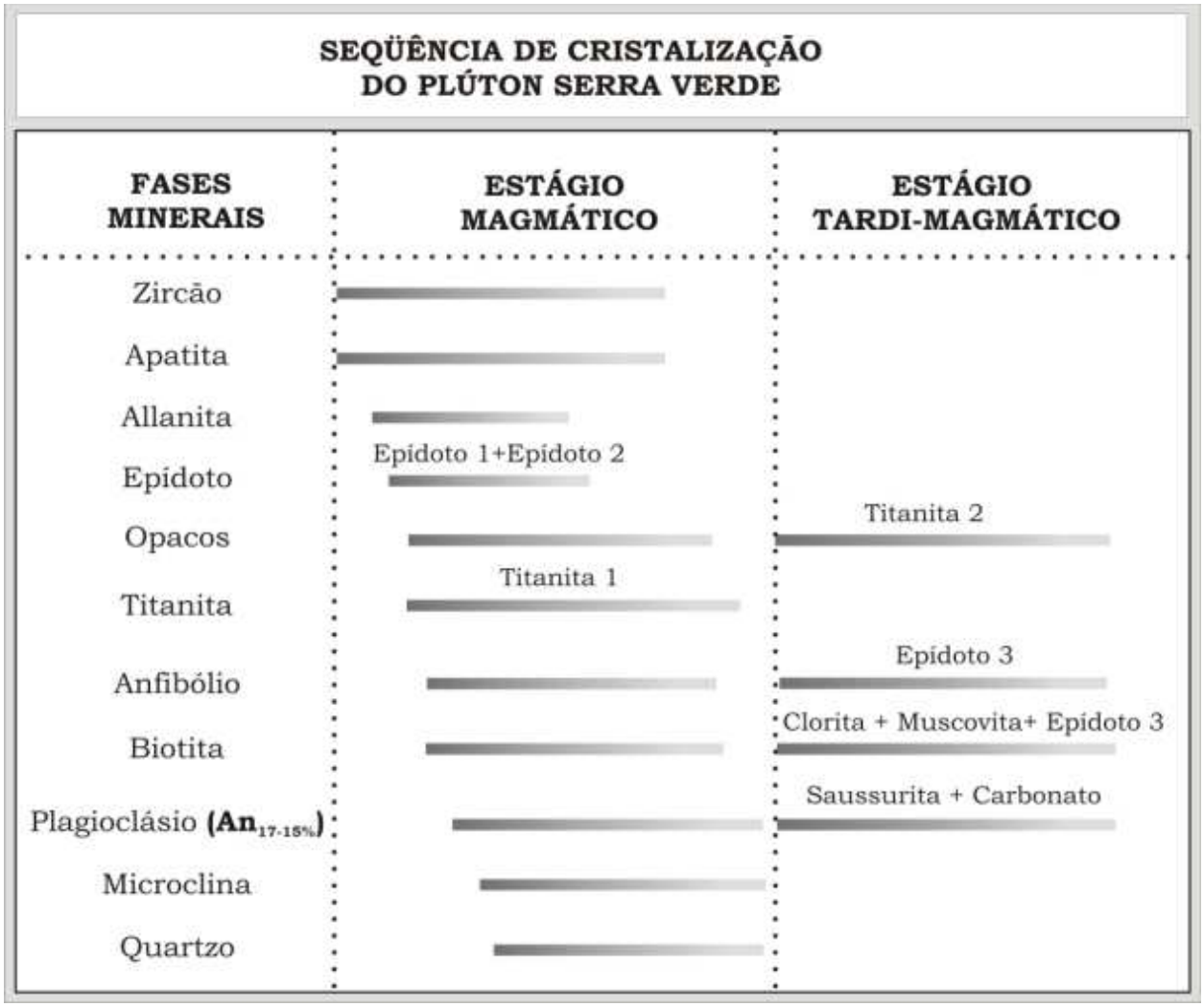


Figura 4.1: Seqüência de cristalização das diferentes fases minerais do Plúton Serra Verde, em seu estágio magmático e tardi-magmático.

4.3 – Classificação/Nomenclatura

O diagrama QAP modal (Streckeisen 1976) aqui apresentando é compilado de Silva Neto (2005), haja vista não dispormos no momento de um contador de pontos. Segundo o referido autor, a análise modal de 12 amostras mostra que as rochas do Plúton Serra Verde são monzogranitos leucocráticos com teores de máficos raramente maiores do que 10% modal, com pouca variação na razão A/P, porém com ampla variação nos teores de quartzo (Figura 4.2).

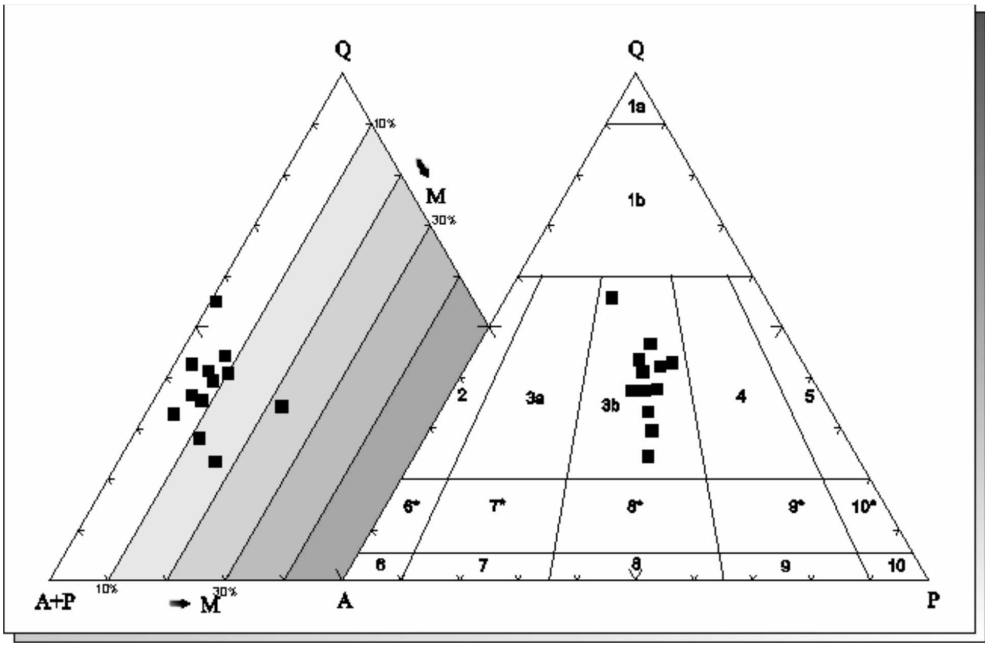


Figura 4.2: Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para as amostras do Plúton Serra Verde (Silva Neto 2005). As amostras plotam no campo 3b dos monzogranito.

A partir dos dados químicos de 10 amostras estudadas por nós (vide Tabela 5.1 – Cap.5) foram construídos diagramas de classificação para as rochas do Serra Verde. Estes diagramas, "QAP" (Le Maitre 1976) e "Q´-ANOR" (Streckeisen & Le Maitre 1979) usam dados normativos CIPW, e são considerados análogos do diagrama QAP modal (Figuras 4.3 e 4.4). Observa-se de um modo geral que as amostras plotam preferencialmente nos campos relativos a granodioritos e monzogranitos, a exceção de três amostras que são enriquecidas em K_2O, ou seja, há de certa forma uma coerência entre os dados modais e os normativos, sendo que aqui há uma maior variação na razão A/P refletindo as variações nos teores de K_2O e Na_2O observados nas amostras. Por outro lado, diferentemente do observado no diagrama QAP modal, aqui os valores de Q variam

muito pouco refletindo a pequena variação de SiO_2 presente nas amostras estudadas (vide tabela 5.1 do Cap. 5).

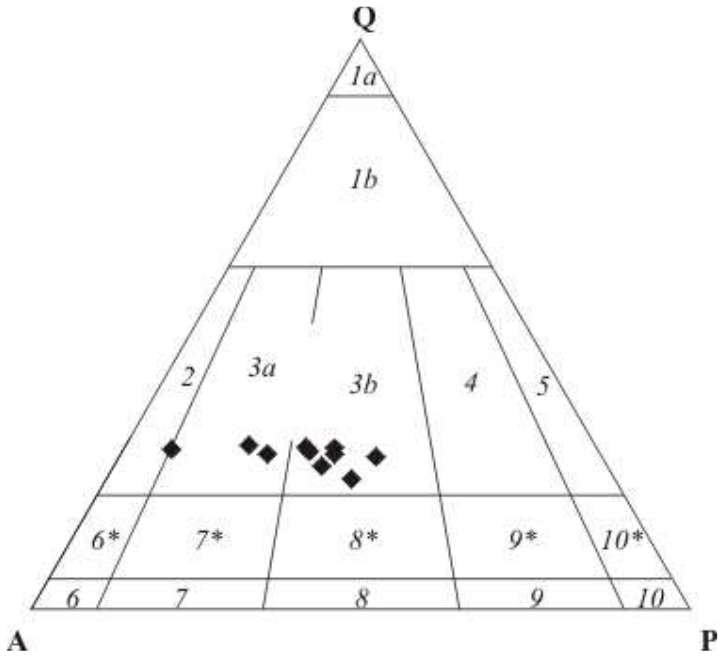


Figura 4.3: Diagrama QAP normativo de Le Maitre (1976). Os campos 2, 3a e 3b representam álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito, respectivamente. A=Or x T; P=An x T; T=(Or+Ab+An)/(Or+An) e Q= Qz.

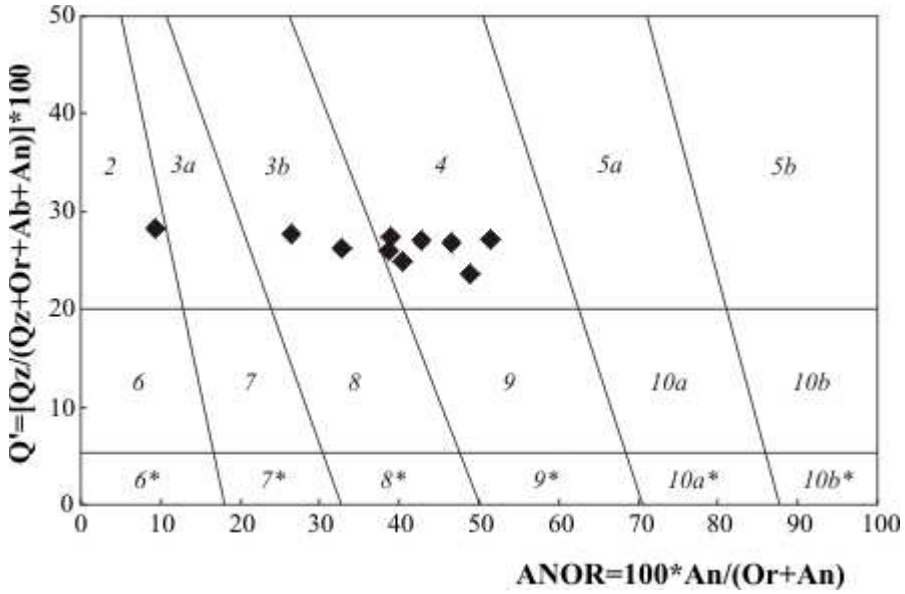


Figura 4.4: Diagrama Q'ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979) mostrando o plote das amostras do Plúton Serra Verde com dados normativos. A terminologia das rochas neste diagrama é a mesma adotada para o "Q-A-P" (Streckeisen, 1976). 2 – álcali-feldspato granito; 3a – sienogranito; 3b – monzogranito; 4 – granodiorito.

Capítulo V – Litogeoquímica do Plúton Serra Verde

5 – LITOGEOQUÍMICA DO PLÚTON SERRA VERDE

5.1 - Caracterização química

Para o estudo geoquímico foram coletadas e analisadas 10 amostras do granito Serra Verde (Figura 5.1), estas amostras foram analisadas no laboratório da *LAKEFIELD GEOSOL LABORATÓIROS* Ltda conforme já referido anteriormente (vide Cap.1).

Uma primeira avaliação da caracterização geoquímica das rochas do Plúton Serra Verde pode ser feita a partir do conjunto de análises (10 amostras) para elementos maiores, alguns traços e dados normativos CIPW (Tabela 5.1). Os teores de SiO_2 são elevados denotando a natureza ácida do granito (SiO2 > 66%), contudo se apresenta com variação restrita nos seus valores (67,8 a 72,8%). O plúton apresenta altos valores de Na_2O, usualmente maiores do que 4,5% (exceto uma amostra, LSV-5, com Na_2O=3,7%) e baixos teores de K_2O (<3,4%), a exceção de uma com K_2O=5,65% (também a amostra LSV-5, a qual contém proporções mais expressivas de K-feldspato). Os altos valores de Na_2O refletem a composição oligocásica sódica dos plagioclásios (teores de $An_{17-15\%}$, segundo medidas óticas pelo método Michel-Lèvy – vide Petrografia). Os baixos valores de Fe_2O_3 (1,2 – 2,9%), MgO (<1,0%) e TiO_2 (<0,5%), são compatíveis com o caráter leucocrático dessas rochas (M≤17%). Já o CaO apresenta valores bastante variados, desde de 1,0% para as amostras com baixos valores de máficos, até valores >3,0% quando o anfibólio está presente.

