



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG**

***“COMPLEXO ANELAR CARAMURU PALEOZÓICO DO
TIPO-A NO DOMÍNIO SERIDÓ, PROVÍNCIA
BORBOREMA, NE-BRASIL”***

GUSTAVO LOPES LOUREIRO

Dissertação de Mestrado n° 299

**Brasília – DF
2012**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

**“COMPLEXO ANELAR CARAMURU PALEOZÓICO DO
TIPO-A NO DOMÍNIO SERIDÓ, PROVÍNCIA
BORBOREMA, NE-BRASIL”**

GUSTAVO LOPES LOUREIRO

Dissertação de Mestrado n° 299

Orientador:

Prof. Dr. Massimo Matteini (UnB)

Coorientador:

Elton Luiz Dantas (UnB)

Banca Examinadora:

Antonio Carlos Galindo (UFRN)

Catarina Labouré Bemfica Toledo (UnB)

Brasília – DF
2012

Sumário

AGRADECIMENTOS

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
LISTA DE FIGURAS E TABELAS.....	iii

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e Objetivos.....	01
1.2. Localização da área de trabalho.....	01
1.3. Aspectos metodológicos.....	02
1.3.1. Etapa preliminar.....	02
1.3.2. Etapas de campo.....	03
1.3.3. Etapa de laboratório.....	03
1.3.4. Etapa final.....	04

1. ARTIGO - *COMPLEXO ANELAR CARAMURU PALEOZÓICO DO TIPO-A NO DOMÍNIO SERIDÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE-BRASIL.*

1.1. Introdução.....	06
1.2. Contexto Geológico.....	07
1.3. Magmatismo na Província Borborema.....	10

2. GEOLOGIA LOCAL.....13

3. PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

3.1. Análises U-Pb.....	22
3.2. Análises Sm-Nd e Rb-Sr.....	23

4. RESULTADOS

4.1. Geocronologia (U-Pb).....	24
4.2. Geoquímica.....	26
4.2.1. Elementos maiores e traços.....	27

4.2.2. Sm-Nd.....	37
5. DISCUSSÕES	
5.1. Processos Petrogeneticos.....	39
5.2. Processos Geodinâmicos.....	44
6. CONCLUSÕES.....	47
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	48
ANEXO I	
ANEXO II	
ANEXO III	

Resumo

A Província Borborema é uma unidade geotectônica Brasileira-PanAfricano formada como resultado da convergência dos cratons Amazônico, São Luis, Africa Oeste e São Francisco-Congo. Ele consiste de partes de núcleos arqueanos e um embasamento gnáissico-migmatítico Paleoproterozóico, sobrepostos por sequências supracrustais meso-neoproterozóicas. A Província Borborema é caracterizada por um extenso e diversificado plutonismo neoproterozoico-cambriano. A área de estudo está localizada no Rio Grande do Norte, onde foram reconhecidos dois complexos intrusivos de tipo anelares não deformados.

Os dois complexos são constituídos por um monzo-sienogranito rosa na parte interna e por um monzogranito cinza na parte externa. Ambos os granitos são subalcalinos e ligeiramente peraluminous com alto teor de K₂O. Os monzogranitos cinza é caracterizado por forte fracionamento das Terras Raras pesadas (HREE) e valores εNd variando de -22,4 para -22,9. O sienogranito rosa é caracterizado por um fraco fracionamento das HREE e εNd variando de -16,1 para -21,4. Uma fácies sienítica com caráter shoshonítico e metaluminoso tem sido reconhecida em um dos complexos. Abundante inclusões microgranulares máficas hospedadas nos granitos rosa e cinza, e nos sienitos tem caráter shoshonítico e metaluminoso com fraco fracionamento das HREE e εNd variando de -11,4 para -14,2.

Duas datações U-Pb em zircão foram realizadas em diferentes facies dos dois complexos: monzogranito cinza e sienito. Medidas de isótopos de Hf foram realizadas em zircão da amostra sienítica. As análises foram realizadas usando LA-MC-ICP-MS Neptune no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, e forneceram duas idades de 481 ± 6 Ma 492 ± 9 Ma. Os valores de εHf de zircões magmáticos analisados variam de -0,11 a -8,71.

Nossos dados sugerem que essas intrusões representam três diferentes tipos de magma: um magma básico para intermediário com afinidade shoshonítica e derivação do manto litosférico, e dois magmas graníticos diferentes com assinatura de crosta inferior e crosta superior, respectivamente.

Abstract

The Borborema Province is a Brazilian-Pan-African geotectonic unit formed as a result of the convergence of the Amazonian, West African–São Luis, and São Francisco–Congo cratons. It consists of portions of Archeans cores and gneissic-migmatitic Paleoproterozoic basement, superimposed by Mezoproterozoic to Neoproterozoic supracrustal sequences. The Borborema Province is characterized by an extensive and diversified Neoproterozoic to Cambrian plutonism. The study area is located in Rio Grande do Norte state where two undeformed ring-complex type intrusives were recognized.

Both complexes are constituted by a pink monzo-syenogranite in the inner part and by a grey monzogranite in outer rims. Both granites are subalkaline and slight peraluminous with high K₂O content. The grey monzogranites is characterized by strong HREE fractionation and ϵ Nd values varying from -22.4 to -22.9. Pink syenogranite is characterized by slight HREE fractionation and ϵ Nd varying from -16.1 to -21.4. A syenitic facies with shoshonitic and metaluminous character have been recognized in one of the complexes. Abundant mafic microgranular inclusions hosted in the pink and gray granites, and in the syenites have shoshonitic and metaluminous character, slight HREE fractionation and ϵ Nd varying from -11.4 to -14.2.

Two U-Pb datings on zircons were carried out on different facies from the two complexes: the grey monzogranite and syenite. Hf isotope measurements were carried out on zircons from the syenitic sample. Analyses were carried out using LA-MC-ICP-MS Neptune at the Laboratory of Geochronology of the Geosciences Institute at the University of Brasilia, and gave two ages of 481 ± 6 Ma 492 ± 9 Ma. The ϵ Hf values of analyzed magmatic zircons vary from -0.11 to -8.71.

Our data suggest that these intrusives represent three different types of magma: a basic to intermediate magma with shoshonitic affinity and lithospheric mantle derivation, and two different granitic magmas with lower crust and the upper crust signature respectively.

Lista de Figuras e Tabelas

Introdução

Figura 1.1 - Mapa de localização da área.....02

Figura 1.2 - Fluxograma com as etapas do desenvolvimento da dissertação.....04

Artigo

1- Introdução

Figura 1.2.1 - Localização dos corpos estudados no contexto geológico da Faixa Seridó, com ênfase nas diferentes suítes plutônicas neoproterozóicas.....07

Figura 1.3.1 - Geologia do Domínio Seridó (modificado de Jardim de Sá, 1994).....08

2 – Geologia do Complexo Anelar Caramuru

Figura 2.1 – Imagem Landsat TM+ mostrando os corpos graníticos da área de estudo e seu alinhamento.....11

Figura 2.2 – Diagrama Normativo (Streckeisen-Le Maitre, 1979).....12

Figura 2.3 – Mapa geológico da área estudada.....13

Figura 2.4 – Enclaves máficos. A) Visão geral de um afloramento representativo; B) Plagioclásio com geminação carlsbad; C) Agulhas de apatita sobre plagioclásios; D) Rocha com foliação dada pela orientação de placas de biotitas; E) textura magmática de textura *mingling*; F) rochas híbridas textura magma *mixing*.....15

Figura 2.5 – Rochas sieníticas. (A) Amostra de mão; (B) visão geral de um dos afloramentos de sienitos; (C) cristal de feldspato com textura peritítica; (D) cristal zonado de plagioclásio.....16

Figura 2.6 – Granitos cinza. (A) Visão geral de um dos afloramentos; (B) Foliação magmática observada pela orientação de minerais máficos; (C) cristais de feldspato potássico imersos na matriz dos17

Figura 2.7 – Granitos rosa. (A) Amostra de campo granitos de coloração rosada com textura fanerítica média; (B) fenocristais de microclina com textura mirmequitica do

tipo bulbosa; (C) biotita sofrendo transformação para clorita; (D) xenólitos do embasamento.....18

Figura 2.8 - Dique leucocrático cortando granito cinza fino (Afloramento GLL-41).....19

4 – Resultados

Figura 4.1 – Diagrama Concórdia U-Pb para as amostras GLL-11 (a e b) e GLL-23B (c e d).....22

Figura 4.2.1 – Diagrama (TAS) total alkalis vs. sílica de Middlemost (1994). Linha curva que limita o campo entre as rochas alcalinas e subalcalinas de Irvine & Baragar (1971).....24

Figura 4.2.2 – Diagrama de Maniar e Piccoli (1989). Mostrando que as rochas shoshoníticas, sieníticas e híbridas são geralmente metaluminosas, enquanto que as rochas graníticas aproximam-se do limite das rochas peraluminosas.....25

Figura 4.2.3 – Diagramas Harker e Piccirillo & Taylor (1976), mostrando variações de elementos maiores das rochas ígneas estudadas.....27

Figura 4.2.4 - Diagrama Harker mostrando variações de elementos maiores das rochas ígneas estudadas.....30

Figura 4.2.5 – Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Sun e McDonough, 1989) (A,C,E,G e I) e diagrama multielementar (B,D,F,H e J) normalizado ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).....32

Figura 4.2.6 – Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos para rochas graníticas proposto por Pearce (1996).....33

Figura 4.2.7 – A) Diagrama Nb vs. Ga/Al*10000 de Whalen *et al.* (1987) e B) Diagrama triangular Nb-Y-Ce de Eby (1992) mostrando as rochas estudadas serem do tipo-A₁.....34

Figura 4.2.2.1 – Diagrama εNd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.....36

5 – Discussões

Figura 5.1.1 – Diagramas SiO₂ vs. εNd e Sr/Sr evidenciando que contaminação crustal não foi significativa para petrogenese dos enclaves máficos.....39

Figura 5.1.2 – Diagramas SiO₂ vs. εNd e Sr/Sr evidenciando que contaminação crustal não foi significativa para petrogenese das rochas máficas.....40

Figura 5.2 – Modelo sugestivo para geração de rochas shoshoníticas e adakíticas.....45

Tabela 01 – Composição e idade das suítes plutônicas neoproterozóicas e seu posicionamento com relação à orogenia Brasiliana/Pan-Africana.....06

Tabela 02 - Dados de operações e características dos equipamentos NEPTUNE e sistema de *Laser ablation* (Matteini *et al.*, 2010).....07

Tabela 03 - Resultado das análises para U-Pb realizada nas amostras GLL-11 (granito cinza) e GLL-23B (sienito).....23

Anexo I – Composição modal (petrografia).

Anexo II - Análise litogeoquímica de rocha total das amostras representativas para elementos maiores e traços.

Anexo III - Composições isotópicas de Nd em rocha total.

5 – Discussões

Figura 5.1.1 – Diagramas SiO₂ vs. εNd e Sr/Sr evidenciando que contaminação crustal não foi significativa para petrogenese dos enclaves máficos.....39

Figura 5.1.2 – Diagramas SiO₂ vs. εNd e Sr/Sr evidenciando que contaminação crustal não foi significativa para petrogenese das rochas máficas.....40

Figura 5.2 – Modelo sugestivo para geração de rochas shoshoníticas e adakíticas.....45

Tabela 01 – Composição e idade das suítes plutônicas neoproterozóicas e seu posicionamento com relação à orogenia Brasileira/Pan-Africana.....06

Tabela 02 - Dados de operações e características dos equipamentos NEPTUNE e sistema de *Laser ablation* (Matteini *et al.*, 2010).....07

Tabela 03 - Resultado das análises para U-Pb realizada nas amostras GLL-11 (granito cinza) e GLL-23B (sienito).....23

Anexo I – Composição modal (petrografia).

Anexo II - Análise litogeoquímica de rocha total das amostras representativas para elementos maiores e traços.

Anexo III - Composições isotópicas de Nd em rocha total.