Para os elementos traços observa-se valores muito baixos para Y (8-16ppm), Zr (4-13ppm), Ga (14-19ppm), Li (8-16ppm), Pb (21-34ppm), e V (10-28ppm), o que reflete o caráter leucocrático das rochas de Serra Verde. Da mesma forma, o Rb é baixo (60-90ppm) refletindo as baixas proporções modais de biotita. Por outro lado, os valores para Ba e Sr são elevados e bastante diferentes da maioria das suítes graníticas tipo-G_3 presentes no Domínio Rio Grande do Norte. O Ba mostra valores na faixa de 830-1175ppm, e o Sr 390-940ppm. Da mesma forma que para o caso do Na_2O, atribui-se estes valores elevados de Ba e Sr ao plagioclásio de composição oligoclásica sódica presentes nestas rochas. Vários trabalhos na literatura têm demonstrado que há um considerável aumento no coeficiente de partição de Ba e Sr para o plagioclásio com a diminuição do teor de anortita do mesmo (Blundy & Wood 1991-2003, Bédard 2006, en-

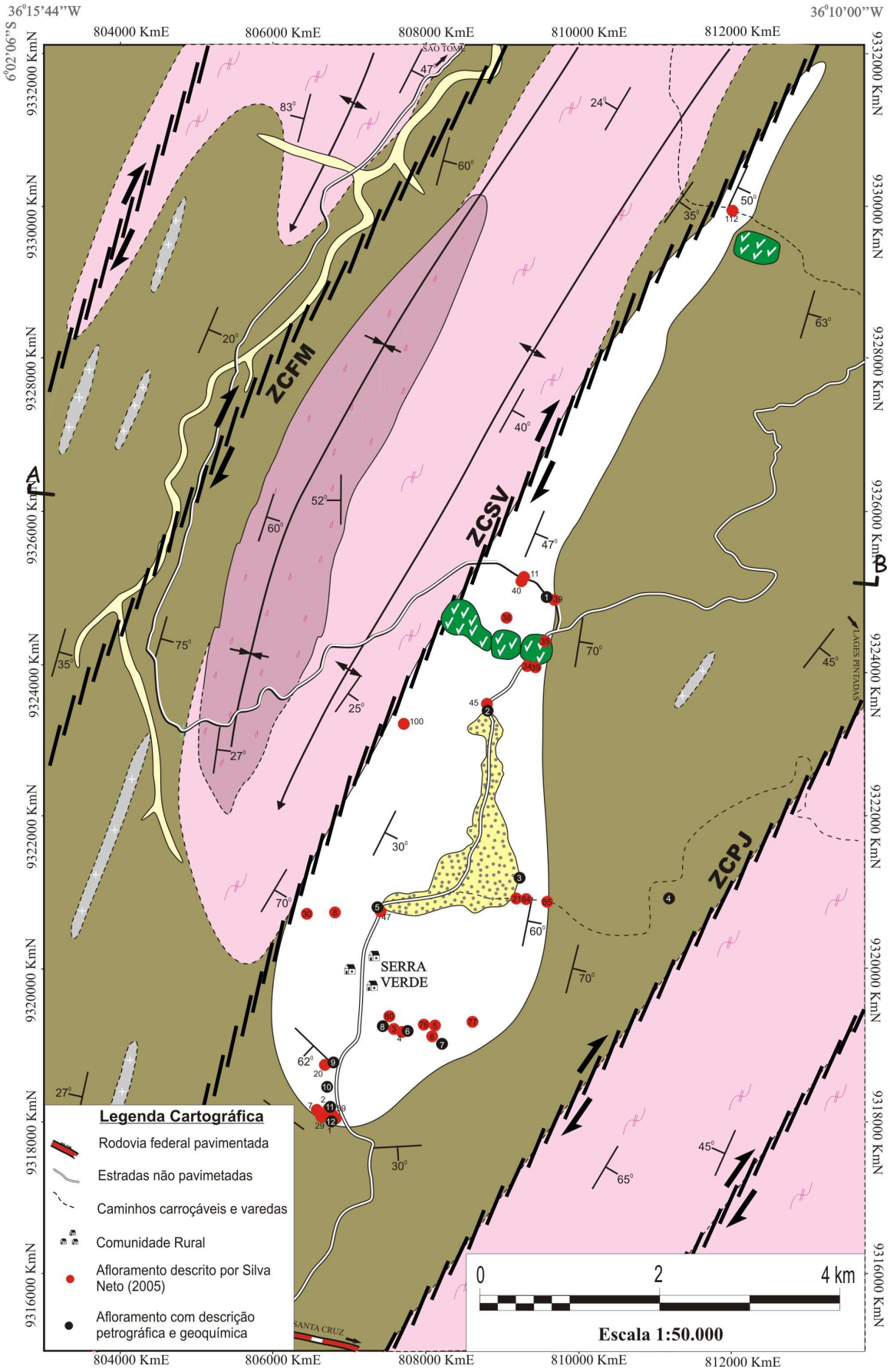


Figura 5.1: Mapa geológico simplificado com os pontos amostrados para petrografia e geoquímica do Plúton Serra Verde, modificado de Silva Neto (2005).

tre outros), o que justificaria estes altos teores de Ba e Sr nas rochas do Plúton Serra Verde. Os demais elementos traços (Ag, As, Be, Cd, Co, Cu, Hf, La, Li, Mo, Nb, Ni, Sb, Sc, Sn, Ta, Th, U e W) apresentaram valores abaixo da linha de detecção, por esta razão na foram utilizados na caracterização geoquímica das amostras.

O cálculo da norma CIPW apresenta quantidades de quartzo da ordem de 22 – 27%, compatíveis com o caráter silicoso das amostras e os valores modais para este mineral (>25%). Revela maior quantidade de K-feldspato (Or=33,5%) na amostra LSV-05, onde ocorre a maior concentração de K_2O e menor quantidade de albita (Ab=31,5%), cujo teor de Na_2O é mais baixo. A exceção dessa amostra a norma revelou altas quantidades de albita (Ab≥40%) e baixas de K-feldspato (Or≤20%), condizente com os altos teores de Na_2O e baixos de K_2O apresentados nas análises químicas (Tabela 5.1). A ausência de coríndon (exceto em 3 amostras com valores <0,2%) e presença de hiperstênio normativos aponta para o caráter metaluminoso dessas rochas.

5.2 - Diagramas de Variação

Com base nas análises químicas foram construídos diagramas Harker para os elementos maiores (Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, TiO_2, CaO, Na_2O e K_2O) e alguns traços (Rb, Sr, Ba, Zr, Ga e V), onde foi possível visualizar o comportamento desses elementos e quais fases minerais foram envolvidas na evolução do magma.

Nos diagramas para elementos maiores (Figura 5.2) é possível se observar o comportamento anômalo da amostra LSV-5, notadamente para Al_2O_3, Na_2O, K_2O e TiO_2. Ainda com relação aos elementos maiores, observa-se correlação negativa para Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, TiO_2, CaO, e isto sugere o fracionamento precoce dos minerais máficos (biotita, anfibólio e titanita, principalmente). Já Na_2O e K_2O, em que pese o comportamento anômalo de uma amostra (LSV-5), mostram correlação positiva, sugerindo que os feldspatos não foram fases precocemente fracionadas durante a evolução do magma de Serra Verde.

Para os elementos traços (Figura 5.3) observa-se correlação negativa para Sr e V. Isto está associado ao fracionamento dos máficos, anfibólio e titanita para o Sr e magnetita e/ou ilmenita para o V. O Ba apresenta correlação positiva e esse caráter

incompatível sugere o não fracionamento precoce dos feldspatos, corroborando os diagramas para Na_2O e K_2O. Para Rb, Zr e Ga observa-se dispersão.

Tabela 5.1: Análise química para elementos maiores, alguns traços e parâmetros normativos CIPW para as rochas do Plúton Serra Verde.

ÓXIDOS	LSV-1	LSV-2	LSV-3	LSV-5	LSV-6	LSV-7	LSV-8	LSV-9	LSV-10	LSV-11
SiO2	69,50	71,90	70,70	72,80	71,00	67,80	72,50	72,30	70,20	70,00
Al2O3	15,60	15,70	14,80	13,50	15,60	16,00	15,30	14,50	15,40	15,60
Fe2O3	2,10	1,64	1,61	2,32	1,61	2,75	1,41	1,18	2,41	2,89
MnO	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,08	0,05	0,04	0,07	0,08
MgO	0,60	0,44	0,52	0,29	0,46	0,70	0,37	0,40	0,75	0,72
CaO	2,64	2,21	1,94	1,08	2,50	3,39	2,20	1,50	2,68	3,32
Na2O	4,87	5,22	5,05	3,70	5,34	4,76	5,15	4,96	4,60	4,68
K2O	2,44	2,82	3,03	5,65	2,66	2,58	2,76	3,39	2,84	2,33
TiO2	0,18	0,15	0,14	0,32	0,15	0,23	0,14	0,11	0,21	0,23
P2O5	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,10	0,04	0,03	0,10	0,11
P.F.	0,53	0,43	0,61	0,53	0,46	0,38	0,39	0,48	0,60	0,65
TOTAL	**98,59**	**100,63**	**98,51**	**100,28**	**99,89**	**98,77**	**100,31**	**98,89**	**99,86**	**100,58**
Na2O+K2O	7,31	8,04	8,08	9,35	8,00	7,34	7,91	8,35	7,44	7,01
K2O/Na2O	0,50	0,54	0,60	1,53	0,50	0,54	0,54	0,68	0,62	0,50
A/(NK)	1,46	1,35	1,28	1,10	1,34	1,51	1,33	1,22	1,45	1,53
A/(CNK)	1,01	1,00	0,98	0,95	0,96	0,95	0,99	1,00	0,99	0,96
Rb	74	80	87	83	85	69	72	59	86	56
Sr	941	721	561	741	713	641	705	388	619	783
Ba	875	922	939	1102	892	831	1175	1119	852	851
Zr	13	7	10	10	10	4	10	12	10	6
Y	9	9	9	9	8	16	10	8	15	16
Ga	15	14	19	16	15	14	16	17	16	15
V	17	14	15	12	13	24	12	10	22	28
Li	16	9	10	12	11	13	14	8	14	13
Pb	21	24	34	27	22	17	25	29	21	21
Cr	16	6	16	7	6	4	10	14	10	31
Zn	31	27	41	27	23	34	23	20	32	38
MINERAIS	**LSV-1**	**LSV-2**	**LSV-3**	**LSV-5**	**LSV-6**	**LSV-7**	**LSV-8**	**LSV-9**	**LSV-10**	**LSV-11**
Quartzo	25,27	24,85	25,01	26,75	23,69	21,88	26,37	26,75	25,33	25,18
Coríndon	0,34	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00
Ortoclásio	14,71	16,67	18,32	33,51	15,84	15,54	16,37	20,39	16,96	13,83
Albita	42,05	44,17	43,66	31,48	45,52	41,04	43,66	42,65	39,26	39,69
Anortita	12,87	10,57	8,99	3,55	10,80	14,91	10,49	7,39	12,74	14,71
Diopsídio	0,00	0,00	0,42	1,20	1,14	1,30	0,14	0,00	0,00	0,91
Hiperstênio	3,28	2,45	2,50	1,76	1,91	3,43	2,00	2,01	3,88	3,73
Magnetita	0,93	0,71	0,71	1,01	0,71	1,22	0,61	0,52	1,06	1,26
Ilmenita	0,34	0,28	0,27	0,61	0,28	0,44	0,27	0,21	0,40	0,44
Apatita	0,19	0,14	0,12	0,14	0,12	0,23	0,09	0,07	0,23	0,25
TOTAL	**99,99**	**100,01**	**99,99**	**100,01**	**100,01**	**99,98**	**100,00**	**100,01**	**100,00**	**100,00**

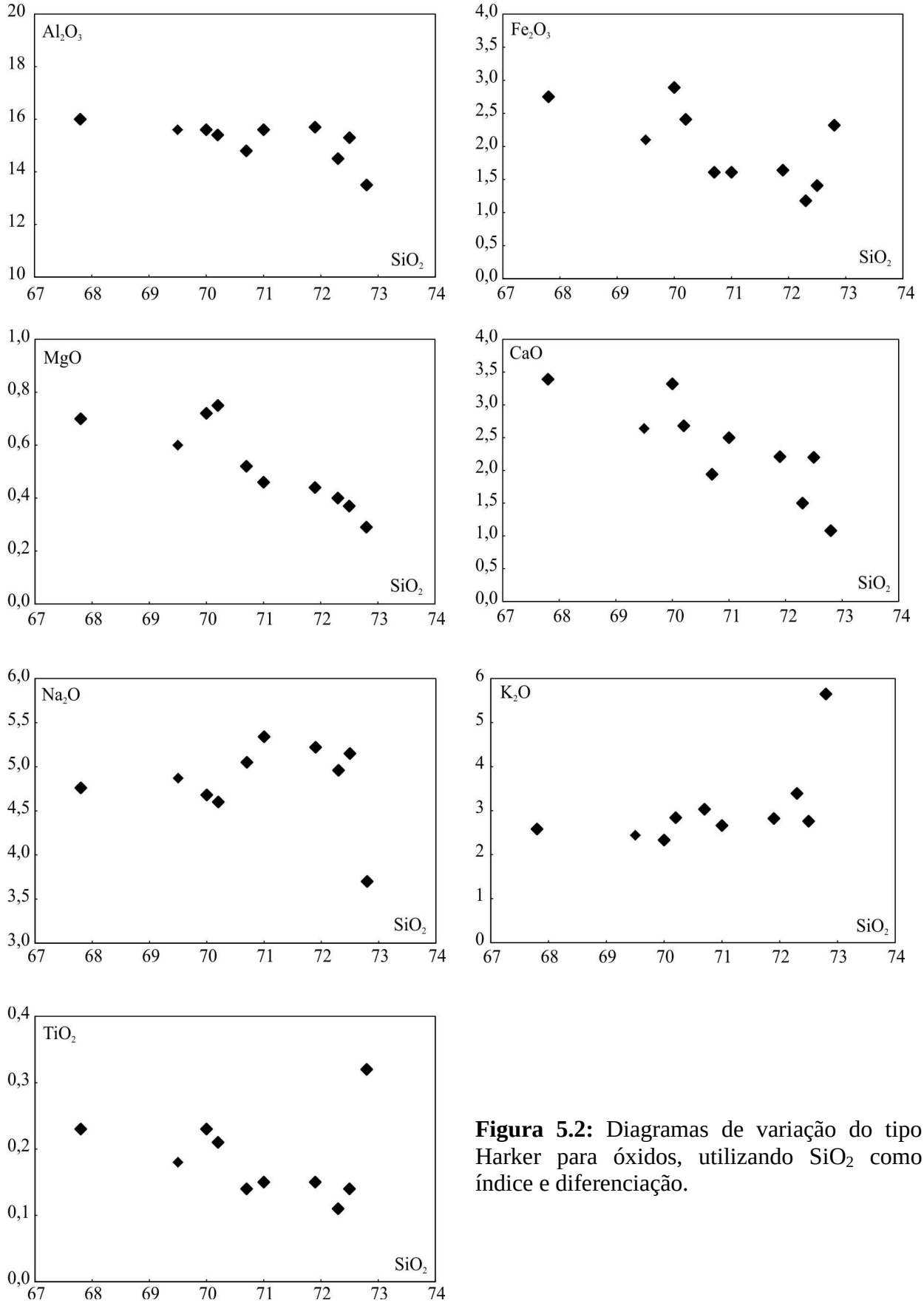


Figura 5.2: Diagramas de variação do tipo Harker para óxidos, utilizando SiO_2 como índice e diferenciação.

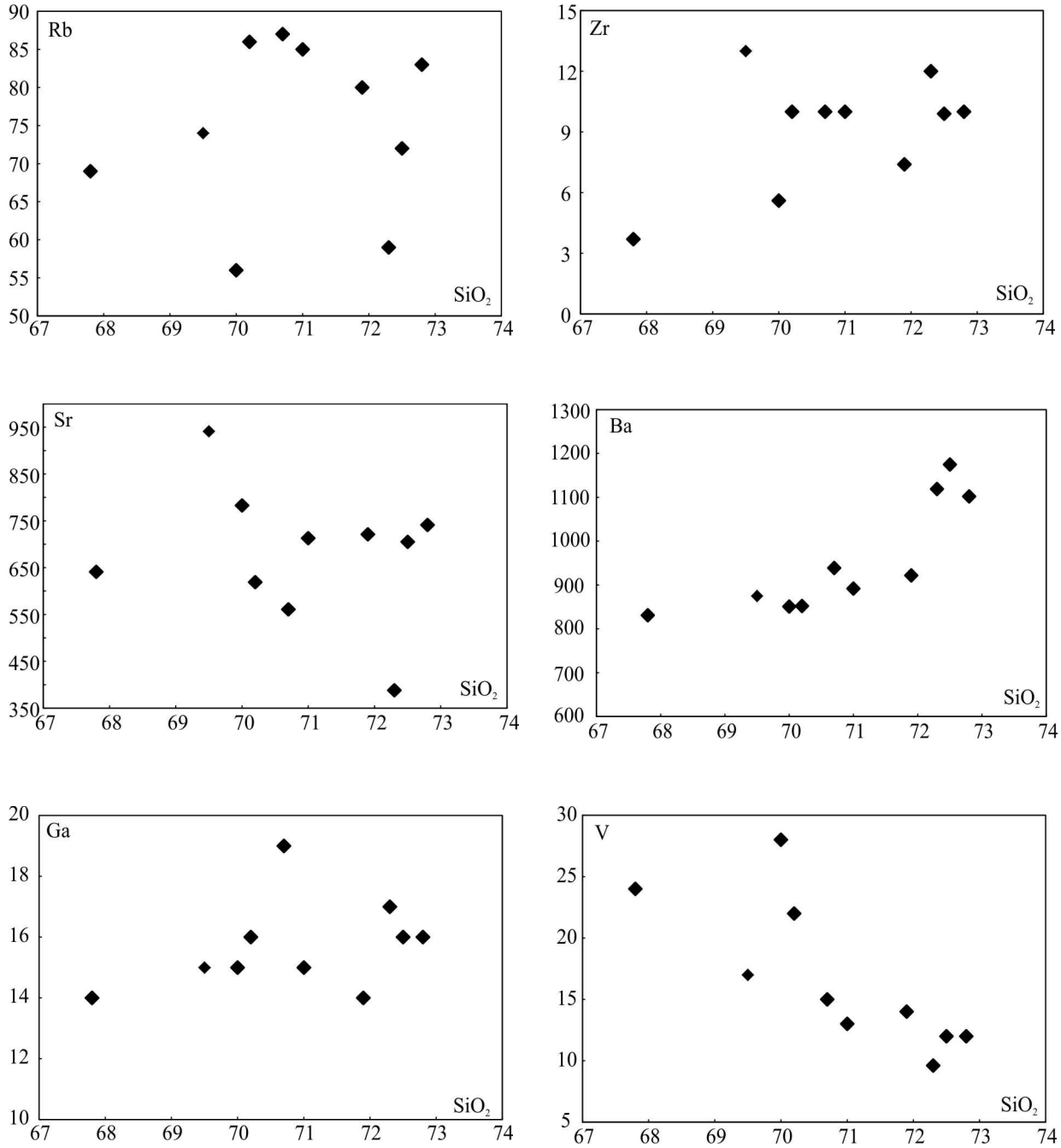


Figura 5.3: Diagramas de variação do tipo Harker para elementos traços, utilizando SiO_2 como índice de diferenciação.

5.3 – O Plúton Serra Verde no contexto de séries magmáticas

5.3.1 – Saturação em alumina

O índice de Shand mede a saturação em alumina, considerando a relação entre as razões moleculares A/CNK = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ *vs* A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$. Esta relação permite classificar as rochas em peraluminosas, metaluminosas ou peralcalinas (Figura 5.4).

Os ídices de Shand no diagrama de Maniar & Piccoli (1989) revelou que as amostras do Plúton Serra Verde apresentam caráter metaluminoso com três amostras na transição dos metaluminoso/peraluminoso (A/CNK=1,00-1,01), os quais apresentam coríndo normativo. Este caráter metaluminoso é creditado não ao excesso de alumínio, mas pelos baixos teores de CaO.

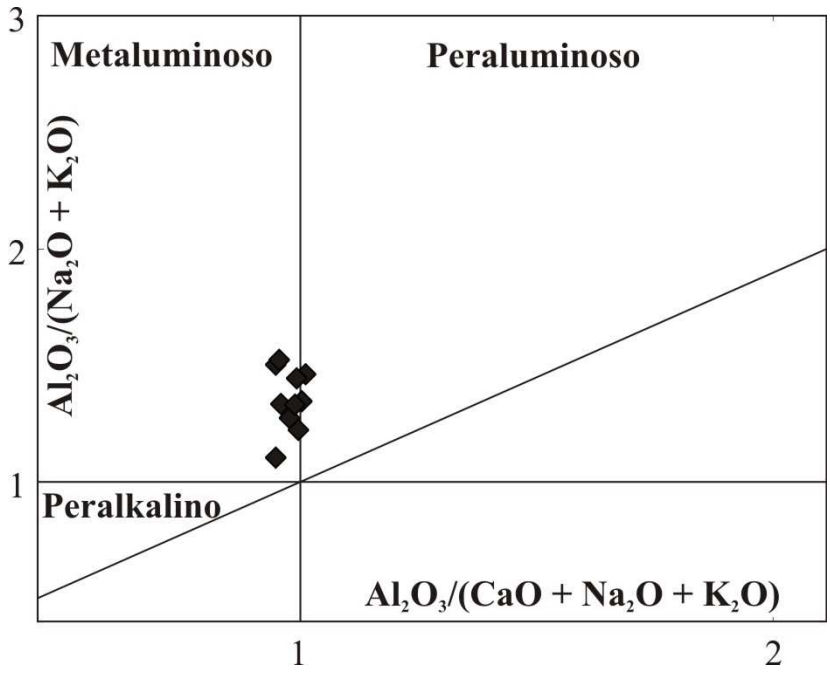


Figura 5.4: Classificação das amostras do Plúton Serra Verde segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989).

5.3.2 – Discriminantes de séries magmáticas

A caracterização de séries magmáticas foi feita através de vários diagramas discriminantes no intuito de se definir melhor a filiação magmática. A figura 5.5A mostra o diagrama TAS (total de álcalis *vs* sílica), onde podem ser visualizados os campos e tendências de séries granitóides. Segundo a proposta de Miyashiro (1978) que separa os campos alcalino e subalcalino, as amostras posicionam preferencialmente no campo de rochas subalcalinas, contudo, na proposta de Lameyre (1987) para este diagrama, as amostras plotam na tendência granodiorítica, considerada por alguns autores como similar a série cálcio-alcalina clássica.

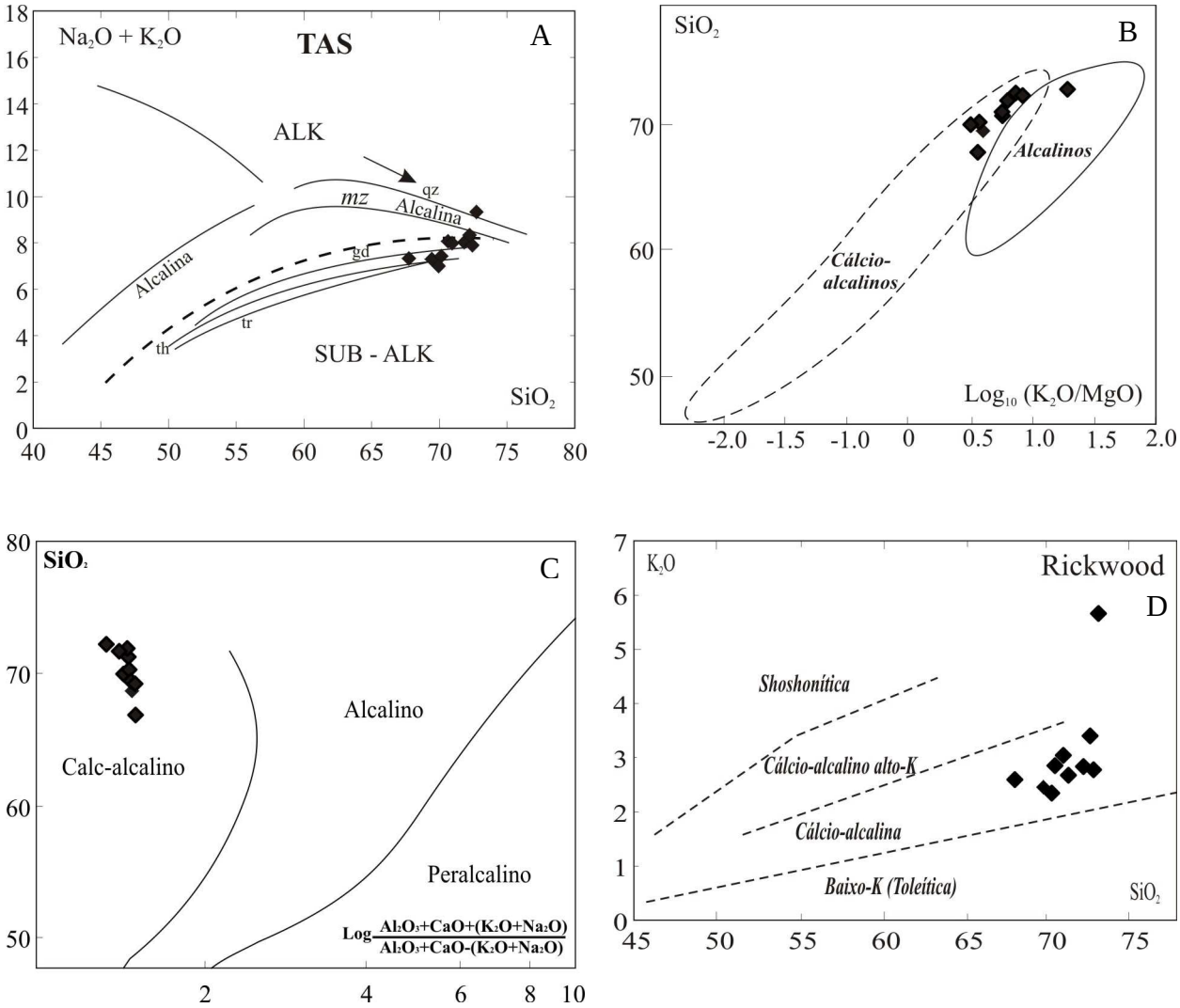


Figura 5.5: Diagramas discriminantes de série magmática segundo vários autores. (A) Classificação das amostras do Plúton Serra Verde segundo diagrama TAS, apresentando os campos e tendências de séries granitóides (Lameyre, 1987) e a divisória subalcalina/alcalina (linha tracejada) de Miyashiro (1978); (B) Representação das amostras no diagrama Rogers & Greenberg (1981) aplicado a rochas alcalinas; (C) Wright (1969) aplicado a rochas com K_2O/Na_2O menor que 1; (D) Rickwood (1989) representando o teor de SiO_2 *versus* K_2O.

Outros diagramas que confirmam o caráter cálcio-alcalino foram utilizados para as amostras. No diagrama Rogers & Greenberg (1981) que relaciona SiO_2 versus $LogK_2O/MgO$ as amostras caem no campo da série cálcio-alcalina, a exceção de uma amostra (LSV-5) que destoa do conjunto de amostras plotando no campo da série alcalina (Figura 5.5B). Tal amostra apresenta comportamento diferente das demais amostras em todos os diagramas apresentados. O índice de alcalinidade também é utilizado na separação de séries cálcio-alcalina, alcalina e peralcalinas. Para tanto foi utilizado o diagrama de Wright (1969), na sua forma original [Al_2O_3+ CaO+(Na_2O+K_2O)/ Al_2O_3+

CaO-(Na_2O+K_2O)] para K_2O/Na_2O <1,0. Mais uma vez o caráter cálcio-alcalino das amostras do Plúton Serra Verde foi confirmado (Figura 5.5C). Este caráter cálcio-alcalino é ainda confirmado no diagrama SiO_2 *versus* K_2O de Rickwood (1989) na figura 5.5D.

Nos diagramas de Frost *et al*. (2001), as amostras do Plúton Serra Verde mais uma vez posicionam-se no *trend* cálcio-alcalino (Figura 5.6A), e no campo das rochas magnesianas, que segundo os autores podem ser associados a rochas de natureza cálcio-alcalina (Figura 5.6B), entretanto dado ao seus altos valores de SiO_2 e baixos de K_2O, CaO, FeO e MgO, não são correlacionadas aos típicos granitos I, S ou A dos autores australianos.

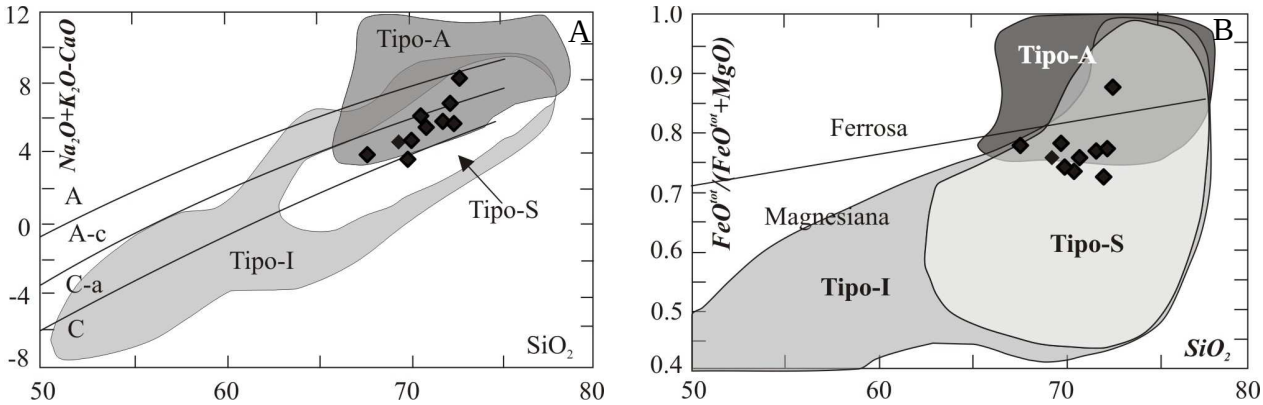


Figura 5.6: Diagramas de Frost *et al*. (2001) para as amostras do Plúton Serra Verde, com os campos para os granitos tipo I, S e A. (A) Expressa o índice de álcalis na rocha e (B) Apresenta o índice de enriquecimento de FeO^t em relação ao MgO.