A área abrange aproximadamente 200 km², mostrando a forma de um polígono regular retangular, delimitado pelos paralelos 5°41'0" e 5°48'30" de latitude sul, e os meridianos 36°28'0" e 36°18'0" de longitude oeste.

O acesso à área de trabalho é feito por rodovia federal, a partir da cidade de Natal, através da BR-304 (Figura 1.1). Há também estradas secundárias e carroçáveis em bom estado de conservação, as quais foram utilizadas para o deslocamento próximo a área.

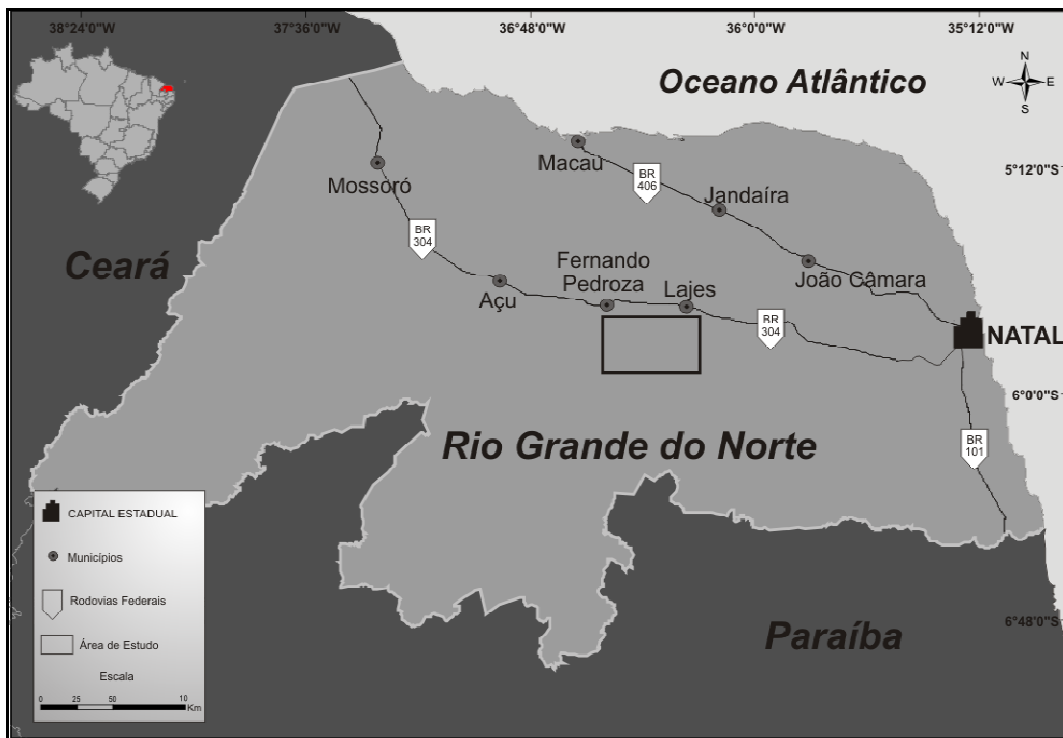


Figura 1.1 – Mapa de localização e vias de acessos da área investigada.

1.3. Materiais e Métodos de Trabalho

As seguintes etapas de trabalho foram executadas, para a confecção da presente dissertação de mestrado:

1.3.1. Etapa Preliminar:

Esta etapa correspondeu à pesquisa e leitura de monografias, dissertações e teses cujas áreas de estudo encontravam-se próximas e/ou abrangendo a área alvo deste trabalho. Alguns artigos de revistas nacionais e internacionais, como também trabalhos com temas de interesse em anais de simpósios e congressos foram

pesquisados. Uma revisão sobre a Província Borborema e seu magmatismo brasileiro foi realizada para fundamentação teórica e reconhecimento dos corpos graníticos da área.

O posicionamento da área estudada foi feito na folha topográfica SB 24 X D-VI (Lajes) e imagens de satélite Landsat TM+. Foi realizada a análise de imagens de satélite Alos na escala de 1:25.000, com o objetivo de confeccionar mapas-base de drenagens/vias de acesso e principalmente fotolineamentos/contatos litológicos.

1.3.2. Etapas de Campo:

Esta etapa foi realizada em dois momentos: o primeiro entre 08 a 12 de outubro de 2010 e o segundo entre 07 e 12 de julho de 2011.

As feições mais importantes observadas por meio de imagens de satélite, foram confirmadas em campo. Foi realizada amostragem das unidades mapeadas para posterior análise isotópica Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb e confecção de seções delgadas, com a finalidade de caracterizar os seguintes pontos: (i) a moda e (ii) as associações minerais dos granitos e (iii) aspectos texturais.

1.3.3. Etapa de Laboratório:

Nessa etapa foi realizado o estudo petrográfico, ao microscópio com luz polarizada, de seções delgadas das amostras coletadas em campo, para a identificação das assembléias mineralógicas magmáticas e tardi-magmáticas, bem como a caracterização dos seus aspectos microtexturais.

Para o estudo geoquímico de rocha total (análises de elementos maiores, traços e terras raras), as amostras foram britadas e quarteadas no Laboratório de Geocronologia da UnB, e posteriormente encaminhadas ao laboratório ACME (*Acme Analytical Laboratories Ltd.*, Vancouver, Canada). Duas amostras foram preparadas para a análise geocronológica, as quais foram britadas, moídas, peneiradas a fração menor que 500 μ m e, então, zircões foram catados manualmente e analisados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB) para datação pelo método U-Pb.

1.3.4. Etapa Final:

Esta etapa final corresponde à organização e integração de todas as informações obtidas nas etapas anteriores. Os dados obtidos em campo e em laboratório foram complementados com a interpretação de imagens de sensores remotos e por intermédio do programa ArcGis 9.3 foi elaborado o mapa geológico final. Após a confecção dos mapas foi utilizado o programa CorelDraw X5 para aprimorá-los.

Um fluxograma representativo das etapas desenvolvidas neste trabalho é apresentado a seguir (Figura 1.2).

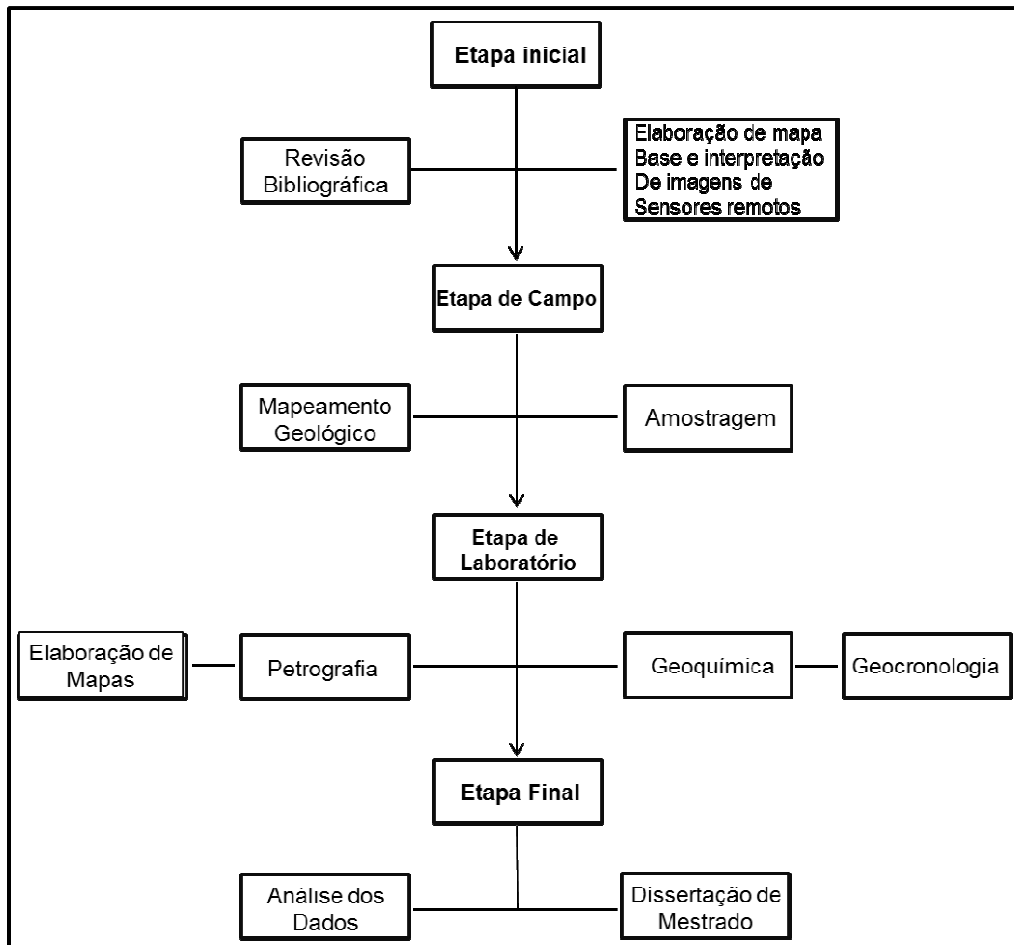


Figura 1.2 - Fluxograma representativo das etapas desenvolvidas no desenvolvimento da dissertação.

ARTIGO – COMPLEXO ANELAR CARAMURU PALEOZÓICO DO TIPO-A NO DOMÍNIO SERIDÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE-BRASIL.

1.1. Introdução

A porção Oeste do supercontinente Gondwana (Unrug, 1996) registra um dos maiores sistemas orogênicos conhecidos na terra. Na Província Borborema, NE do Brasil, foram gerados granitóides durante a convergência dos fragmentos cratônicos do Oeste da África/São Luiz/Amazônia e São Francisco/Congo durante a colagem tectônica Pan-Africana/Brasiliano no Neoproterozóico (Brito Neves e Cordani, 1991; Brito Neves *et al.*, 2000; Arthaud *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008 ; Jardim de Sá, 1994).

Uma característica marcante desta Província é um grande numero de intrusões graníticas contemporâneas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de larga escala e metamorfismo de alta temperatura. Idades U-Pb obtidas sugerem mais do que 100 Ma de magmatismo intrusivo (Guimarães *et al.*, 2009).

O magmatismo intrusivo no domínio central da Província Borborema foi dividido em quatro eventos principais (Guimarães *et al.*, 2009): 1) granitóides do tipo-I, calcio-alcalinos de médio a alto K (640-600 Ma); 2) granitóides shoshoníticos cálcio-alcalinos de alto K, associados com K-dioritos, intrudidos entre 590-581 Ma; 3) granitos alcalinos pós-colisionais intrudidos em 570 Ma; 4) granitos do tipo-A, pós-orogênicos, relacionados a extensão, associados com magmatismo bimodal sub-vulcânico (540-520 Ma).

Neste trabalho serão apresentados dados geológicos de campo, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos obtidos do Complexo Anelar Caramuru de idade Paleozóica, localizado a sudoeste do município de Lajes-RN. É composto de corpos anelares de afinidade tectonomagmática intraplaca/pós-colisional com características geoquímicas de granitos do tipo-A, do subgrupo A₁. A distribuição espacial das litologias em cada corpo é caracterizada por granitos cinza com tendências adakíticas nas porções mais distais (bordas), granitos rosa e quartzo-sienitos na porção central e enclaves máficos de afinidade shoshoníticas, derivadas de um manto astenosférico (Jonshon & Wyllie, 1988; Jahn *et al.*, 1984). Estes enclaves ocorrem associados às rochas mais ácidas gerando quartzo-mozonitos por meio de mistura magmática do tipo *mixing*.

As informações obtidas serão confrontadas com as rochas intrusivas do oeste do Cráton Africano na Argélia, no escudo Eglab (Kahoui e Mahdjoub, 2004), destacadas como complexos anelares calcioalcalinos de alto-K pós-colisionais que marcam o fim da orogenia Pan-Africana (Lie´geois *et al.*, 1987,1994; Sylvester, 1989; Bonin, 1990), também com as intrusões pós-colisionais do tipo-A do Complexo Solânea da região de Serrinha, porção sudeste do estado do Rio Grande do Norte (Guimarães *et al.*, 2009) e com as rochas graníticas do Maciço Caldas Brandão descritas por Dantas (1998).