5.4 – Diagramas de ETR e Multielementos

5.4.1 – Elementos terras raras (ETR's)

Análises de elementos terras raras (ETR) das dez amostras do Plúton Serra Verde encontram-se na tabela 5.2 e os respectivos espectros plotados na figura 5.7. Os dados foram normalizados em relação ao condrito de Evensen *et al*. (1978).

O primeiro aspecto a se destacar é o baixo conteúdo total de ETRs com variação de ∑ETR entre 53,95 a 125,34ppm, refletindo o caráter leucocrático das rochas de Serra Verde, com seu baixo conteúdo de minerais máficos os quais possuem altos coeficientes de partição para terras raras (titanita, zircão, apatita, allanita e hornblenda, por exemplo, com teores usualmente ≤1,0% – Silva Neto 2005).

Tabela 5.2: Análise de elementos terras raras para as amostras do Plúton Serra Verde.

Elementos (ppm)	LSV-1	LSV-2	LSV-3	LSV-5	LSV-6	LSV-7	LSV-8	LSV-9	LSV-10	LSV-11
La	19,40	17,10	15,00	13,10	22,20	28,90	13,30	13,90	29,90	26,60
Ce	33,60	28,30	27,80	23,30	39,10	50,30	24,50	21,80	54,30	48,40
Pr	3,80	3,11	2,94	2,47	4,02	5,36	2,60	2,32	5,61	5,16
Nd	13,70	11,30	10,50	8,80	13,60	19,30	9,00	8,00	19,50	18,30
Sm	2,80	2,20	2,10	1,80	2,50	3,80	1,90	1,70	3,70	3,50
Eu	0,92	0,74	0,67	0,63	0,76	1,24	0,70	0,52	1,09	1,15
Gd	2,66	2,12	1,92	1,67	2,29	3,69	1,88	1,62	3,28	3,30
Tb	0,43	0,33	0,30	0,27	0,35	0,56	0,30	0,25	0,51	0,49
Dy	2,53	1,78	1,62	1,50	1,83	2,96	1,63	1,32	2,70	2,62
Ho	0,54	0,38	0,36	0,33	0,37	0,64	0,35	0,29	0,54	0,54
Er	1,71	1,21	1,16	1,04	1,26	1,95	1,13	0,90	1,74	1,73
Tm	0,29	0,20	0,17	0,17	0,20	0,30	0,18	0,14	0,27	0,25
Yb	2,00	1,40	1,40	1,30	1,50	2,00	1,30	1,00	1,90	1,80
Lu	0,35	0,23	0,20	0,20	0,23	0,31	0,21	0,19	0,30	0,27
ΣETR	84,73	70,40	66,14	56,58	90,21	121,31	58,98	53,95	125,34	114,11
(La/Yb)N	6,55	8,24	7,23	6,80	9,99	9,75	6,91	9,38	10,62	9,97
Eu/Eu*	1,02	1,03	1,00	1,09	0,95	1,00	1,12	0,94	0,94	1,02
(La/Sm)N	4,36	4,89	4,50	4,58	5,59	4,79	4,41	5,15	5,09	4,78
(Gd/Yb)	1,07	1,22	1,11	1,04	1,23	1,49	1,17	1,31	1,40	1,48

No diagrama da figura 5.7 observa-se um enriquecimento relativo dos elementos terras raras-ETRs em relação ao condrito, com moderado grau de enriquecimento dos terras raras leves-ETRL com relação aos terras raras pesados-ETRP, com razões La_N/Y_{bN} entre 6,55 - 10,62 (Tabela 5.2). O espectro geral mostra ainda ausência de anomalias de európio (Eu/Eu* entre 0,94 - 1,12), uma inclinação moderada dos ERTL (razões La_N/Sm_N entre 4,36 - 5,59), e um padrão suavizado/horizontalizado dos ETRP (razões Gd_N/Yb_N entre 1,07 - 1,49).

Considerando a ausência de anomalias negativas de európio é possível sugerir que os feldspatos não foram fases precocemente fracionadas durante a evolução do magma de Serra Verde, o que corrobora com os dados apresentados anteriormente onde os álcalis (Na_2O e K_2O) mostram correlação positiva com SiO_2 (vide item 5.2). O relativo enriquecimento em TRL em relação aos ETRP pode ser interpretado como uma resposta a presença de allanita e titanita modal nas rochas do Plúton Serra Verde, ou ainda ao fracionamento, mesmo que pequeno, das fases máficas ricas em TRP (hornblenda e zircão, por exemplo).

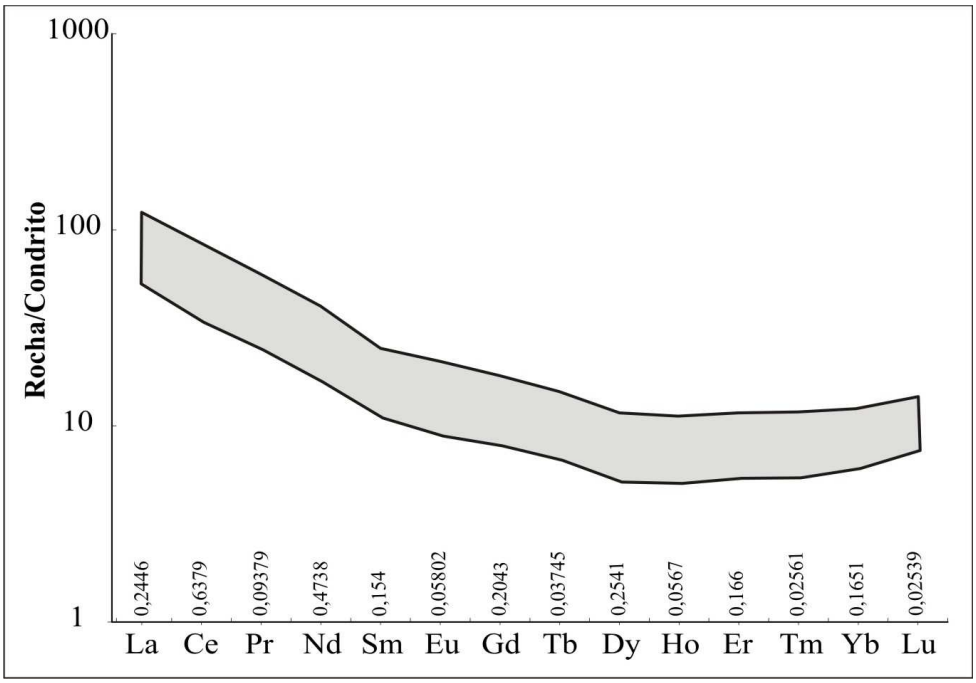


Figura 5.7: Diagrama de elementos terras raras (ETR's) para as amostras do Plúton Serra Verde, com valores normalizados em relação ao condrito de Evensen *et al.* (1978).

5.4.2 – Diagrama Multielementos

O comportamento conjunto de alguns elementos maiores, traços e terras raras, usualmente elementos incompatíveis tipos LILE (K, Rb, Sr, Ba e ETRL, por exemplo) e HFSE (Ti, Y, Zr, Hf e Nb, por exemplo) pode ser analisado a partir de diagramas multielementares do tipo *spidergrams*, os quais dão boa idéia sobre os processos petrogenéticos, principalmente no tocante as fases minerais envolvidas durante a evolução do magma. Para o caso do Plúton Serra Verde foi utilizado o diagrama com os valores normalizado em relação ao condrito de Thompson (1982) (Figura 5.8).

Aqui também o padrão mostra-se enriquecido em relação ao condrito (pelo menos 10 vezes, a exceção principalmente de P, Zr e Ti), e com uma inclinação negativa do Rb ao Yb com razões $(Rb/Yb)_N$ entre 19,56 – 40,13. Observa-se ainda forte anomalia positiva para Rb, e menos pronunciadas para K, Sr e Sm, e uma distribuição suavemente côncava para cima do Tb a Yb. As anomalias positivas para K, Rb e Sr refletem o não fracionameto precoce dos feldspatos durante a diferenciação magmática (corroborando os diagramas de Harker para K_2O, Na_2O e Ba), já o Sm reflete o enriquecimento relativo dos ETRL e a presença de titanita em todas as amostras analisadas, ainda que em proporções modais pequenas.

O diagrama mostra também anomalias negativas significativas para P e Zr, refletindo o fracionamento, ainda que seja em pouca quantidade, de apatita e zircão, respectivamente, os quais são fases minerais de cristalização mais precoce nas rochas de Serra Verde.

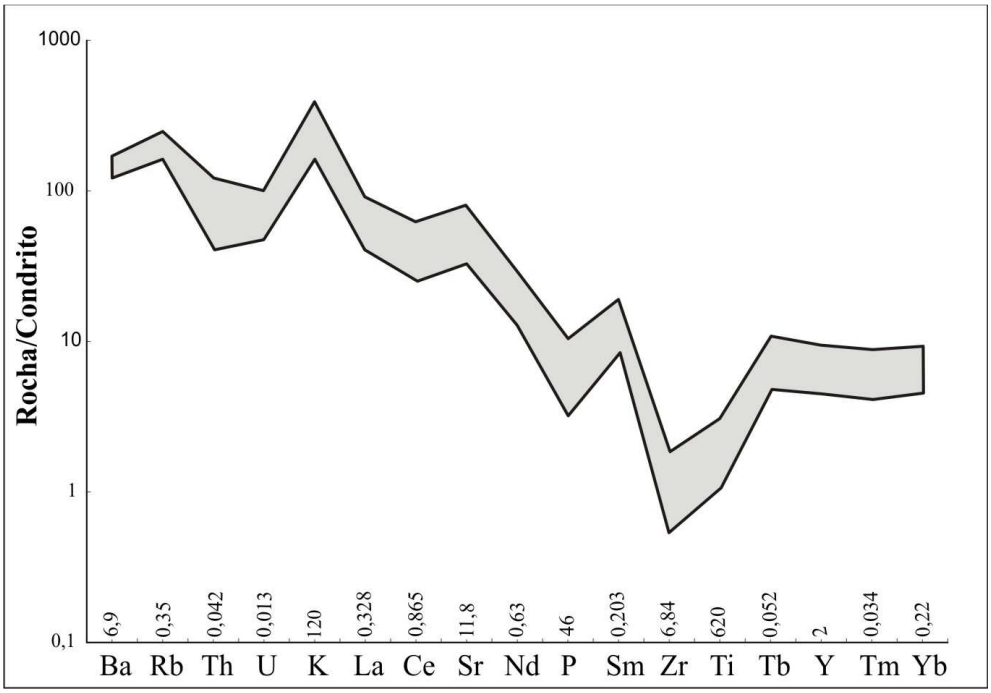


Figura 5.8: Diagrama multielementar para as amostras do Plúton Serra Verde, com valores normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982).

Capítulo VI – Condições de Cristalização

6 – CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

6.1 – Considerações Iniciais

Com o objetivo de tecer informações a respeito das condições de cristalização e evolução magmática envolvendo as rochas do Plúton Serra Verde, utilizou-se a combinação de dados de campo, dos aspectos petrográficos microtexturais, bem como a geoquímica de elementos maiores, traços e ETR. Isto tornou-se necessário pela ausência de dados de química mineral, os quais são fundamentais para a utilização de geotermômetros (Blundy & Holland 1990) e geobarômetros (Johnson & Rutherford 1989, Schmidt 1992, entre outros) clássicos, calibrados para rochas graníticas.

Sobre o alojamento do magma, os estudos preliminares, baseados em aspectos de campo realizados por Silva Neto *et al.* (2005), apontam para evidências de que a colocação do Plúton se deu sincrônica ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Serra Verde-ZCSV. Essas evidências são atestadas pelo desenvolvimento de uma foliação adquirida no estágio magmático, principalmente nas partes mais internas do corpo e sua substituição por uma trama adquirida no estado sólido nas bordas. A geometria *en cornue*, a disposição da trajetória das foliações, dentro e fora do plúton, com a presença do ponto tríplice nas encaixantes, sustentam a idéia da colocação do plúton controlada por esta zona de cisalhamento transcorrente dextral de aludida idade brasiliana.

As condições relativas a pressão e temperatura (P-T) em que funcionou a Zona de Cisalhamento Serra Verde-ZCSV são inferidas com bases principalmente em critérios micropetrográficos. As evidências microestruturais como rotação de subgrãos de quartzo, migração das bordas de subgrãos são indicadores de deformação por recristalização dinâmica a altas temperaturas, assim como as associações poligonais envolvendo quartzo, plagioclásio e K-feldspato apontam para recristalização em temperaturas superiores a 600°C (Araújo 2001 apud Silva Neto 2005). A diminuição da T e P levou ao re-equilíbrio das paragêneses minerais, bem como a percolação de fluídos tardios provocou o desenvolvimento de uma assembléia tardi-magmática.

6.2 – Considerações sobre a fugacidade

Devido a ausência de análises químicas minerais, as considerações a respeito da fugacidade foram baseadas nas análises micropetrográficas (assembléias minerais e microtexturas) realizadas por Silva Neto (2005) e por nós durante este trabalho.

A presença da paragênese titanita + magnetita + quartzo em equilíbrio indica que a evolução do magma ocorreu em condições de fO_2 moderadas a elevadas, acima do tampão FMQ (Wones, 1989). Isto pode ser também corroborado pela presença do epídoto magmático e pelo desenvolvimento deste mineral como finas e irregulares coroas sobre cristais de allanita precoces. A cristalização precoce das fases máficas hidratadas (biotita e anfibólio) em relação aos feldspatos, sugerem ainda um magma progenitor já subsaturado em água. As fases tardi-magamáticas desenvolvidas apontam para a atuação de fluídos com considerável fCO_2 o que levou ao processo de carbonatação dos plagioclásios, enquanto que os processos de saussuritização indicam uma fase fluída rica em H_2O. A presença de mimerquitas, desenvolvidas nas bordas dos cristais maiores de feldspatos, reflete um volume de fluidos tardi-magmáticos ricos em voláteis. A desestabilização da biotita para clorita e o processo de esfenitização dos opacos reforça a indicação da influência tardia de H_2O e O_2 no sistema.