1.2. Contexto geológico regional

A área estudada está inserida na porção setentrional da Província Borborema (Almeida *et al.* 1981). Esta província compreende o embasamento arqueano a paleoproterozoico, que serve de substrato a faixas metassupracrustais dobradas e diversos corpos plutônicos neoproterozoicos, em geral controlados por zonas de cisalhamento dúctil.

A Faixa Seridó corresponde a uma sequência metassupracrustal, limitando-se a sul pelo Lineamento Patos, a oeste pela zona de cisalhamento Portalegre, e a norte e leste por coberturas sedimentares fanerozoicas (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 2003). As suítes plutônicas neoproterozoicas (Tabela 01) foram reagrupadas por Angelim *et al.* (2006) em Supersuíte sin- a tardi-orogênica (suítes São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês, Catingueira) e Supersuíte pós-orogênica (Suíte Umarizal). Nascimento *et al.* (2008) utilizaram composições químicas e petrográficas para classificar estas suítes em shoshonítica, cálcio-alcalina potássica porfirítica, cálcio-alcalina potássica equigranular, alcalina e charnoquítica alcalina.

Tabela 01 – Composição e idade das suítes plutônicas neoproterozóicas e seu posicionamento com relação à orogenia Brasiliana/Pan-Africana.

Contexto	Suíte intrusiva	Composição	Idade U-Pb (Ma)
	Pegmatitos e diques graníticos	Pegmatitos e diques graníticos	509,5 ± 2,9 ^a 514,9 ± 1,1 ^a 528 ± 12 ^a
Pós-orogênico	Umarizal (Alcalina charnoquítica)	Mangeritos e charnoquitos	593 ± 5 ^b
Sin a Tardi-orogênico	Catingueira (Alcalina)	Álcali-feldspato granitos e sienogranitos	597 ± 14 ^c
	Dona Inês (Cálcio-alcalina de alto K, equigranular)	Monzogranitos (com menor ocorrência de granodioritos e quartzo monzonitos)	541 ± 4 ^d 528 ± 12 ^a
	Itaporanga (Cálcio-alcalina de alto K, porfirítica)	Similar à suíte cálcio-alcalina de alto K equigranular	579,5 ± 4 ^e 555 ± 5 ^f
	São João do Sabugi (Shoshonítica)	Gabros/dioritos e quartzo-monzonitos	579 ± 7 ^{g, h}

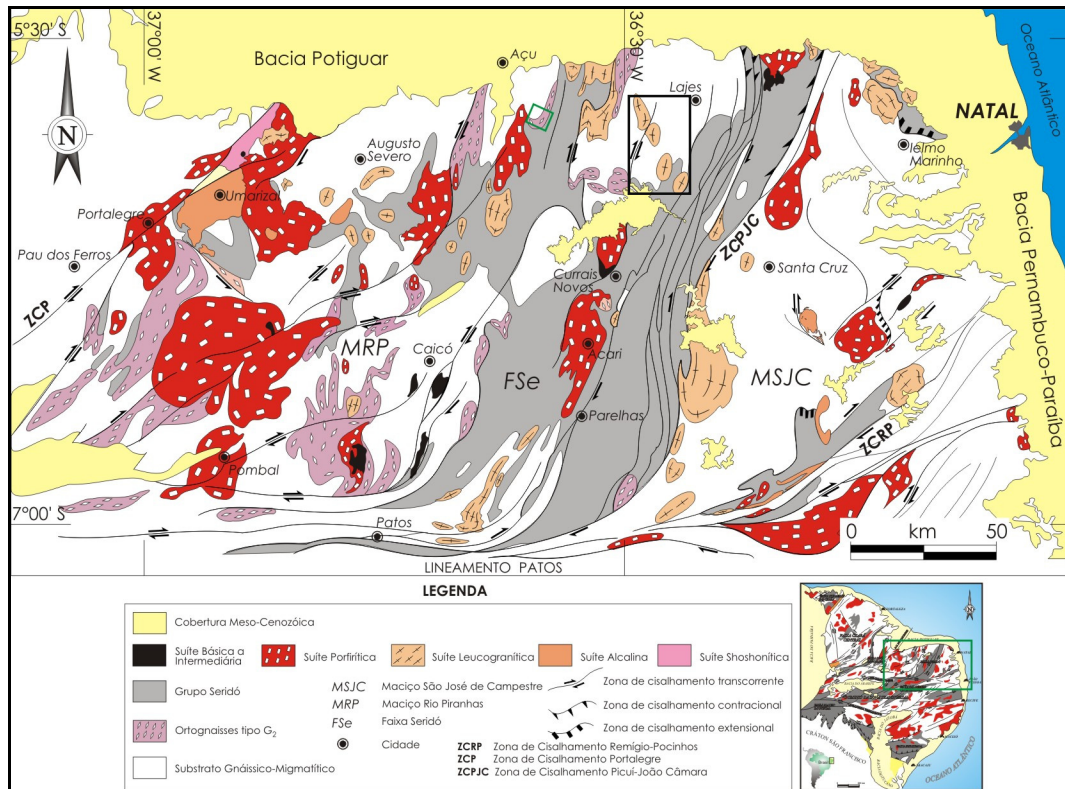


Figura 1.3.1 – Geologia do Domínio Seridó (Jardim de Sá, 1994), com o polígono da área de estudo.

Almeida *et al.* (1967) foram os primeiros a propor uma classificação das rochas granitóides Brasilianas. Reconheceram quatro tipos de granitos na província Borborema: (1) Conceição - Granodioritos e tonalitos fino a médio; (2) Itaporanga – granitos porfíricos com abundantes fenocristais de k-feldspatos; (3) Itapetim – biotita granitos de granulometria fina e associados com o tipo Itaporanga; (4) Catingueira – granitos peralcalinos fino a médio, sienitos e quartzo-sienitos. Subseqüente ao clássico trabalho de Almeida *et al.* (1967), destaca-se o trabalho de Jardim de Sá *et al.* (1981), restrito ao Domínio Seridó, que utilizou critérios estruturais para classificar os granitóides brasilianos em G_x, G₃ e G₄. Posteriormente, Sial (1986), utilizando dados geoquímicos, detalhou essas rochas em cálcio-alcalinos potássicos, cálcio-alcalinos, trondhjemíticos e peralcalinos, com destaque para os granitóides do Domínio da Zona Transversal, a sul do Lineamento Patos. Jardim de Sá (1994), distingue as suítes básicas a intermediárias, porfíricas e leucograníticas, às quais foram adicionadas rochas com afinidades shoshoníticas e alcalinas (Holanda *et al.*, 1995; Nascimento *et al.*, 1997; Nascimento, 1998). Nascimento *et al.* (2000, 2008) fundamentados em dados geoquímicos e aspectos texturais/petrográficos agruparam os granitóides do Domínio Seridó em Suíte Shoshonítica, Cálcio-alcalina

de alto K Porfírica, Calcio-alcaina de alto K Equigranular, Alcalina e Alcalina Charnoquítica.

Para a granitogênese brasileira no Domínio Seridó, Dias (2006) somado as informações de Brito Neves *et al.*, (2003), esboçou uma evolução subdividida em três intervalos (Cedo-Brasilianos, Sin-Brasilianos e Tardi-Brasilianos). O primeiro intervalo, Cedo-Brasiliano, é representado pelos granitos Macaíba (Dantas, 1997) e Poço Verde (Dantas, 1997), com idades de 628 ± 11 Ma e 599 ± 19 Ma respectivamente. O segundo intervalo, Sin-Brasiliano é representado pelos granitos Umarizal com idade de 593 ± 5 Ma (McReath *et al.*, 2002) e Dona Inês com idade 557 ± 13 (Borges, 1996). O terceiro, Tardi-Brasiliano, é representado pela Suíte Algodão (Nascimento, 1998) com idade de 530 ± 54 Ma e pelo granito Flores (Dantas *et al.*, 2005) com idade de 447 ± 5 Ma.

Finalmente, o pós-colisional, supostamente relacionado a um estagio anorogênico é registrado pelos corpos anelares em apreço, onde trazem idades mais recentes, de 490 Ma para corpos intrusivos na Faixa Seridó.

Baseado em informações geológicas e geocronológicas, Brito Neves *et al.*, (2000) expõem que eventos acrescionários graníticos bem mais precoces podem ter ocorrido na província, tais como, eventos de extensão e tafrogênese significativa foram assinalados desde 800 Ma. Assim, pode-se inferir que a granitogênese da Província Borborema foi extensa, com eventos distribuídos ao longo de 300 Ma (Cedo-Brasiliano para Tardi-Brasiliano), do Neo-Toniano para o Cambriano.

No Domínio Seridó, o magmatismo Neoproterozóico (G_3 de acordo com Jardim de Sá, 1994) é uma feição muito importante, e está associado ao evento Brasileiro (evento D_3 , Jardim de Sá, 1994), pois apresenta litologias de natureza máfica (dominantemente dioríticas) até granitos verdadeiros. Há predominância de granitos porfíricos sobre os tipos finos e fino-médios, todos geralmente de composição monzo e sienogranítica. O caráter intrusivo dos mesmos fica demonstrado pela presença frequente de xenólitos, dominando aqueles de litologias da Formação Jucurutu e de ortognaisses da unidade inferior. Esses granitóides por vezes foram afetados por apenas uma deformação de caráter regional, a fase “ D_{n+3} ”, responsável por uma foliação de direção também NE-SW com mergulhos para NW ou SE. Por outro lado, são em muitos casos seccionados pelas zonas de cisalhamento que cortam a área, as quais imprimem uma foliação $S_n // S_{n+3}$ (Galindo, 1993). No início do Paleozóico, no fechamento do ciclo Brasileiro, um plutonismo diversificado se

desencadeou, e desenvolveu intrusões de pequena profundidade e corpos filonianos, além de um vulcanismo preservado apenas nas seqüências supracrustais não metamórficas (Almeida *et al*, 1967; Brito Neves e Pessoa, 1974; Santos e Melo, 1978). Aparentemente, um substrato máfico ou de intrusões máficas é responsável pela associação diorito-granito porfiróide, que ocorre na base de grandes plútons ou aparecem como xenólitos em intrusões de menor profundidade, correspondente a associação diorito-granito (Santos e Melo, 1978). A presença de relíquias melanocráticas é comum, aparecendo como dioritos e gabros marginais inseridos no interior dos plútons ou simplesmente como enclaves.

2. Geologia do Complexo Anelar Caramuru

Na área de estudo, com auxílio de imagens Landsat TM+, foram observados dois corpos graníticos anelares e não deformados inseridos no embasamento gnaissico-migmatítico Paleoproterozóico, alinhados na direção NW-SE, contrastantes com a direção regional NE-SW das zonas de cisalhamento transcorrentes relacionadas ao evento brasileiro (Figura 2.1).