6.3 – Considerações sobre a pressão

O uso de geobarômetros torna-se necessário para estabelecer a pressão durante a qual duas fases minerais atingiram o equilíbrio. Vários geobarômetros são descritos na literatura, contudo a utilização dos mesmos depende da natureza do magma e a paragênese mineral presente. No caso das amostras do Plúton Serra Verde a ausência de química mineral impossibilitou a utilização dos geobarômetros clássicos, onde a pressão é obtida a partir do conteúdo de Al^T na hornblenda. Diante disto optou-se por utilizar dados de elementos traços (Rb e Sr) em diagramas bi-log (Condie 1973), bem como dados normativos Qz-Ab-Or, para se ter uma idéia das possíveis condições de pressão de geração/cristalização/alojamento do magma.

Segundo Condie (1973), a distribuição dos teores de Rb e Sr de granitóides em diagramas bi-log, possibilita estimar a espessura crustal de alojamento de um corpo intrusivo. Analisando as amostras do Plúton Serra Verde neste diagrama (Figura 6.1), os valores de Rb e Sr assinalam profundidade de colocação do corpo de no mínimo 30 km (P da ordem de 9 kbars) com valores para as razões Rb/Sr de 0,07-0,16, indicando que a fonte do magma do Plúton Serra Verde é de crosta inferior ou interface crosta-manto (Wedephol 1969 In: Wiedemann *et al.*1986).

A análise microtextural petrográfica revelou a presença de dois feldspatos (K-feldspato e plagioclásio) e quartzo em equilíbrio, sendo que o plagioclásio é de caráter albítico (vide Cap. 4). Esta característica conduz a idéia de um sistema tipo *subsolvus granito*, e diante disso utilizou-se o diagrama Qz-Ab-Or (sistema haplogranito) para obtenção da pressão final/mínima de cristalização do magma de Serra Verde. A disposição das amostras nesse diagrama indica pressão da ordem de 3 a 5 kbar (Figura 6.2). Esse resultado comparativamente se assemelha aos encontrados por Galindo (1993), Nascimento, R.S.C. (1998), Nascimento, M.A.L. (2000) e Dias (2006) para as suítes neoproterozóicas no Domínio Seridó, que utilizando cálculos de geobarômetros clássicos (teor de Al^T em hornblenda) chegaram a pressões em torno de 5 - 6 kbar.

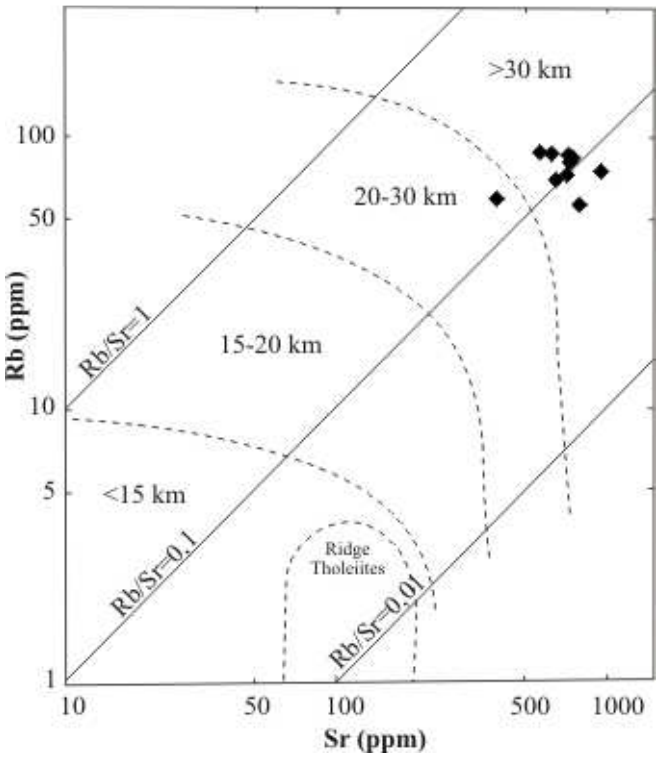


Figura 6.1: As amostras do Plúton Serra Verde no diagrama propostos por Condie (1973) para estimar a profundidade crustal de intrusão de magmas granitóides.

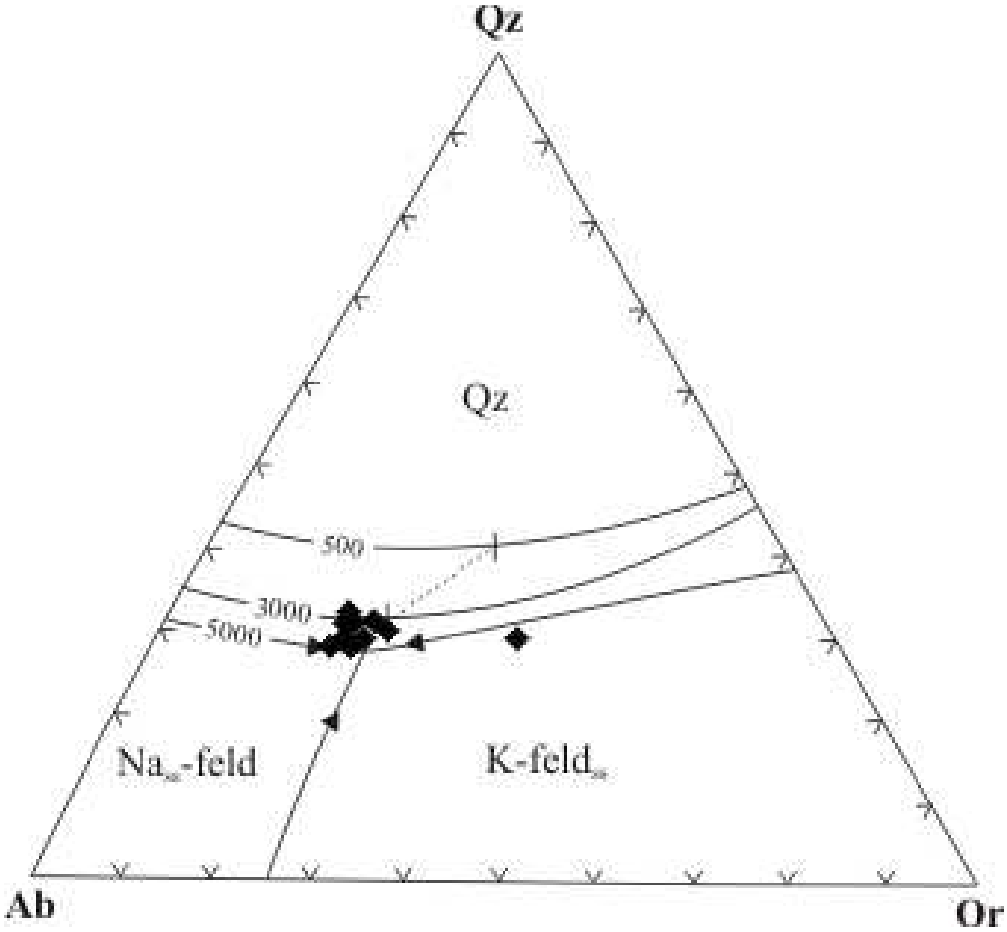


Figura 6.2: Diagrama Qz-Ab-Or a 0,5, 3,0 e 5,0 kbar de pressão (Tuttle e Bowen 1958), mostrando a distribuição das amostras do Plúton Serra Verde.

6.4 – Considerações sobre a temperatura

Para obtenção da temperatura foram utilizados os geotermômetros relativos ao teor de P_2O_5 na apatita (Watson e Harrison 1984), e o diagrama normativo Qz-Ab-Or. O primeiro como indicador de temperatura próxima do *liquidus*, considerando a cristalização precoce da apatita, e o segundo de temperatura próxima do *solidus*. O geotermômetro do Zr proposto também por Watson e Harrison (1984), calibrado/aplicado para rochas com teores de Zr acima de 60 ppm não pode ser aqui aplicado, tendo em vista que as amostras do Plúton Serra Verde possuem conteúdos muito baixos de Zr (<15 ppm)

No diagrama P_2O_5 *versus* SiO_2 as amostras distribuem-se próximas a isoterma de 800°C (Figura 6.3), sugerindo que esta seria a temperatura mínima do *líquidus* do magma progenitor. Essa estimativa da temperatura é condizente com os dados de temperatura obtidos através do geotermômetro do Zr por Nascimento, R.S.C. (1998), Nascimento,

M.A.L. (2000) e Dias (2006) para as suítes neoproterozóicas da Faixa Seridó. Usando o geotermômetro clássico do para plagioclasi-anfibólio de Blandy & Holland (1990) estes autores encontraram temperaturas na faixa de 700^0C.

Na tentativa de se estimar/inferir a temperatura final de cristalização do Plúton Serra Verde, utilizou-se dados normativos devido a impossibilidade da utilização de outros métodos, como já explicado antes, pela ausência de análises química mineral. Para este fim foi utilizado o diagrama Qz-Ab-Or (sistema haplogranito) a 5 kbar de pressão em presença de H_2O (Figura 6.4) para estimar a provável temperatura do *solidus*. A distribuição das amostras do plúton neste diagrama aponta para temperaturas entre 680 a 660°C, indicando que o final da cristalização provavelmente se deu a tais temperaturas.

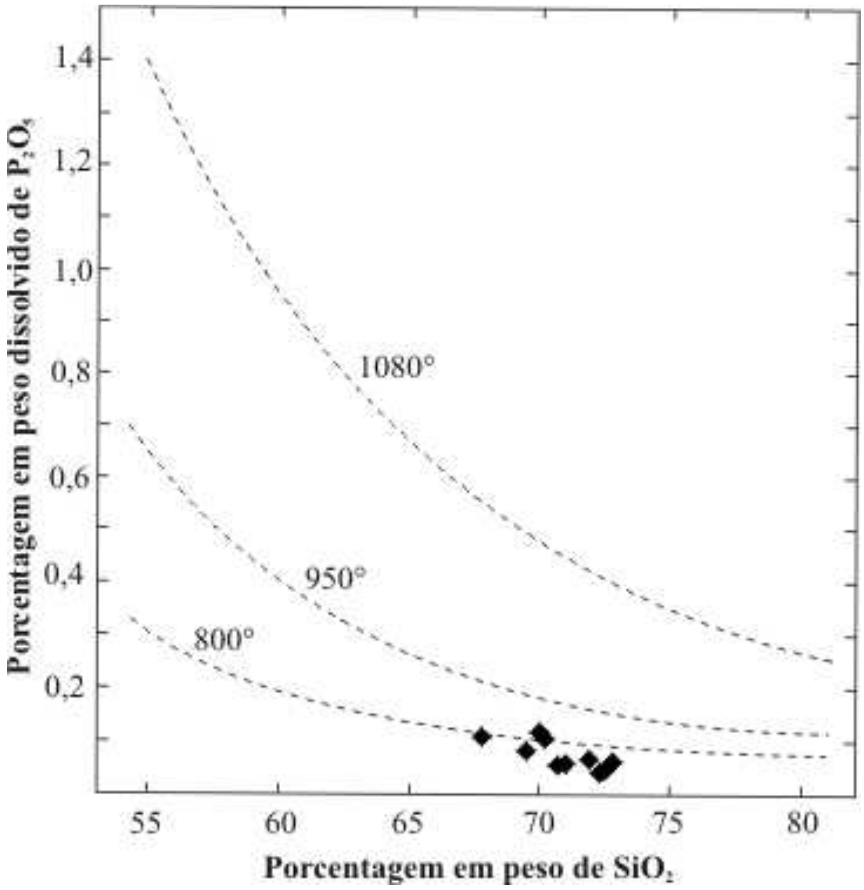


Figura 6.3: As amostras do Plúton Serra Verde no diagrama P_2O_5 *vs* SiO_2 mostrando as isotermas que refletem a temperatura de cristalização da apatita (Watson e Harrison, 1984).

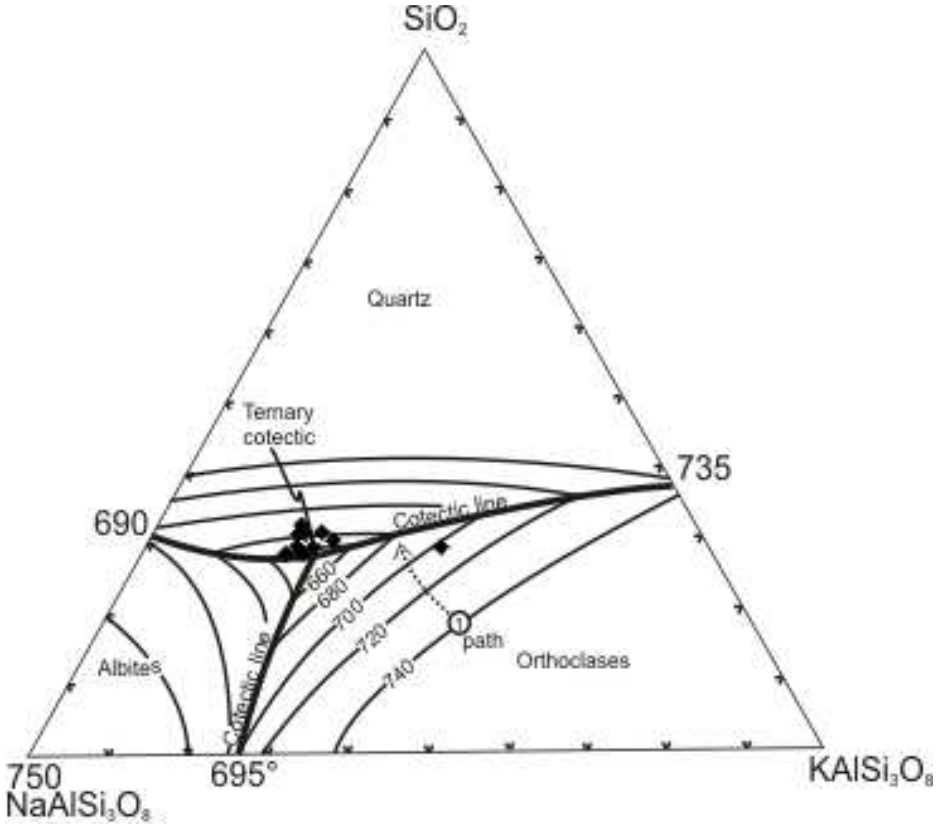


Figura 6.4: As amostras do Plúton Serra Verde no sistema Qz-Ab-Or a P= H_2O de 5 kbar (Luth *et al*., 1964). A disposição das amostras se situa entre as isotermas de 680-660 ^{0}C.