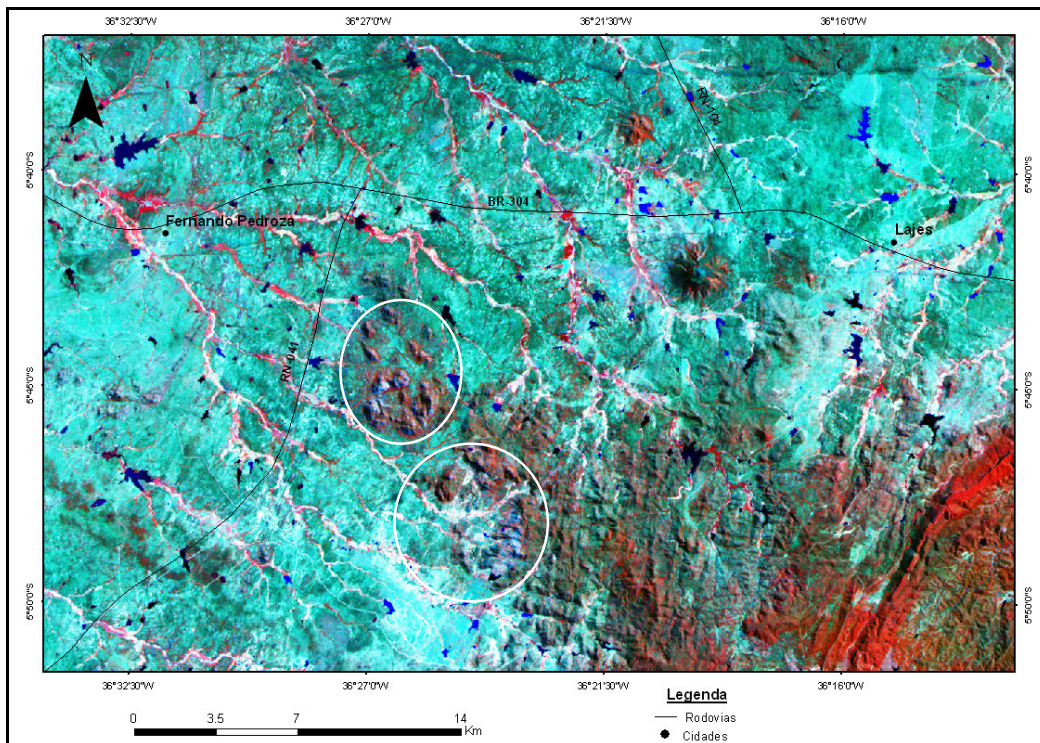


Figura 2.1 – Imagem Landsat TM+, mostrando os corpos graníticos da área de estudo e expondo o alinhamento NW dos mesmos. Pico do cabugi distando 12 km dos corpos estudados na direção nordeste.

Alguns critérios foram utilizados visando o melhor reconhecimento das litologias estudadas. Estes critérios foram: natureza dos contatos, xenólitos, mistura de magmas e características estruturais quando existentes.

As etapas de campo, auxiliadas pela petrografia e composição modal normativa (Figura 2.2), permitiram identificar cinco litologias: granito de coloração rosada, seguido por um granito microporfirítico de coloração cinza, quartzo-sienito, quartzo-monzonito e enclaves máficos.

Espacialmente, os quartzo-sienitos e os granitos róseos (sieno-granitos) estão posicionados preferencialmente no centro dos corpos anelares circundados pelos granitos cinza (Figura 2.3). Os enclaves máficos ocorrem preferencialmente inclusos nos granitos cinza e rosa e raramente nos quartzo-sienitos (*clots*). Os quartzo-monzonitos puderam ser interpretados como sendo o resultado da interação entre os enclaves máficos e os granitos róseos. Em poucos afloramentos se pode observar que as litologias principais são cortadas por diques leucograníticos.

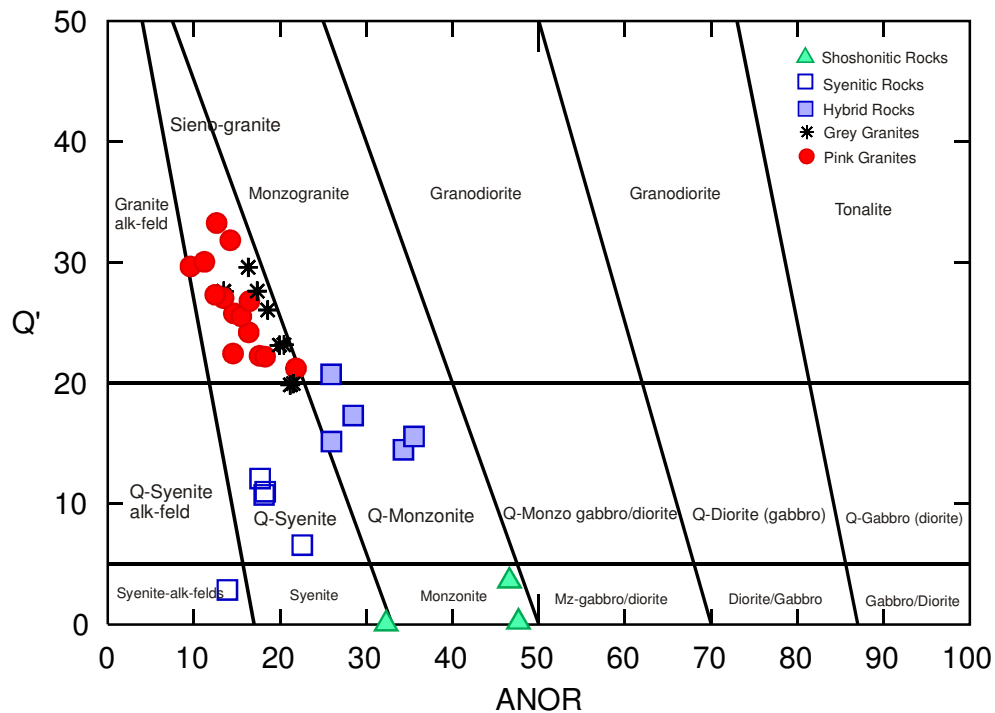


Figura 2.2 – Diagrama Streckeis-Le Maitre (1979) com a classificação normativa dos litotipos reconhecidos em campo.

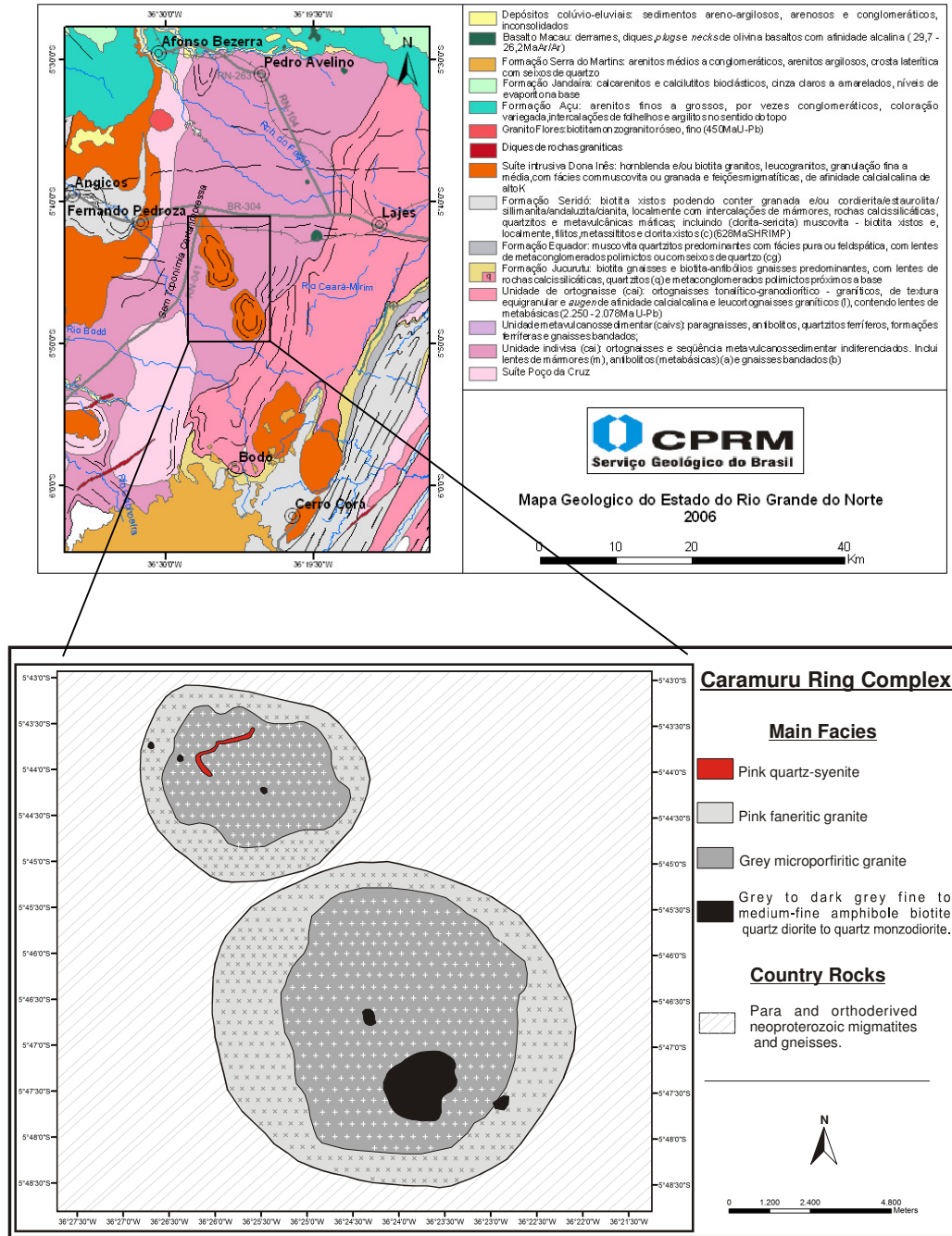


Figura 2.3 – Mapa geológico da área estudada.

Os magmas máficos correspondem a enclaves centimétricos a métricos, de forma subarredondada, constituindo grandes corpos contínuos (Figura 2.4A). São microgranulares, de textura fina a média, equigranulares a inequigranulares e mesocráticas. São constituídas essencialmente por plagioclásio (24-50%), quartzo (12-30%), biotita (11-40%) e anfibólio (3-18%), estes últimos como os máficos principais, normalmente

ocorrendo em agregados. Titanita($<1-9\%$), ilmenita($<1-5\%$), apatita($<1-1\%$) e zircão($\ll 1\%$) são acessórios. Os cristais de quartzo são xenomórficos, exibem extinção ondulante e possuem dimensões de 0,05-0,22mm ate 1.1mm. Os plagioclásios são subédricos, por vezes zonados, tamanho médio de 0,1-0,55mm ate 1,1mm, e geminação carlsbad (Figura 2.4B) e ocorrem inclusões de biotita, anfibólio e agulhas de apatitas (Figura 2.4C). As biotitas apresentam cor marrom a marrom clara. Por vezes leves processos de saussuritização nos plagioclásios e as biotitas apresentam transformação/alteração parcial para epidoto granular e clorita, respectivamente. Nas proximidades das bordas dos enclaves as lamelas de biotita apresentam-se com uma fraca orientação, esta possivelmente relacionada ao alojamento dos mesmos (Figura 2.4D). A titanita ocorre junto aos aglomerados de biotita e anfibólio e bordejando os opacos (ilmenita), evidenciando processo de esfenitização.

Ocorrem em todos os corpos estudados (sendo mais representativos nos afloramentos GLL-08 e GLL-09), associados aos granitos ácidos constituindo ocasionalmente brechas magmáticas, estruturas de fluxo e na maioria das vezes estruturas de mistura de magmas (*mingling* e *mixing*), originadas principalmente em reposta ao volume de magma envolvido e interação de magmas com temperatura e viscosidades contrastantes.

As evidencias dos processos de magma *mingling* (mecânica) são dadas por xenocristais de feldspato potássico pertencentes ao magma hospedeiro acido imersos em enclaves máficos (Figura 2.4E), sendo a forma dos enclaves também diagnóstica.

A presença de porções de rochas híbridas com fenocristais de feldspato potássico disseminados em matriz cinza escura sugere processos de magma *mixing* (química) (Figura 2.4F). Com base no diagrama normativo (Figura 2.2) estas rochas híbridas posicionam-se no campo das rochas quartzo-monzoníticas.

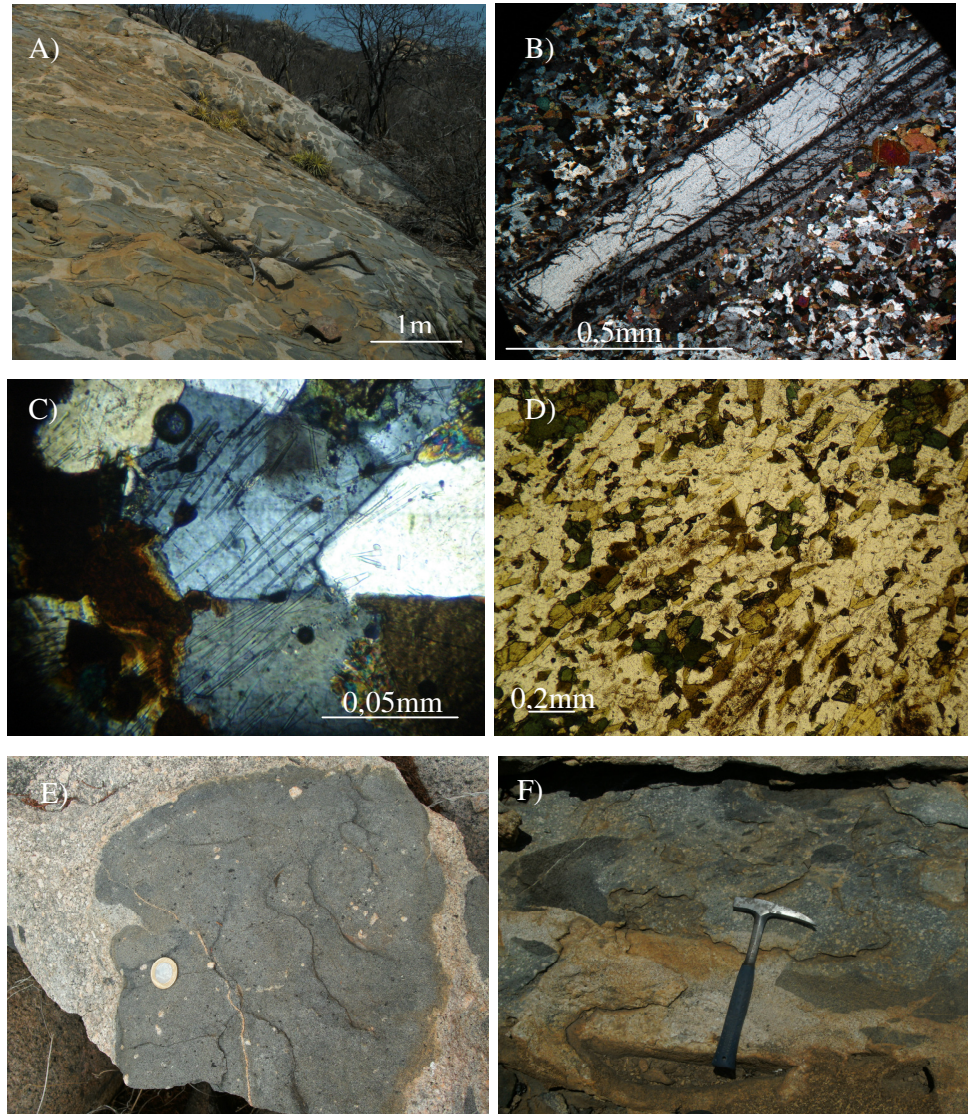


Figura 2.4 – (A) Visão geral do afloramento mostrando os enclaves; (B) Plagioclásio com geminação carlsbad; (C) agulhas de apatita sobre plagioclásios; (D) leve foliação dada pela orientação de biotitas; (E) textura magmática de textura *mingling*; (F) rochas híbridas textura magma *mixing*.

As rochas quartzo-sieníticas, apresentam-se de coloração rósea (Figura 2.5A). Com relação à sua distribuição espacial, ocorrem unicamente no centro do corpo menor (Figura 2.5B). São compostos por k-feldspato_(10-42%), plagioclásio_(28-46%), quartzo_(8-24%) e biotita_(4-16%)+anfibiólio_(3-10%)+titanita₍₁₋₆₎+opacos_(1-4%) em aglomerados (*clots*) como acessórios da rocha. Os K-feldspatos (Figura 2.5C) são anédricos com textura em padrão xadrez (microclina), com tamanho de até 1,8mm e apresentam textura pertítica e mirmequita. Os plagioclásios (Figura 2.5D) possuem tamanho de 0,4 a 1mm, são zonados e por vezes estão saussuritizados. A biotita

ocorre em lamelas de coloração marrom, com textura poiquilitica, sofrendo uma leve cloritização e levemente orientadas, gerando assim uma fraca foliação na rocha. O anfibólio, apresenta tamanho médio de 0,2mm, ocorre com coloração verde musgo a marrom escura e com clivagens fracas. As titanitas ocorrem em cristais anédricos e bordejando os opacos (ilmenita), evidenciando processo de esfenitização.

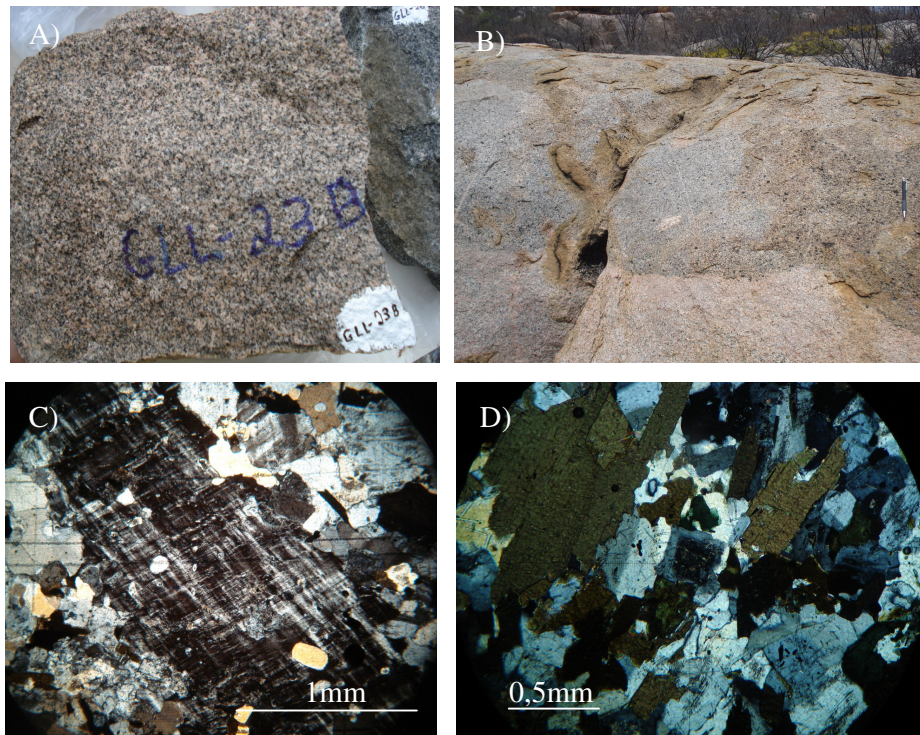


Figura 2.5 – Amostra de campo de quartzo-sienito de coloração rosada; (B) visao geral dos afloramentos de quartzo-sienitos; (C) cristal de feldspato com textura pertitica e (D) cristal zonado de plagioclásio (centro da foto).

Os granitos de coloração cinza (monzogranito) (Figura 2.6A), apresentam textura equigranular a inequigranular microporfírica, marcada pela presença mineralógica de fenocristais de k-feldspato_(30-45%), com tamanho inferior a 1cm, imersos em matriz composta essencialmente por quartzo_(18-30%)+ feldspato_(6-31%)+biotita_(8-18%)+anfíbólio_(1-3%)+titanita_{<1-6%}+opacos_(1-5%). Os cristais de K-feldspato (microclina) são anédricos e possuem inclusões de quartzo e biotita. Apresenta-se com textura pertítica do tipo filetes e mirmequita. Os plagioclásios são anédricos, tamanho variando de 0,3-0,5mm ate 1,5mm, contendo geminação polissintética de lei albita (El-) e transformações para epídoto_{<1%} é comum (saussuritização). A biotita é o máfico mais importante da rocha, de coloração marrom-clara e alcançando no

máximo 0,5mm de comprimento. Ocorre xenomórfico a raramente poiquilitica. Apresenta processo de desestabilização e neoformação de clorita, dado pela reação: biotita + H₂O = clorita + opacos. Possui inclusões de quartzo e opacos. O anfibólio, titanita e opacos ocorrem em aglomerados juntos a biotitas. Os opacos apresentam-se bordejados por titanita (processo de esfenitização).

É observada uma leve foliação em amostras de mão e em seções delgadas pela leve orientação das placas de biotitas (p. ex. Afloramento GLL-11), evidenciando serem tardios com relação à tectônica que afetou a região (Figura 2.6B). Baseado em informações obtidas em campo, podemos inferir que são contemporâneos as rochas básicas, pois se observou abundantes feições de mistura de magmas entre estas litologias com a presença de fenocristais de feldspato potássico imersos na matriz dos enclaves máficos (Figura 2.6C).

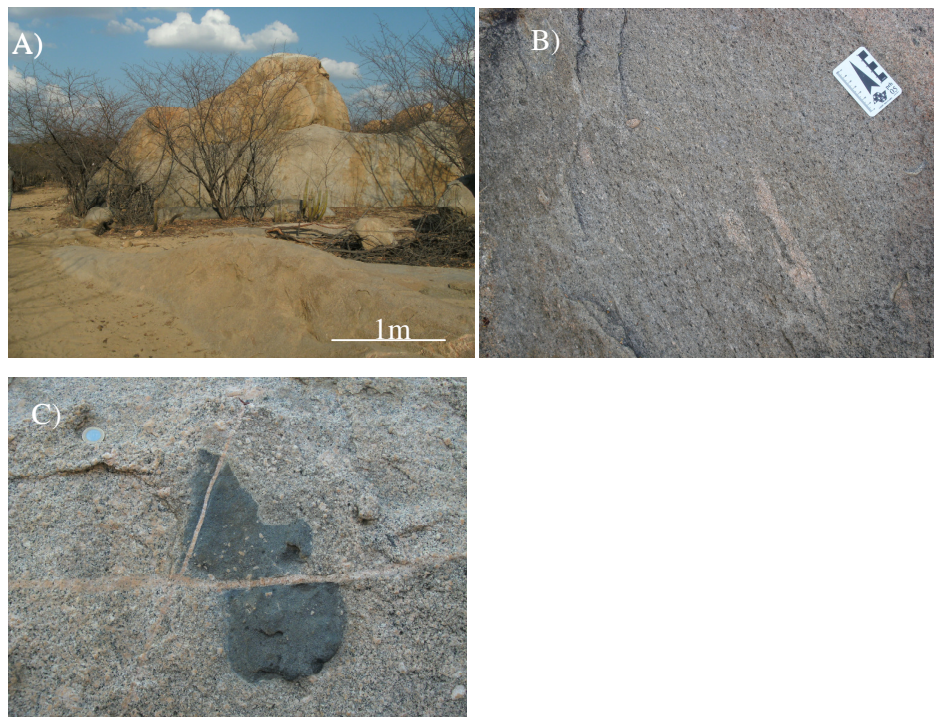


Figura 2.6 – (A) Visão geral de um dos afloramentos; (B) Foliação magmática observada pela orientação de minerais máficos; (C) cristais de feldspato potássico imersos na matriz dos enclaves máficos.

Os granitos de coloração rosada (granito – sieno-granito), localizados na parte central dos corpos, são de textura fanerítica média e equigranulares a inequigranulares (Figura 2.7A). Apresentam fenocristais de feldspato (microclina) (Figura 2.7B), de

tamanho variando entre 2,5mm até 3mm, com geminação carlsbad e textura mirmequítica. Estão imersos em uma “matriz” essencialmente composta por quartzo(16-36%), plagioclásio(11-26%) e biotita(3-24%)+anfíbólio(<1-1%) (máficos principais da rocha por vezes ocorrendo em formas de *clots*). A biotita está alterada para clorita (Figura 2.7C).

Possuem xenólitos angulosos de ortognaisses do embasamento bastante deformados, de tamanho decimétricos a métricos, com foliação previa (S1+S2), evidenciando seu caráter intrusivo (Figura 2.7D).