6.5 – Evolução Magmática

Com base em dados petrográficos microtexturais e geoquímicos (elementos maiores, traços e terras raras), algumas considerações são feitas sobre o(s) processo(s) evolutivo(s) do magma do Plúton Serra Verde.

Os processos que levam a geração e evolução de magmas são principalmente fusão parcial e cristalização fracionada. Com o objetivo de conhecer qual desses processos atuou durante a evolução petrogenética Cocherie (1986) mostrou em diagramas bi-log (Hanson 1978), constituído de um elemento traço incompatível na abcissa e outro compatível na ordenada, que curvas com inclinação negativa representam processos de cristalização fracionada, ao passo que curvas subhorizontais, refletem um mecanismo evolutivo por fusão parcial.

A observação de cristais de plagioclásios com zonação normal, núcleos mais cálcicos já apresentando processos de saussuritização e bordas mais preservadas, já

sugere que o processo de cristalização fracionada seja dominante na evolução do magma de Serra Verde.

Nos diagramas tipo Harker para elementos menores observa-se que o Ba mostra claramente um comportamento incompatível, ao passo que o V é compatível. Dessa forma, foi construído um diagrama bi-log "Ba *versus* V" (Figura 6.5) onde observa-se uma distribuição fortemente verticalizada das amostras do Plúton Serra Verde, sugerindo mais uma vez cristalização fracionada como processo evolutivo dominante.

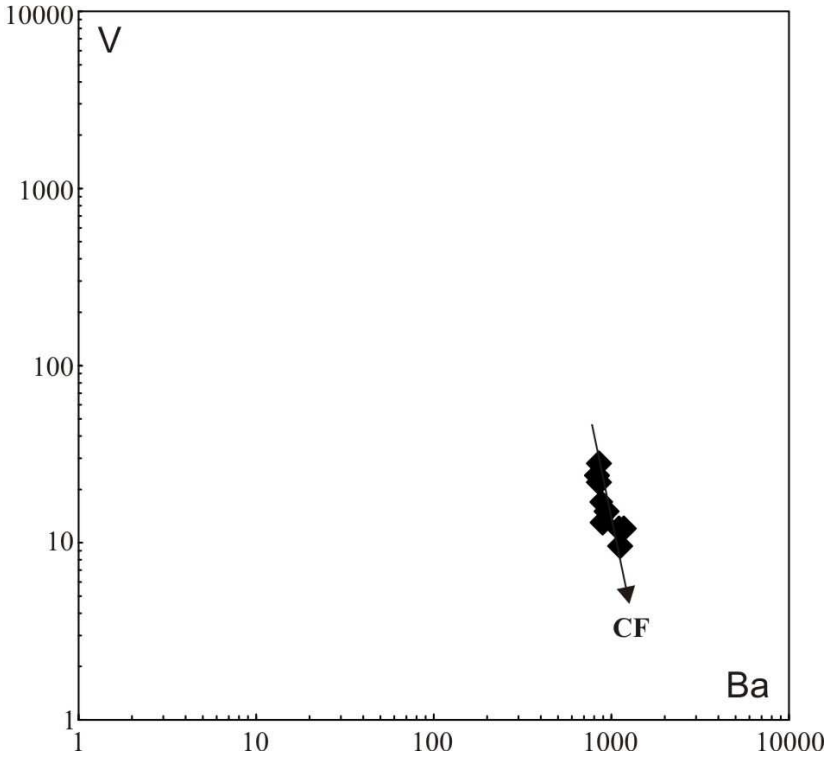


Figura 6.5: Diagrama bi-log apresentando elemento incompatível (Ba) *vs* compatível (V) para as amostras do Plúton Serra Verde (Hanson, 1978). CF = Cristalização Fracionada.

Capítulo VII – Discussões e Considerações Finais

7 – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados obtidos e apresentados nesta Dissertação de Mestrado, algumas discussões e considerações finais podem ser feitas a respeito da geologia, petrografia e geoquímica do Plúton Serra Verde, alvo da nossa pesquisa.

i) Os dados geocronológicos disponíveis são de todo inconclusivos, e dessa forma a presumível idade neoproterozóica superior para este granitóide é feita com base em dados de campo, resultantes do trabalho de cartografia geológica realizado por Silva Neto (2005). Os dados de campo mostram que o plúton ocorre intrudindo tanto gnaisses do embasamento (correlatos ao Complexo Caicó), mas principalmente metassedimentos (xistos) correlatos a Formação Seridó. Datações recentes nos xistos dessa Formação apontam para uma idade de deposição em torno de 610-650 Ma (Van Schmus *et al.* 2003), e isto nos leva a inferir que o Plúton Serra Verde é mais jovem e que teria intrudido essas rochas em torno de 600 Ma. Adicionalmente os aspectos de campo também permitiram interpretar a colocação do plúton como sendo sincrônica ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Serra Verde, a qual teve sua instalação durante a deformação brasiliana.

ii) As discussões a respeito das condições de cristalização do magma do Serra Verde levaram em considerações tanto dados petrográficos/microtexturais quanto geoquímicos (elementos maiores e traços).

As condições de fO_2, fCO_2 e H_2O dominantes durante a evolução do magma do Serra Verde foram inferidas com base nos aspectos petrográficos microtexturais. A determinação de fO_2 pôde ser feita a partir da presença da paragênese titanita + magnetita + quartzo em equilíbrio, bem como da presença de epídoto magmático como cristais idiomórficos isolados ou como coroas sobre cristais precoces de allanita Estes dois aspectos indicam evolução do magma sob condições oxidantes de fO_2 moderada. Isto pode ser ainda confirmado pela geoquímica, através do diagrama Na_2O+K_2O *vs* SiO2 com as linhas de isofugacidade de oxigênio (Le Maitre 1976), onde as amostras de Serra Verde plotam entre as linhas de 0,5 – 0,6 indicando fO_2 moderada (Figura 7.1).

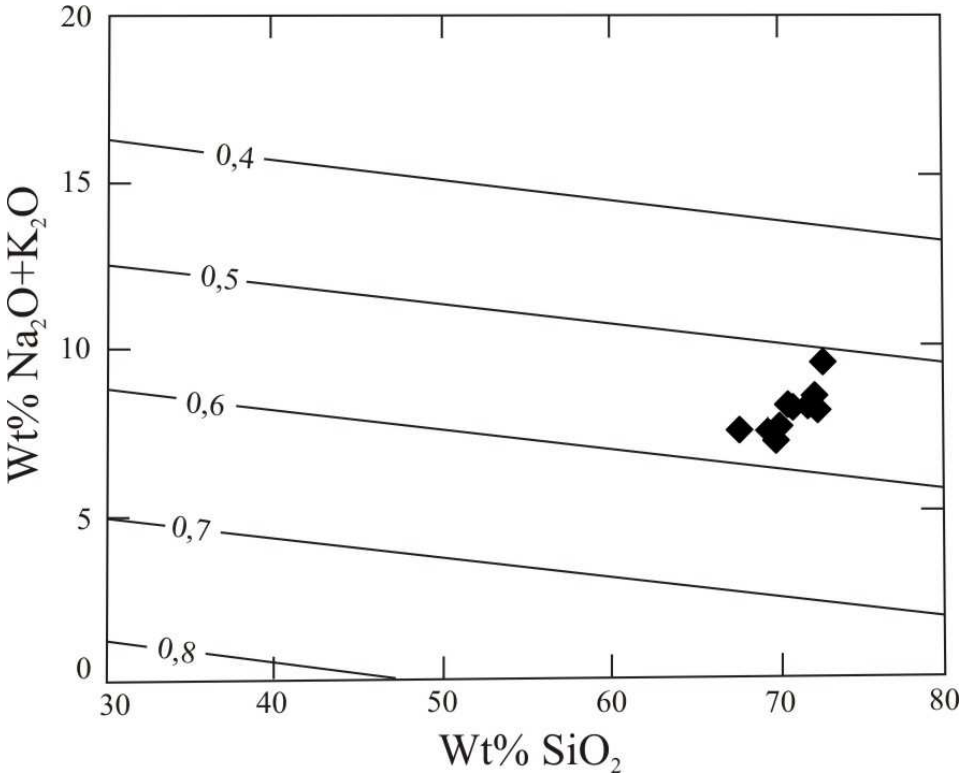


Figura 7.1: As amostras do Plúton Serra Verde no diagrama "Na_2O+K_2O x SiO_2" de Le Maitre (1976), com as curvas de isofugacidade de oxigênio para rochas plutônicas.

A cristalização precoce das fases máficas hidratadas, biotita e anfibólio, em relação aos feldspatos, sugere que o magma progenitor do Plúton Serra Verde já seria subsaturado em água. A atuação de flúidos tardi-magmáticos com consideráveis conteúdos de fCO_2 e H_2O levou ao processo de carbonatação e saussuritização dos plagioclásios, respectivamente. Esses fluídos também apresentam considerável conteúdo de voláteis, levando o desenvolvimento de mimerquitas, bem como a desestabilização da biotita para clorita e o processo de esfenitização dos opacos, reforçando a indicação da influência tardia de H_2O e O_2 no sistema.

Já a presença de cristais de plagioclásios zonados (zonação normal) sugere que cristalização fracionada foi o processo dominante na evolução do magma do granito Serra Verde, fato que é confirmado pela geoquímica de elementos traços em diagrama "log incompatível (Ba) vs log compatível (V)" mostrando forte inclinação negativa (vide Cap. 6 – Figura 6.5).

As estimativas das condições de pressão e temperatura foram inferidas com base nos dados de geoquímica de elementos traços e parâmetros normativos CIPW. Para estimativa do valor máximo da pressão de cristalização/alojamento do magma utilizou-se

os teores de Rb e Sr presentes nas amostras analisadas, levando-se em consideração o diagrama Rb *vs* Sr proposto por Condie (1973), e dessa forma chega-se a valores de P da ordem de pelo menos 9,0 kbar. Já a pressão mínima é estimada com base no diagrama normativo Qz-Ab-Or, considerando que Serra Verde é um sistema *subsolvus* granito. Neste caso os dados sugerem P mínima de cristalização na faixa de 3,0 – 5,0 kbar. Dados calculados para granitóides brasilianos no Domínio Rio Grande do Norte, utilizando-se geobarômetros clássicos a partir de análises químicas de minerais (teor de Al^T em hornblenda), mostram valores da ordem de P=5,0 – 7,0 kbar.

As temperaturas de cristalização mostram valores da ordem de 800 °C para o *liquidus*, com base nos teores de P_2O_5 (no diagrama de Watson e Harrison, 1984 – vide Cap.6), e da ordem de 660 – 680 ^{0}C para o *solidus*, com base no diagrama normativo Qz-Ab-Or. Valores similares são também encontrados em outros granitóides brasilianos do Domínio Rio Grande do Norte utilizando-se geotermômetros clássicos através de química mineral do par hornblenda-plagioclásio (T da ordem de 700 ^{0}C), ou do geotermômetro do zircônio (T da ordem de 800 ^{0}C).

iii) Os dados petrográficos modais de 12 amostras estudadas (vide Cap. 4 – Figura 4.2) mostram que as rochas do Plúton Serra Verde são essencialmente leucocráticas com M≤20%, ou seja são rochas bastante evoluídas. Este caráter evoluído se reflete na geoquímica onde os teores de SiO_2 são elevados, dominantemente maiores do que 70%, o mesmo ocorrendo para os álcalis (Na_2O+K_2O entre 7,0 e 9,0%). Em concordância, os teores de Fe_2O_3 são baixos, e MgO e TiO_2 são muito baixos (dominantemente <0,5%).

Estes aspectos, somados a homogeneidade textural e petrográfica das rochas de Serra Verde, sugerem preferencialmente uma fonte crustal para seu magma progenitor. Por outro lado, o caráter essencialmente metaluminoso do mesmo e ausência de minerais máficos tipicamente aluminosos, descartam, ao nosso ver, uma fonte envolvendo a fusão de metassedimentos, e dessa forma, fusão de rochas ortoderivadas do embasamento poderia ser a fonte mais provável para o magma de Serra Verde, e neste caso gnaisses quartzo dioríticos a tonalíticos do Complexo Caicó constituem prováveis candidatos.

Adicione-se a esta discussão o caráter sódico do magmatismo cálcio-alcalino Serra Verde, o que faz com que em alguns diagramas geoquímicos discriminantes de séries

magmáticas as rochas deste granitóide se comportem como parte de uma associação trondhjemítica (Figura 7.2A, B, C e D). Porém vale ressaltar que modalmente tem-se monzogranitos leucocráticos (Figura 4.2) e não leuco-tonalitos, o que corresponderia a clássicos trondhjemitos segundo a classificação do IUGS (Streckeisen 1976).