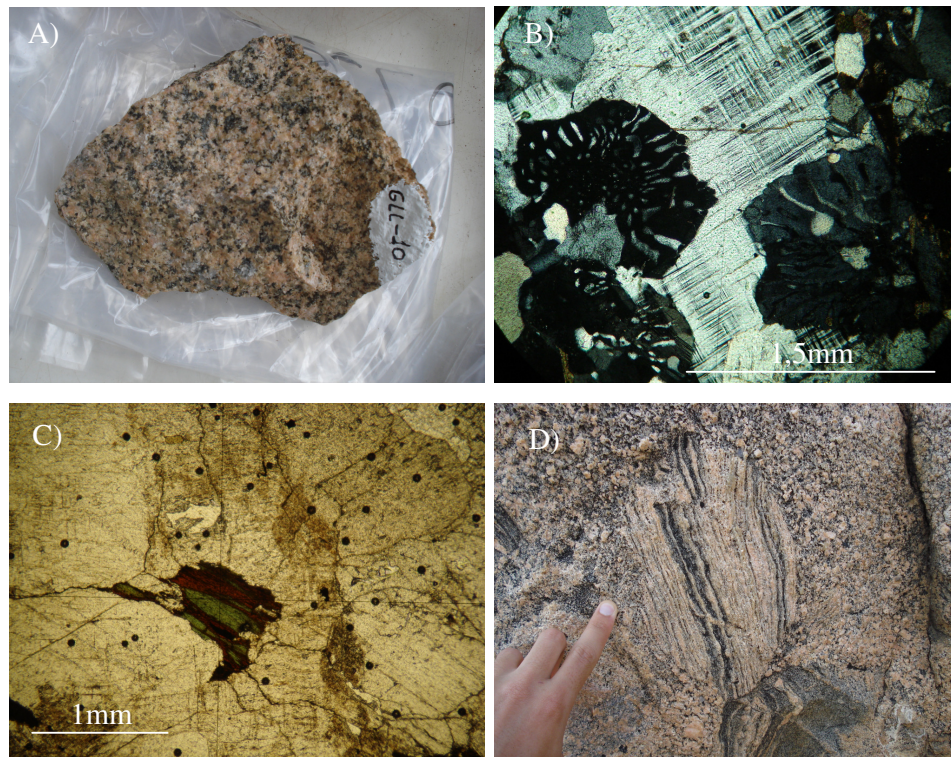


Figura 2.7 – (A) Amostra de campo granitos de coloração rosada com textura fanerítica média; (B) fenocristais de microclina com textura mirmequítica do tipo bulbosa; (C) biotita com alteração para clorita; (D) xenólitos do embasamento.

Os diques leucograníticos ocorrem truncando todas as litofácies supracitadas e se apresentam com coloração esbranquiçada à rósea, textura fina a média e largura milimétrica a centimétrica. São de caráter tardio ao magmatismo da região, pois ocasionalmente apresentam-se rúpteis e truncados por veios pegmatíticos (Figura 2.8). Por não serem muito relevantes ao estudo não serão abordados adiante.



Figura 2.8 – Dique leucocrático cortando granito cinza fino (Afloramento GLL-41).

3. Procedimentos Analíticos

3.1. Análises U-Pb

Para análises *in situ* de U-Pb de concentrados de zircão são extraídos de 1 a 10kg de amostras de rocha por um britador de mandíbula em tamanho de 500 μm , bateado e selecionado usando o separador magnético Frantz. A separação final foi obtida por catação usando o microscópio binocular. Os grãos selecionados foram colocados em *mounts* de epoxy, polidos e limpos com ácido nítrico a 3% antes da análise. Imagens eletrônicas de *backscattering* (BSE) foram usadas para *spot targeting*. Estas BSE foram adquiridas com um microscópio eletrônico de varredura JEOL 5510 do departamento de geologia da Universidade de Brasília, Brasil.

As análises isotópicas U-Pb foram realizadas em grãos de zircão a partir de duas amostras usando um Thermo-Fisher Neptune MC-ICP-MS acoplado a um sistema de *laser ablation* Nd-YAG UP213, instalado no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As condições de funcionamento e configurações dos instrumentos são listadas na tabela 02.

As análises de U-Pb em grãos de zircão foram realizadas utilizando o padrão da amostragem *bracketing method* (Albarede *et al.*, 2004). Usando como padrão o zircão GJ-1 para controlar o fracionamento ICP-MS. As duas amostras foram também analisadas no padrão JG-1, onde as razões $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ foram corrigidas. Fracionamento de U e Pb por *laser* induzido foi minimizado usando *raster laser ablation* com um furo de tamanho 30 μm . Os dados obtidos foram tratados por meio de uma planilha excel (Buhn *et al.*, 2009). Quando necessária a correção do fracionamento por laser induzido da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi usado o método de regressão linear (Kosler *et al.*, 2002). Durante a sessão analítica, zircão padrão Temora-2 foi analisado como uma amostra desconhecida.

Interferência do Chumbo comum (^{204}Pb) e correção de *background* é normalmente realizado monitorando as massas ^{202}Hg e ($^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$) durante sessão analítica e usando o modelo de composição de Pb (Stacey e Kramers, 1975). Em todos os grãos de zircões analisados a correção do Pb comum não foi necessária devido ao sinal baixo de ^{204}Pb (b30 cps) e alto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Erros relatados são propagados por adição quadrática $[(2\text{SD}_{\wedge 2}+2\text{SE}_{\wedge 2})_{1/2}]$ de reprodutibilidade externa e intra-precisão. A reprodutibilidade externa é representada por um desvio padrão (SD) obtido por repetidas análises (n=20, ~ 1.1% por 207Pb/206Pb e acima de ~2% para

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) do zircão padrão GJ-1, realizada durante sessão analítica, e a precisão (*the within-run Precision*) é o erro padrão (SE) calculado para cada análise. Diagrama de concordia (*2 σ error ellipses*), idades de concórdia e idades com intercepto superiores, foram calculadas usando o software Isoplot/Ex (Ludwig, 2001).

Method	U-Pb
Scan Mode	Static
Scanned Masses	238, 207, 206, 204, 202
Laser	UP213 New Wave, 213 nm,
	Nd:YAG
Integration Time	1 s
Ablation Time	40 s
Spot size	30mm (Raster)
Laser Settings	10Hz, ~2-3 j/cm

Tabela 02 – Dados de operações e características dos equipamentos NEPTUNE e sistema de *Laser ablation* (Matteini *et al.*, 2010).

3.2. Análises Sm-Nd e Rb-Sr

As análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr seguiram o método descrito por Goia e Pimentel (2000) e foram desenvolvidas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, Brasil. Pó de rocha total (~100 mg) foram misturados com uma solução *spike* ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidas em cápsulas de savillex. A extração de Sr, Sm e Nd de amostras de rocha total seguiram técnicas convencionais de trocas de cations, com colunas de teflon contendo resina LN-Spec (*HDEHP diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder*).

Amostras de Sr, Sm e Nd foram colocadas em filamentos de evaporação Re de assembléia de duplo filamentos, e as medidas isotópicas foram obtidas em um espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262 em modo estático.

Incertezas nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram melhores do que $\pm 0.01\%$ (2σ) e as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram melhores do que $\pm 0.2\%$ (2σ) e $\pm 0.005\%$ (2σ), respectivamente, de acordo com as análises repetidas dos padrões de rocha internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.7219, e a constante de decaimento utilizada foi de $6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$. Os valores para TDM foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).

4. Resultados

4.1. Geocronologia (U-Pb)

Imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) dos zircões analisados mostraram que geralmente possuem zoneamento magmático oscilatório. Como resultado da análise realizada nas amostras GLL-11 (granito cinza) e GLL-23B (quartzo-sienito) foram encontradas idades de cristalização respectivamente de $492.3 \pm 9\text{Ma}$ e $481.7 \pm 6\text{Ma}$, relativas ao Paleozóico na escala de tempo geológico. As idades mais antigas encontradas na análise tais como 520Ma e 580Ma , são referentes aos cristais de zircões herdados. Os valores das análises podem ser encontrados na tabela 02 e na Figura 4.1.

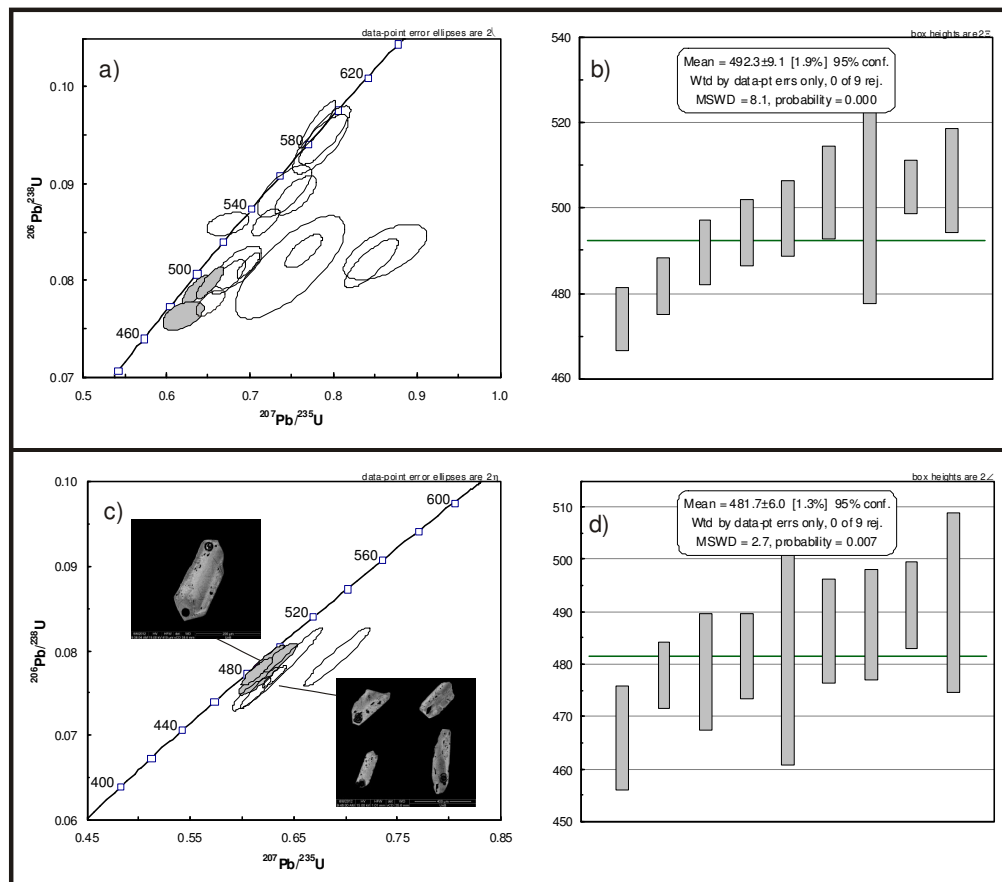


Figura 4.1 – Diagrama Concórdia U-Pb para as amostras GLL-11 (a e b) e GLL-23B (c e d) respectivamente.

Table : Representative results of in situ U-Pb LA-MC-ICP-MS zircons analyses

Sample	Isotopic ratios					Apparent ages (Ma)					rho		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\Gamma\%$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\Gamma\%$
	(%)		(%)		(%)	abs	abs	abs	abs	abs	abs		
Sample GLL-11													
04_Z1	0.06049	2.2	0.09404	2.7	0.7843	3.4	621.0	46.2	579.4	14.8	587.9	15.3	0.78
05_Z2	0.05834	1.3	0.07889	1.6	0.6346	2.1	542.5	28.1	489.5	7.7	498.9	8.2	0.78
06_Z3	0.06165	1.9	0.08875	1.9	0.7544	2.7	662.0	41.1	548.1	9.9	570.8	11.8	0.70
07_Z4	0.07539	3.7	0.08287	2.8	0.8614	4.7	1078.9	75.2	513.2	14.0	630.9	22.1	0.60
09_Z5 core	0.06119	2.5	0.08127	2.2	0.6857	3.4	646.0	52.9	503.7	10.8	530.2	13.8	0.66
10_Z5 rim	0.05689	2.8	0.08577	1.2	0.6727	3.0	487.2	61.4	530.5	5.9	522.4	12.3	0.38
11_Z6	0.08810	2.1	0.11799	4.8	1.4332	5.3	1384.6	41.0	719.0	32.7	902.9	31.5	0.91
07_Z4	0.06013	2.6	0.08909	2.5	0.7386	3.6	608.4	54.6	550.1	13.1	561.6	15.3	0.69
21_Z11	0.05891	2.8	0.07627	1.6	0.6195	3.2	563.9	60.0	473.8	7.4	489.6	12.5	0.50
22_Z13	0.06097	1.7	0.07758	1.4	0.6522	2.2	638.3	36.2	481.6	6.6	509.8	8.8	0.65
23_Z14	0.07742	8.6	0.08067	6.3	0.8611	10.7	1132.1	172.0	500.1	30.5	630.7	50.3	0.59
24_Z15	0.06210	1.0	0.08149	1.3	0.6977	1.6	677.6	20.3	505.0	6.3	537.4	6.7	0.81
25_Z16	0.06024	1.7	0.09501	2.6	0.7891	3.1	612.1	37.2	585.1	14.7	590.6	14.1	0.84
26_Z17	0.05891	0.9	0.09612	2.1	0.7806	2.3	563.6	20.1	591.6	11.8	585.9	10.1	0.91
27_Z18	0.07497	1.8	0.08175	2.5	0.8450	3.1	1067.7	35.4	506.5	12.4	621.9	14.4	0.82
28_Z19	0.06671	4.8	0.08128	5.4	0.7476	7.2	828.8	99.2	503.8	26.1	566.9	31.2	0.75
31_Z20	0.06088	1.6	0.08024	1.8	0.6735	2.5	635.0	35.3	497.6	8.9	522.9	10.1	0.75
32_Z21	0.06677	1.6	0.08297	1.7	0.7639	2.4	830.7	34.0	513.8	8.6	576.2	10.5	0.73
32_Z22	0.06057	1.3	0.08601	1.3	0.7183	1.9	624.2	27.8	531.9	6.9	549.7	7.9	0.72
34_Z23	0.05933	1.2	0.07970	1.6	0.6520	2.0	579.1	25.1	494.4	7.8	509.7	8.1	0.82
Sample GLL-23B													
04_Z1	0.05770	0.7	0.07491	1.7	0.5960	1.8	518.4	15.8	465.7	7.4	474.7	6.8	0.92
05_Z2	0.07202	1.6	0.07489	2.6	0.7437	3.0	986.5	32.2	465.6	11.6	564.6	13.1	0.85
06_Z3	0.05753	1.2	0.07837	2.1	0.6216	2.4	511.9	25.6	486.4	10.0	490.9	9.4	0.88
07_Z4	0.05812	1.3	0.07707	2.4	0.6176	2.8	534.4	28.8	478.6	11.3	488.4	10.7	0.88
11_Z5	0.05828	1.4	0.08099	3.3	0.6507	3.6	540.2	30.8	502.0	16.0	508.9	14.4	0.92
12_Z6	0.05775	5.5	0.07255	4.4	0.5776	7.1	520.3	116.1	451.5	19.9	462.9	26.2	0.62
13_Z7	0.05740	0.8	0.07858	2.3	0.6219	2.4	507.0	18.4	487.7	10.6	491.1	9.3	0.94
14_Z8	0.05942	0.6	0.07696	1.4	0.6305	1.5	582.4	13.5	478.0	6.3	496.4	5.9	0.91
15_Z9	0.05891	1.2	0.07493	2.2	0.6086	2.5	563.7	26.3	465.8	9.9	482.7	9.7	0.88
16_Z10	0.05825	1.1	0.07923	1.8	0.6363	2.1	539.0	23.2	491.5	8.3	500.0	8.1	0.85
17_Z11	0.05705	1.3	0.08289	3.8	0.6520	4.0	493.5	29.5	513.3	18.7	509.7	16.1	0.94
22_Z12	0.07293	2.0	0.08871	2.2	0.8920	2.9	1012.0	39.8	547.9	11.3	647.4	14.0	0.74
23_Z13 rim	0.05779	1.3	0.08102	3.1	0.6456	3.4	522.0	28.3	502.2	15.1	505.8	13.5	0.92
24_Z13 core	0.05866	0.7	0.08901	3.5	0.7199	3.5	554.6	16.3	549.7	18.2	550.6	15.0	0.98
25_Z14	0.05897	0.8	0.08349	2.7	0.6788	2.8	565.9	16.9	516.9	13.3	526.1	11.5	0.96
26_Z15	0.06041	1.8	0.08155	2.2	0.6792	2.9	618.4	38.4	505.3	10.9	526.3	11.8	0.78
27_Z16	0.07320	1.9	0.06961	2.7	0.7025	3.3	1019.5	37.9	433.8	11.5	540.3	13.9	0.83
28_Z17	0.06324	1.1	0.07929	3.6	0.6915	3.8	716.5	22.4	491.9	17.2	533.7	15.7	0.96
29_Z18	0.05928	1.0	0.07798	5.0	0.6373	5.1	577.3	21.6	484.0	23.4	500.7	20.2	0.98
34_Z19	0.06375	1.0	0.06156	2.7	0.5411	2.9	733.4	20.6	385.1	10.1	439.1	10.3	0.94
35_Z20	0.05772	1.3	0.07172	1.5	0.5708	2.0	519.3	27.7	446.5	6.6	458.6	7.3	0.77
37_Z22 rim	0.05743	0.9	0.07755	1.8	0.6141	2.0	508.1	20.0	481.5	8.2	486.1	7.6	0.89
38_Z22 core	0.06526	2.2	0.07806	2.2	0.7024	3.1	782.8	45.1	484.6	10.4	540.3	13.0	0.71

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Tabela 02 - Resultado das análises para U-Pb realizada nas amostras GLL-11 (granito cinza) e GLL-23B (quartzo-sienito).

4.2. Geoquímica

Os resultados da análise litogeoquímica de rocha total das amostras representativas para elementos maiores e traços são dados na tabela 03 (ANEXO I).

Como foi citado no capítulo anterior, em campo foram reconhecidos seis litologias, mas apenas as cinco principais serão analisadas (enclaves enclaves microgranulares máficos, quartzo-monzonitos, quartzo-sienitos, granitos cinza e granitos rosa). Com base nos dados geoquímicos, estas litologias de acordo com os diagramas $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Figura 4.2.1), pode-se constatar os teores de SiO_2 destes granitóides variando entre 51.72% e 75.24%. As rochas intermediárias, com SiO_2 entre 52 e 66%, caem no campo alcalino e as rochas ácidas tem características transicionais caindo ao longo da curva (Irvine e Baragar, 1971) que separa os campo alcalino e sub-alcalino (Figura 4.2.1). O diagrama de índice de Shand mostra que as rochas intermediárias são metaluminosas, enquanto que as rochas ácidas aproximam-se do limite das rochas peraluminosas (Figura 4.2.2).

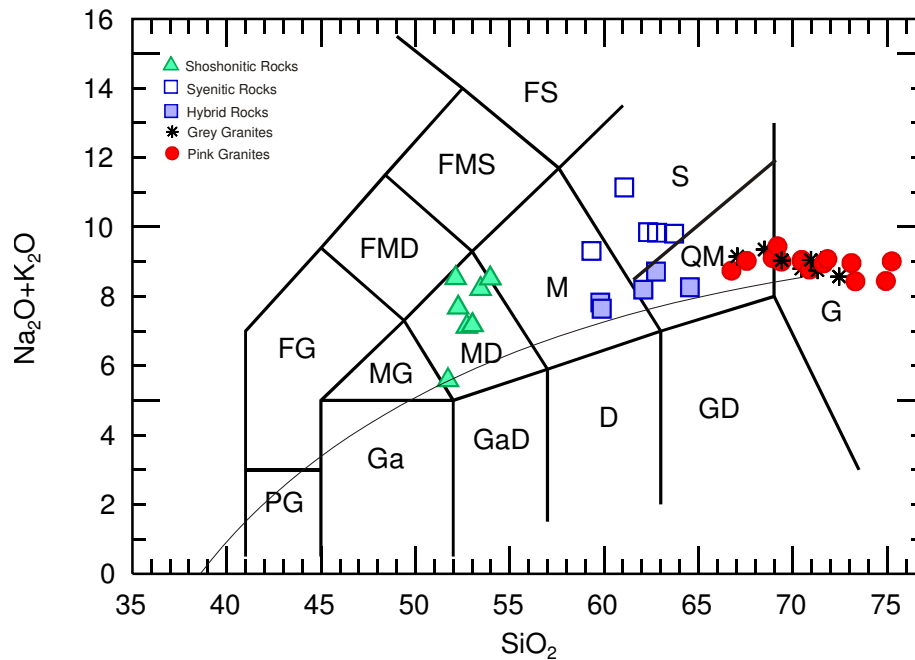


Figura 4.2.1 – Diagrama alcalis totais vs. sílica (TAS) de Middlemost (1994). A linha curva é o limiar entre rochas alcalinas e subalcalinas de Irvine & Baragar (1971). (D, diorito; FG, Basanita; FMD, Fonotefrito; FMS, Tefrifonolito; FS, Fonólito; G, granito; Ga, Gabro; GaD, Diorito gabróico; GD, granodiorito; M, monzonito; MD, monzodiorito; MG, monzogabro; PG, peridoto-gabro; QM, quartzo monzonito; S, sienito; QM, quartzo-monzonito).

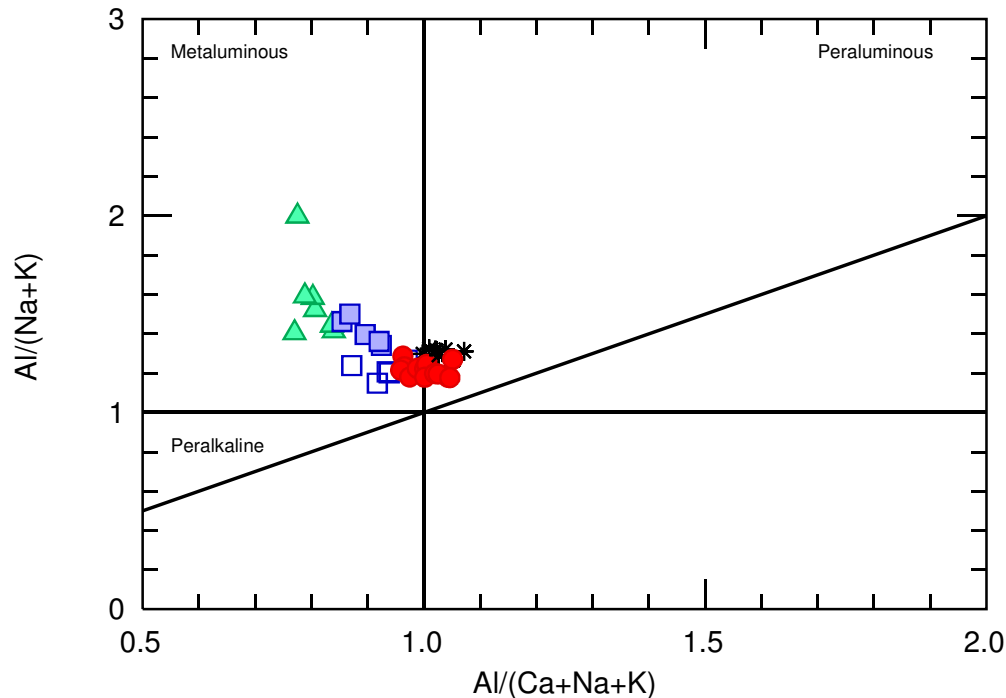


Figura 4.2.2 – Diagrama de Maniar e Piccoli (1989). Mostrando que as rochas shoshoníticas, sieníticas e híbridas são geralmente metaluminosas, enquanto que as rochas graníticas aproximam-se do limite das rochas peraluminosas. Simbologia como na Figura 4.2.1.

4.2.1. Elementos Maiores e Traços

No diagrama K_2O vs. SiO_2 com a grade de classificação (Peccerillo e Taylor, 1976) da Figura 4.2.3 observa-se que os enclaves máficos e os sienitos pertencem a serie de rochas shoshoníticas, enquanto que os quartzo-monzonitos, granitos rosa encontram-se no limiar entre a serie de rochas shoshoníticas e a serie cálcio-alcalina de alto potássio. Uma amostra dos enclaves máficos cai no campo dos basaltos cálcio-alcalino.