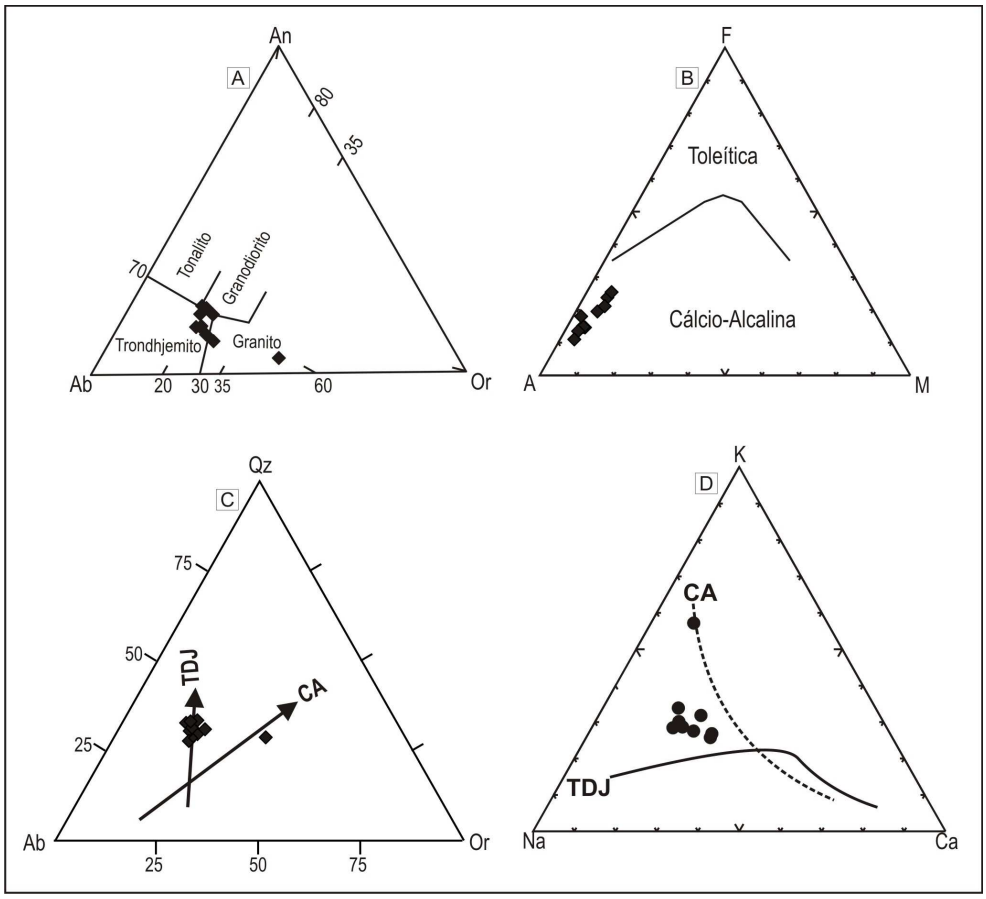


Figura 7.2: O granito Serra Verde no contexto de diagramas discriminantes de associações trondhjemíticas. A (Barker, 1979); B (Miyashiro, 1978); C e D (Barker & Arth, 1976).

iv) No contexto de tipologias de granitóides, do neoproterozóico superior, propostas para o Domínio Seridó-DS, o granito Serra Verde foi enquadrado nos tipos "*cálcio alcalino potássicos equigranulares*" (Nascimento *et al*. 2008), considerando apenas seus aspectos de campo, texturais e petrográficos (estes autores não dispunham então de dados químicos). Face aos dados aqui apresentados constata-se que Serra Verde faz parte de uma tipologia/filiação magmática até então não descrita no Domínio Seridó, ou seja, granitóides de afinidade cálcio-alcalina, por vezes com características de associações trondhjemíticas. Em alguns diagramas geoquímicos discriminantes de séries magmáticas, como os diagramas de Wright (1969) e de Rickwood (1989), por exemplo,

fica claro a distinção entre o Serra Verde e os demais granitóides do neoproterozóico superior presentes no Domínio Seridó (Figura 7.3 A e B).

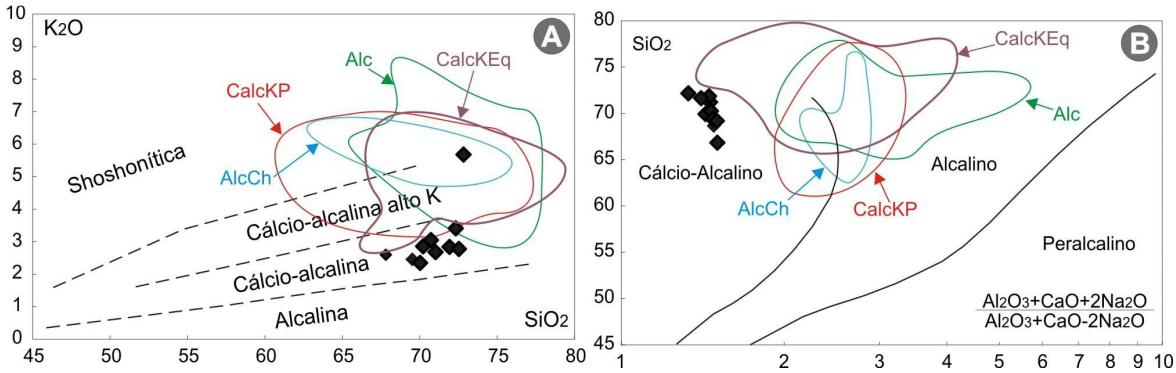


Figura 7.3: Diagramas de Rickwood (1989), figura A e de Wright (1969), figura B, com os campos das tipologias de granitóides do neoproterozóico superior no Domínio Seridó (Nascimento et *al.* 2000-2008) e o *plot* das amostras do Plúton Serra Verde.

Da mesma forma, em diagramas de variação tipo-Harker (K_2O, Na_2O, Rb e Sr, por exemplo) pode-se observar o contraste entre o magmatismo Serra Verde e os tipos "cálcio-alcalino potássico equigranular-CalcKEq" caracterizados em Nascimento et *al.* (2000-2008, Figura 7.4 A, B, C e D).

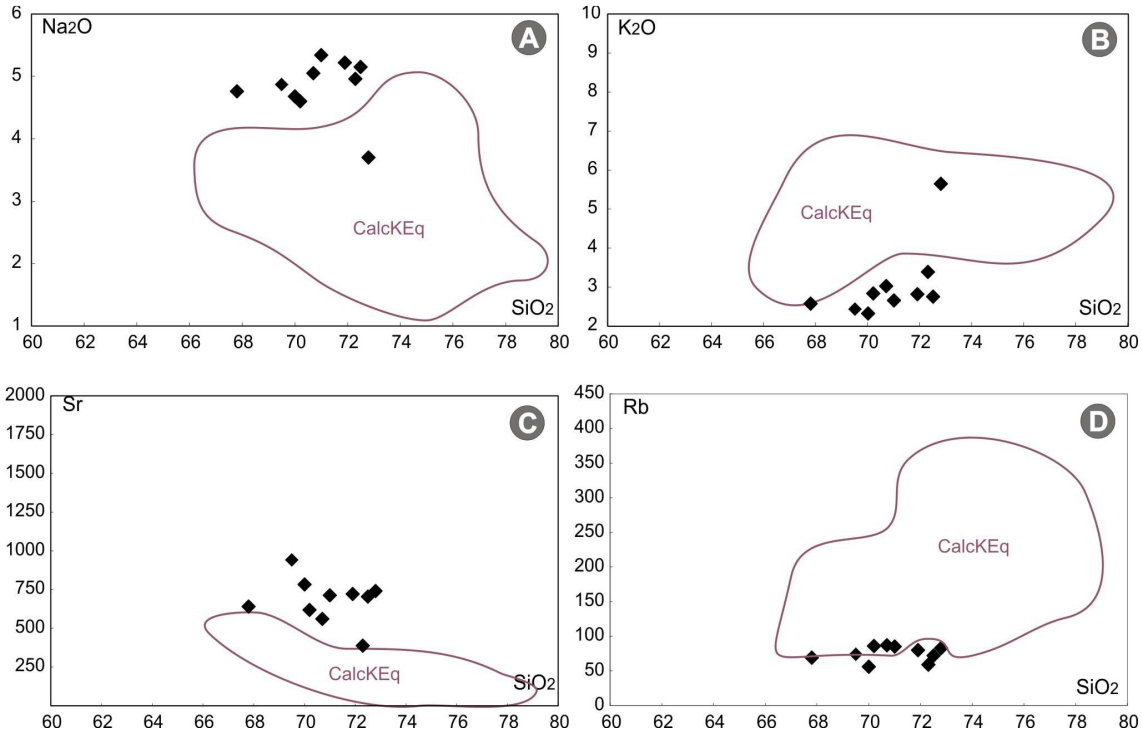


Figura 7.4: Diagramas de variação tipo-Harker com o campo dos granitóides cálcio-alcalino potássicos equigranulares-CalcKEq do DS e as amostras do granito Serra Verde.

Por outro lado, no âmbito Domínio da Zona Transversal da Província Borborema, granitóides de afinidade cálcio-alcalina e trondhjemítica têm sido descritos com certa freqüência. No primeiro caso estão os granitos tipo-Conceição e o granito Emas (Sial 1986-1987; Goist 1989; Cunha 1990; Medeiros 1995, entre outros), e no segundo caso os granitos tipo-Serrita (Sial et al. 1981-1983; Silva filho 1982 – in Medieros 1995; Neves 1986). Uma comparação com a geoquímica desses granitóides da Zona Trsnversal e a do Serra Verde mostra que:

A) Em alguns diagramas discriminantes de associações magmáticas o Serra Verde apresenta afinidades tanto com os tipos cálcio-alcalinos, neste caso sempre se comportando como tipos mais evoluídos com $SiO_2 \geq 70\%$, quanto com os trondhjemíticos, e aqui usualmente apresentando menores teores de álcalis (Na_2O e K_2O) (Figura 7.5);

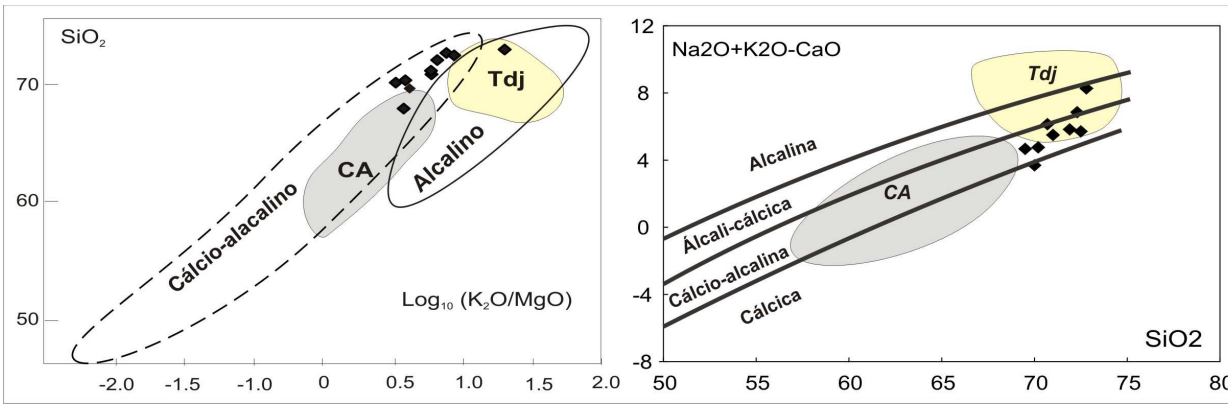


Figura 7.5: Diagramas discriminantes de associações magmáticas, e comparação entre os granitos tipos cálcio-alcalinos-CA (tipos Conceição e Emas) e trondhjemíticos (tipos Serrita) com granito Serra Verde.

B) Esta situação, o *"flert"* de Serra Verde com os tipos cálcio-alcalinos e trondhjemíticos, também se repete em alguns diagramas de variação tipo-Harker, como é o caso daqueles para CaO e Fe_2O_3, com afinidade cálcio-alcalina, porém rochas mais evoluídas, e para Na_2O e Rb, com afinidade trondhjemítica. Porém em outros casos a característica do magmatismo Serra Verde é completamente distinta dos tipos cálcio-alcalinos e trondhjemíticos da DZT, como pode ser observado no caso dos diagramas para K_2O e Zr (Figura 7.6).

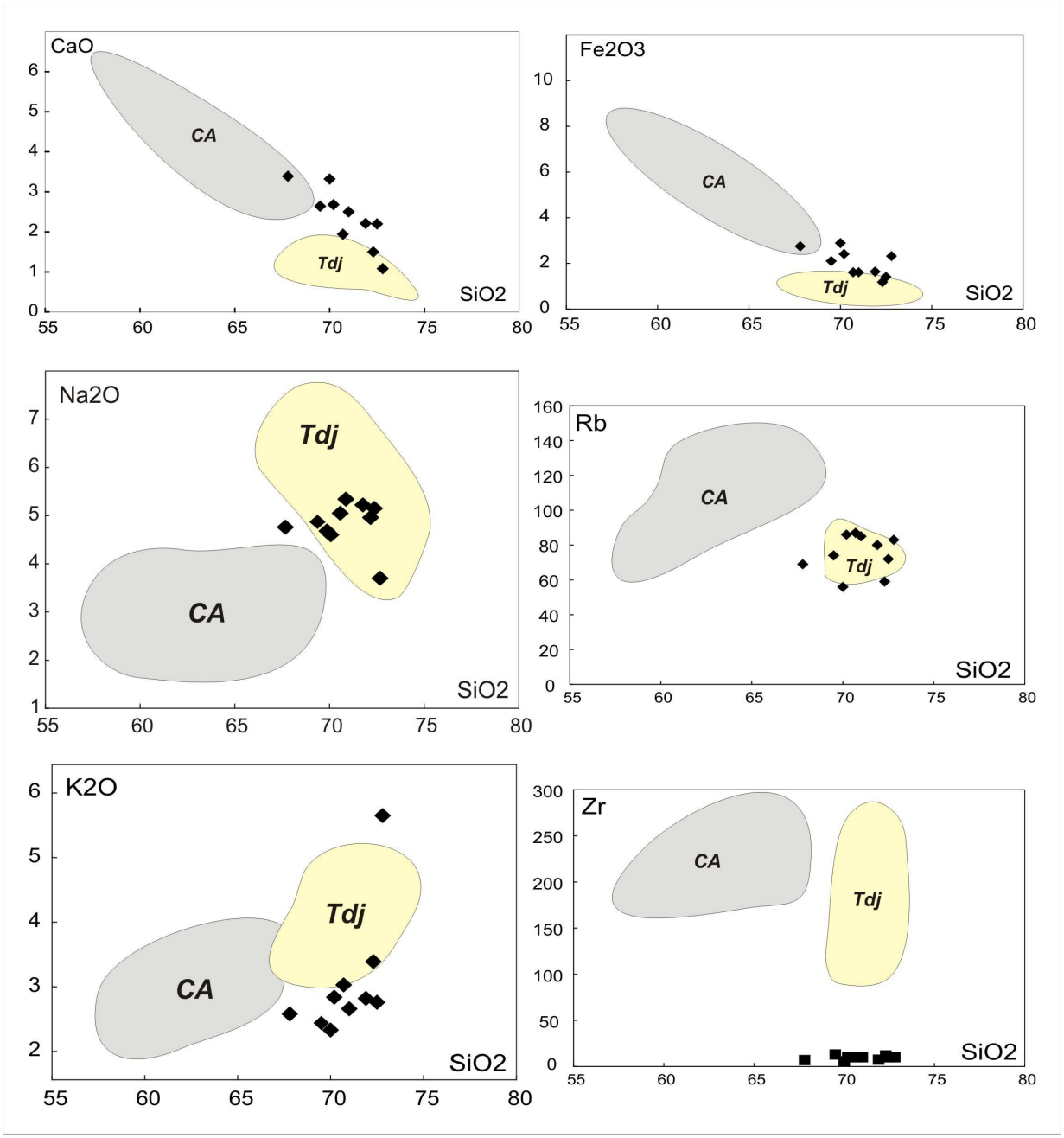


Figura 7.6: Diagramas de variação tipo-Harker para os granitos tipos cálcio-alcalinos e trondhjemíticos da DZT e o granito Serra Verde.

v) Por fim, vale considerar que maiores e melhores discussões sobre a provável fonte e condições de evolução do magma de Serra Verde ficam ainda em aberto. Consideramos que é imprescindível a aquisição de dados de química mineral e geoquímica de isótopos para que estes aspectos sejam melhores esclarecidos. O mesmo se aplica para a real idade deste granitóide, a qual possivelmente só será determinada a partir de datação do tipo U-Pb em zircão pelo método SHRIMP.

Capítulo VIII – Referências Bibliográficas

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, Amsterdam: *Elsevier*, v. 17, n. 1/2, p. 1-29.

Almeida, F.F.M.; Hasuy, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, 1977. *Atas*. Campina Grande, SBG, p.363-391.

Almeida, F.F.M.; Leonardo Jr., O.H.; Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of northeast South América. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41p.

Amaro, V.E. 1998. Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoprterozóicas. IG/USP, São Paulo, Tese de doutorado, 397p.

Antunes, A.F.; Galindo, A.C.; Alves da Silva, F.C.; Jardim de Sá, E.F.; Lima, R.F.S. 2000. Magmatismo Granítico de afinidade subalcalina/monzogranítica no Maciço São José do Campestre, Província Borborema (NE do Brasil): o exemplo do Plúton Monte das Gameleiras. Geochimica Brasiliensis, 14(1):51-69.

Archanjo, C.J. 1993. Fabriques de plutons granitiques et deformation crustale du Nort-Est du Brésil. Univ. de Tolouse III, Tese de Doutorado, 167p.

Archanjo, C.J. & Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 12, João Pessoa, *Atas*, 270-281.

Barbosa, A.J. & Braga, A.P. 1974. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte, Recife/PE, DNPM/CPRM. Telatório final, folha SB. 25-Y-A, v.2. 84p.

Barker, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (ed) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdan, *Elsivier*: 1-12.

Barker, F. & Arth, J.G. 1976. Generation of trondhejemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.

Bérdad, J.H. 2006. Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**: 3717-3742.

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-Brazil. In: SBGq, Cong. Bras. Geoquímica, 11, Atibaia, em Cd-Rom.

Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria an a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol*., **104:** 208-224.

Blundy, J. & Wood, B. 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth and Planetary Science Letters*, **210**: 383-397.

Blundy, J.D. & Wood, B.J. 1991. Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 193-209.

Brito Neves, B.B. 1983. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1/100.000. IG/USP, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177p.

Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Pessoa, D.R. 1975. A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 7, Fortaleza, *Atas*, 289-197.

Caby, R.; Arthaud, M.H.; Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South America 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. and Lécorché, J.P. (eds.) The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives. *Springer-Verlag*, 373-397.

Condie, K.C. 1973. Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Am. Bull*., **84 (9):** 2981-2992.

Cocherier, A. 1986. Systematic use of trace element distributions patterns in log-log diagrams for plutonic suítes. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **50:** 2517-2522.

Cunha, M.A.L. 1990. Petrologia, geoquímica e profundidade de posicionamento dos *stocks* granodioríticos – tonalíticos de Boa Ventura, Conceição e Pedra Branca – Paraíba, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, 153p.

Dantas, E.L. 1997. 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.; 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, Simp. Geol. Do NE, 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.; 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.

Dantas, E.L.; Jost, H.; Fuck, R.A.; Brod, J.A.; Pimentel, M.M.; Meneses, P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcanossedimentares da região de Santa Terezinha de Goeás, baseada em dados itsotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Rev. Bras. Geoc*., **31(3):** 329-334.

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. *Rev. Bras. Geoc*., **28**: 221-228.

Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Kawashita, K.; Lafon, J.M. 1991. Datações Rb-Sr nas ortoderivadas dos Grupos São Vicente/Caicó – Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Rcife, *Boletim* 12, 248-252.

Dias, L.G.S. 2006. Caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da suíte plutônica neoproterozóica da região de Serrinha, porção centro-leste do Maciço São José de Campestre, sudeste do RN. Dissertação de Mestrado, Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica-UFRN 174p.

Evensen, N.H.; Hamilton, P.J.; O'Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in condritic meteorite. *Geoch. Cosmch. Acta*., **42:** 1199-1212.

Frost, R.B.; Barners, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42 (11)**: 2033-2048.

Galindo, A.C. 1993. Petrologia dos granitóides brasilianos da região de Caraúbas Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado, Centro de Geociências-UFPA. 370p.

Galindo, A.C.; Dall'agnol, R.; Mcreath, I.; Leterrier, J.; Nascimento, M.A.L. 1997a. Granitóide Quixaba: um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. In: SBG/ Núcleo Nordeste. Simp. Geol. Nord., 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 268-272.

Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F.; Nascimento, R.S.C.; Hollanda, M.H.B.M.; Nascimento, M.A.L.; Lardeaux, J.M. 1997b. Caracterização geoquímica e contexto geodinâmico dos granitóides alcalinos na porção oriental da Faixa Seridó (RN-PB). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nord., 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 263-267.

Goist, T.O. 1989. Petrology and geochemistry of the Emas pluton, northeastern Brazil. Dissertação de Mestrado, Universidade da Georgia, 157p.

Hackspacher, P.C. & Sá, J.M. 1984. Critério lito-estrutural para diferenciação do embasamento Caicó do Grupo Sridó, RN-Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 11, Natal, *Atas*, 263-277.

Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Brás. Geol., 36, Natal, *Anais*, **6:** 2661-2677.

Hanson, G.N. 1978. The aplication of the trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett*., **38:** 26-46.

Hollanda, M.H.B.M.; Archanjo, C.J.; Souza, L.C.; Liu, D.; Armstrong, R. 2007. U/Pb SHRIMP Geochronology of the augen gneisses from the Seridó Belt (Borborema Province): geodynamic significance. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Natal, 347.

Hollanda, M.H.B.M.; Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F. 1995. O Fácies petrográfico Plúton de Japi (RN). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nord., 16, Recife, *Boletim* 14, **1**:319-323.

Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803p.

Jardim de Sá, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nord, 11, Natal, *Atas*, 297-379.

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 Nordeste, Simp. Geol. Nord., 15, Natal, *Boletim* 13, 269-272.

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. *Ver. Brás. Geoc.*, **11**: 50-57.

Jardim de Sá, E.F. & Salim, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal.*, **80**:-16-28.

Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17:** 837-841.

Lameyre, J. 1987. Granites and evolution of the crust. Revista Brasileira de Geociências, **17(4)**: 349-359.

Laux, J.L.; Pimentel, M.M; Dantas, E.L.; Asmstrong, R.; Armele, A.; Nilson, A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *J. South Am. Earth Sci.*, **16:** 599-614.

Le Maitre, R.W. 1976. Some problems of the projection of chemical data in to mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50:** 181-189.

Legrand, J.M.; Deutsch, S.; Souza, L.C. 1991. Datação U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari-RN. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nord, 14, Recife, *Boletim* 12, 172-174.

Legrand, J.M.; Liegeois, J.P.; Deutsch, S. 1991b. Datação U-Pb e Rb-Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife, *Boletim* 12, 276-279.

Leterrier, J.; Jardim de Sá, E.F.; Bertrand, J.M.; Pin, C. 1994. Ages U-Pb sur zircon de granitóides "brasilianos" de la ceinture do Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**: 1505-1511.

Luth, W.C.; Jahns, R.H.; Tuttle, O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, **69:** 759-773.

Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Peucat, J.J., Souza, Z.S.; Martin, H. 1991. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife, *Boletim* 12, 256-259.

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

Medeiros. V.C. 1995. Sensoriamento remoto e petrologia de granitóides brasilianos no Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. UFPE, Recife, 149p.

Medeiros, V.C.; Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L. 2007. Litogeoquímica do Batólito de Catolé Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 22, Natal, *Boletim* 20, 179-179.

Medeiros. V.C. 1995. Comparações Geoquímicas entre granitóides do Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc*. **25(4):** 333-342.

Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 91-104.

Nascimento, M.A.L. 2000. Petrologia do magmatismo tardi-brasiliano no Maciço São José do Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa. Dissertação de Metrado, Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica-UFRN. 141p.

Nascimento, M.A.L.; Medeiros, V.C.; Galindo, A.C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínip Rio Grande do Norte, Provínica Borborema, NE do Brasil. Estudos Geológicos, **18 (1)**: 4-29.

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 Borboerema Province (NE Brazil). Rev. Bras. Geoc., **30**: 161-164.

Nascimento, M.A.L.; Galindo, A.C.; Jardim de Sá E.F. 1997. Considerações preliminares sobre o Granitóide Caxexa: um plutonismo alcalino aluminoso sintectônico na Faixa Seridó. In: SBG/Núclo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 293-296.

Nascimento, R.S.C. 1998. Petrologia dos granitóides brasilianos associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB). Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica-UFRN. 133p.

Neves, S.P. 1986. Petrologia e geoquímica dos *stocks* graníticos de Serrita, Pernambuco. Dissertação de Mestrado. Recife, 130p.

Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams wich 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. Bull. Geol. Soc. Amer., 92: 6-9.

Salim, J.; Dardene, M.A.; Legrand, J.M.; Jardim de Sá, E.F. 1979. Geologia, controlo 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. e Hasui, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blucher, São Paulo, 123-186.

Schimidt, M.W. 1992. Anphibole composition in tonalites as a function of pressure: na experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol*., **110:** 304-310.

Sial, A.N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. In: Intern. Symp. Granites Assoc. Miner., 1st, Salvador, *Anais*, 61-69.

Sial, A.N. 1986. Granitic types in northeast Brazil: current knowledge. Rev. Bras. Geoc., **16**: 54-72.

Sial, A.N.; De Lima, E.S.; Pessoa, D.A.; Castro, C.; Villarroel, H.S.; Rodrigues da Silva, M.R.; Borba, G.S.; De Lima, G.R. 1981. Geoquímica de dois *stocks* granodioríticos de Serrita (PE): elementos maiores. UFPE-Depto. Geologia. *Estudos Pesquisas*, **4:**27-52.

Sial, A.N.; Silva Filho, A.F.; Guimarães, I.P. 1983. Mineral chemistry of the precambrian Salgueiro Batólith state of Pernambuco, northeast Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 55(1): 55-69.

Silva Filho, A.F. da. 1982. Petrologia e geoquímica do Batólito de Salgueiro-PE. Dissetação de Mestrado. UFPE, Recife, 222p.

Silva Neto, E.F. 2005. Mapeamento geológico do Plúton Serra Verde. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 84p.

Silva Neto, E.F.; Alves da Silva, F.C.; Galindo, A.C. 2005. Plúton Granítico Serra Verde (Faixa Seridó, Porção NE da Província Borborema): Aspectos petrográficos e estruturais. Estudos Geológicos, **15**:153-164p.

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.; Lardeux, 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.; Macedo, M.H.F.; Peucat, J.J.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Um segment de croûte continentale juvénile d'âge proterérozoique inférieur: lê Complexe de Caicó (Rio Grande do Norte, NE-Brésil). C.R. *Acad. Sci*. Paris, **316:** 201-208.

Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev*., **12:** 1-33.

Streckeisen, A.L. & Le Maitre, R.W. 1979. A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abf.*, **136:** 169-206.

Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol*., **18:** 49-107.

Trindade, R.I.F; Hollanda, M.H.B.M.; Araújo, J.M.M.; Accioly, P.C.V.; Machado, M.F.M.; Araújo, M.G.S.; Costa, A.C.D.; Caldas, L.H.O.; Apoluceno, D.M.; Duarte, M.I.M.; Silva, G.L.P.; Araújo, M.A.T.; Medeiros, P.J.; Fernandes, N.H.; Alves, A.L.; Silva, R.P.; Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S. 1993. Mapeamento geológico da região a sudeste de Barra de Santa Rosa (PB): uma estrutura transtracional brasiliana. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Natal, *Boletim* 13, 264-267.

Tuttle, O.F. & Bowen, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in system $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – SiO_2 – H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem., **74:** 153p.

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: isnsights from SHRIMP U-Pb detrial zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127**: 287-327.

Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L.; Fetter, A.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: SBG/Núcleo BA-SE, 39, Salvador, *Anais*, **6**: 152-155.

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. *J. South Am. Earth Sci*., **8**: 247-266.

Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1984. Acessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic system: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35:** 19-30.

Wiedemann, C.M.; Bayer, P; Horn, H.; Lammerer, B.; Ludka, I.P.; Schimidi-Thomé, R.E.; Diefenbach, K.H. 1986. Maciços intrusivos do sul do Espiríto Santo e o seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc*., **16 (1):** 24-37.

Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral*., **74:** 744-749.

Wright, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to quetions of non-orogenic granite gênesis. *Geol. Magaz*., **106**: 370-384.

Livros Grátis

(http://www.livrosgratis.com.br)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração
Baixar livros de Agronomia
Baixar livros de Arquitetura
Baixar livros de Artes
Baixar livros de Astronomia
Baixar livros de Biologia Geral
Baixar livros de Ciência da Computação
Baixar livros de Ciência da Informação
Baixar livros de Ciência Política
Baixar livros de Ciências da Saúde
Baixar livros de Comunicação
Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE
Baixar livros de Defesa civil
Baixar livros de Direito
Baixar livros de Direitos humanos
Baixar livros de Economia
Baixar livros de Economia Doméstica
Baixar livros de Educação
Baixar livros de Educação - Trânsito
Baixar livros de Educação Física
Baixar livros de Engenharia Aeroespacial
Baixar livros de Farmácia
Baixar livros de Filosofia
Baixar livros de Física
Baixar livros de Geociências
Baixar livros de Geografia
Baixar livros de História
Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura
Baixar livros de Literatura de Cordel
Baixar livros de Literatura Infantil
Baixar livros de Matemática
Baixar livros de Medicina
Baixar livros de Medicina Veterinária
Baixar livros de Meio Ambiente
Baixar livros de Meteorologia
Baixar Monografias e TCC
Baixar livros Multidisciplinar
Baixar livros de Música
Baixar livros de Psicologia
Baixar livros de Química
Baixar livros de Saúde Coletiva
Baixar livros de Serviço Social
Baixar livros de Sociologia
Baixar livros de Teologia
Baixar livros de Trabalho
Baixar livros de Turismo