Podemos notar que os enclaves máficos e os quartzo-sienitos apresentam uma correlação negativa nos elementos maiores com o aumento do teor de SiO_2 , com exceção dos diagramas K_2O , Al_2O_3 e Na_2O .

Nos diagramas Na_2O e Al_2O_3 , podemos reconhecer tendências negativas para os grupos de rochas quartzo-monzoníticas, sieníticas e ácidas, enquanto que no diagrama K_2O a tendência é positiva. No diagrama Na_2O as rochas quartzo-monzoníticas exibem teor variando de 3.28 a 3.65%, as rochas sieníticas de 3.80 a 4.84% e as rochas ácidas oscilando de 2.87 a 3.78%. No diagrama Al_2O_3 as rochas quartzo-monzoníticas apresentam teor variando de 14.68 a 15.40%, as rochas sieníticas de 15.68 a 16.98% e as rochas ácidas variam de 12.94 a 15.82%. No

diagrama K_2O as rochas quartzo-monzoníticas exprimem teor de 4.26 a 5.06%, as rochas sieníticas de 4.77 a 6.30% e as rochas ácidas de 5.14 a 6.19%.

Nos diagramas CaO , P_2O_3 , MgO e TiO_2 , pode-se reconhecer tendências negativas para os grupos de rochas quartzo-monzoníticas, sieníticas e ácidas, contudo os teores do grupo das rochas quartzo-monzoníticas são sempre mais elevados que os do grupo das rochas sieníticas. No diagrama CaO as rochas quartzo-monzoníticas apresentam teor variando de 2.84 a 4.09%, as rochas sieníticas de 2.00 a 2.92% e as rochas ácidas variam de 0.81 a 2.12 %. No diagrama P_2O_5 as rochas quartzo-monzoníticas possuem teor variando de 0.56 a 0.76%, as rochas sieníticas de 0.35 a 0.89% e as rochas ácidas variam de 0.4 a 0.31%. No diagrama MgO as rochas quartzo-monzoníticas exibem teor variando de 0.35 a 2.01%, as rochas sieníticas de 0.73 a 1.38% e as rochas ácidas oscilando de 0.19 a 0.99%. No diagrama TiO_2 as rochas quartzo-monzoníticas exprimem teor de 1.05 a 1.62%, as rochas sieníticas de 0.61 a 0.93% e as rochas ácidas de 0.28 a 0.79%.

No diagrama Fe_2O_3 todas as amostras definem uma tendência negativa bem definida. Assim, os teores das rochas quartzo-monzoníticas variam entre 5.57 e 7.33%, das rochas sieníticas de 6.32 e 8.56% enquanto os teores das rochas ácidas oscilam entre 2.13 e 4.56%.

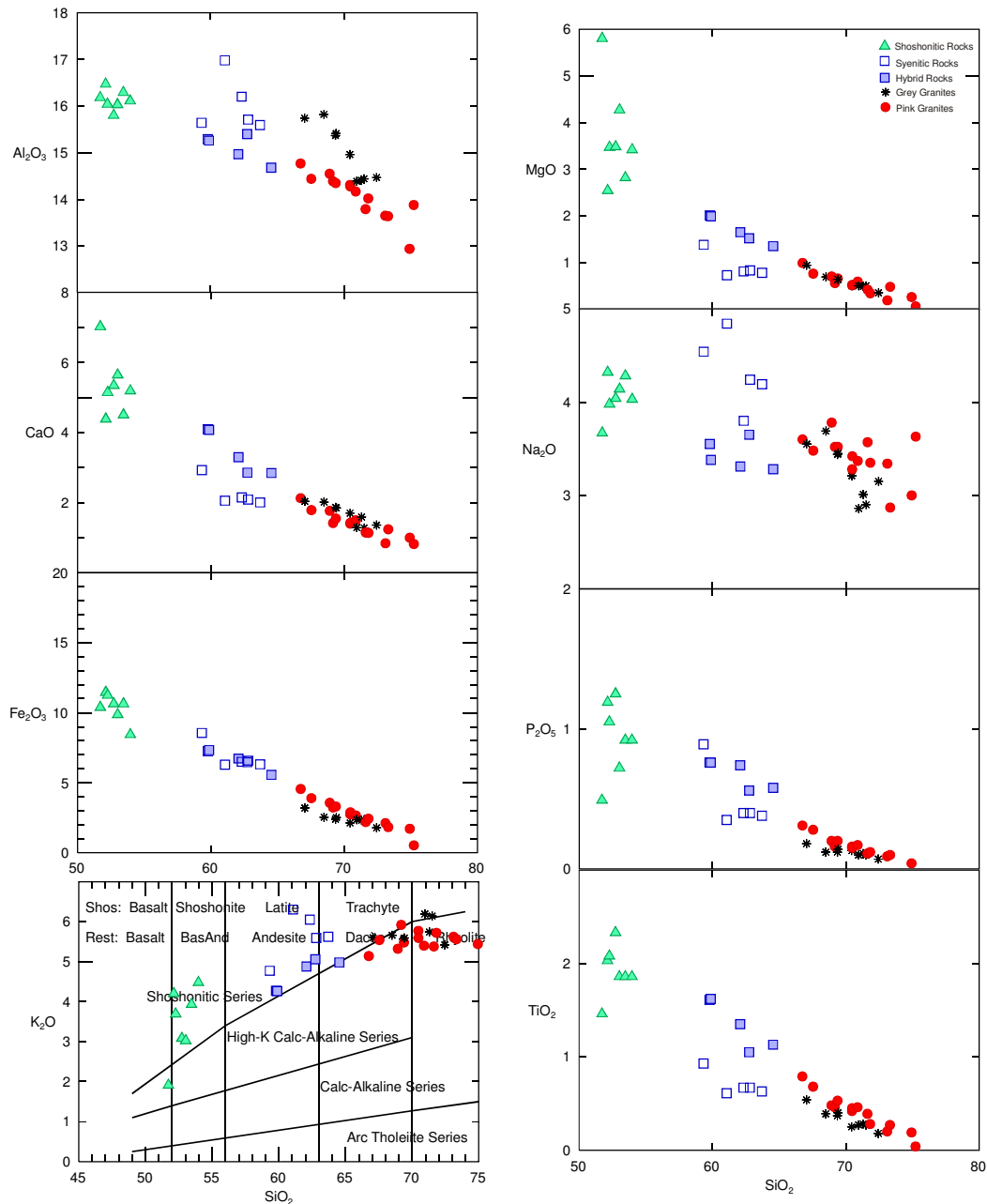


Figura 4.2.3 – Diagramas Harker e Piccirillo & Taylor (1976), mostrando variações de elementos maiores das rochas ígneas estudadas.

Nos diagramas Harker para elementos traços (Figura 4.2.4) é possível observar que as amostras analisadas individualizam diferentes tendências evolutivas com o aumento do teor de SiO₂. É evidente nos diagramas que as rochas ácidas possuem um *trend* negativo em todos os diagramas em consequência ao aumento do teor de SiO₂.

No diagrama SiO₂ vs. Ce os enclaves máficos e os sienitos indicam uma tendência positiva com teores variando respectivamente de 51.4 a 146.8 ppm e 111.1

a 192.8 ppm, respectivamente. As rochas ácidas e os quartzo-monzonitos mostram um espalhamento maior e uma tendência negativa com valores entre 7.7 e 262.1 ppm e 127.6 a 199.7 ppm respectivamente.

No diagrama SiO_2 vs. Nb podemos observar que quase a totalidade dos grupos de rochas apresentam tendências negativas, exceto os enclaves máficos. Os granitos rosa apresentam teores mais elevados que os granitos cinza, com concentrações entre 28.1 a 38.7 ppm e 5.8 a 20.5 ppm, respectivamente. Os quartzo-monzonitos possuem teores variando de 32.6 a 52.2 ppm e os sienitos de 48.2 a 70.9 ppm. Os enclaves máficos possuem concentrações variando de 15.1 a 57.4 ppm.

No diagrama SiO_2 vs. Hf os enclaves máficos são os únicos que apresentam uma tendência positiva, enquanto que as demais litologias apresentam tendências negativas. Os granitos rosa possuem teores levemente mais elevados que os granitos cinza, com concentrações de 3.5 a 11.4 ppm e 5.2 a 10.1 ppm respectivamente. Os sienitos possuem valores variando de 6.2 a 15.8 ppm, os quartzo-monzonitos de 6.3 a 11.6 ppm e os enclaves máficos de 3.1 e 9.3 ppm.

No diagrama SiO_2 vs. Ba os grupos de rochas apresentam um *trend* negativo com o aumento do teor de sílica, exceto os enclaves máficos que apresentam uma evolução levemente positiva. Os granitos cinza apresentam uma concentração maior do que a dos granitos rosa, com teores variando de 895 a 2045 ppm e 617 a 1044 ppm respectivamente. Os sienitos possuem concentrações de 847 a 1088 ppm, os quartzo-monzonitos 897 a 1556 ppm e os enclaves máficos 503 a 1317 ppm.

Com o diagrama SiO_2 vs. Rb podemos notar que os enclaves máficos e os quartzo-monzonitos possuem uma evolução positiva com o aumento do teor de SiO_2 , enquanto que os demais grupos apresentam uma evolução levemente negativa. Os teores dos enclaves máficos e das rochas quartzo-monzoníticas variam de 45.9 a 241 ppm e dos de 241 ppm respectivamente. As concentrações dos granitos rosa variam de 126.2 a 218.5 ppm, dos granitos cinza de 139.4 a 188.9 ppm e dos sienitos de 125 a 186.9 ppm.

No diagrama SiO_2 vs. Y os grupos de rochas apresentam-se com uma tendência negativa com o aumento do teor de sílica, exceto os enclaves máficos que possuem uma evolução positiva com concentrações variando entre 21.1 e 40.8 ppm. Os granitos cinza diferem dos granitos rosa por apresentarem teores bem mais baixos, variando respectivamente entre 11.7 a 42.6 ppm e 5.1 a 11.7 ppm. As rochas sieníticas

possuem concentrações variando de 35.6 a 46.7 e as quartzo-monzoníticas 30.3 a 48.6 ppm respectivamente.

No diagrama SiO₂ vs Sr todos os grupos de rochas apresentam tendências negativas em resposta ao aumento do teor de sílica. As rochas básicas possuem teores variando entre 437.8 e 767 ppm. As rochas quartzo-monzoníticas possuem concentrações distribuídas de forma semelhante as sieníticas, mas com concentrações superiores, variando respectivamente entre 359.2 a 525.2 ppm, 148.4 a 272 ppm. O mesmo ocorre entre as rochas ácidas, onde os granitos cinza possuem teores levemente maiores que os granitos rosa, variando entre 216.5 a 408.3 ppm e 62.2 a 254.3 ppm respectivamente.

No diagrama SiO₂ vs Zr as rochas básicas possuem uma tendência positiva com relação ao aumento do teor de sílica, enquanto que as demais litologias possuem tendências negativas. É notório que as rochas sieníticas possuem concentrações superiores as rochas quartzo-monzoníticas, apresentando respectivamente concentrações variando entre 266.3 a 682.4 ppm e 241.4 a 542.4 ppm. Comportamento semelhante ocorre entre as rochas ácidas, onde os granitos rosa possuem concentrações levemente mais elevadas do que os granitos cinza, variando de 43.8 a 454.9 ppm e 169.3 a 414.6 ppm respectivamente.

No diagrama SiO₂ vs La os grupos de rochas como um todo apresentam-se com um *trend* positivo, mas difere-se dos outros diagramas pelos grupos não apresentarem uma diferenciação clara em suas concentrações. Os enclaves máficos possuem valores variando entre 25.5 a 71.8 ppm, as rochas sieníticas e os quartzo-monzonitos variando entre 53.1 a 102 ppm e as rochas ácidas de 3.1 a 166.8 ppm.

No diagrama SiO₂ vs Yb os enclaves máficos possuem evolução positiva com o aumento do teor de sílica, os quartzo-monzonitos e os granitos rosa possuem tendências negativas, enquanto que as rochas sieníticas e o granitos cinza não possuem uma evolução muito clara. Os granitos cinza possuem as menores concentrações, variando entre 0.48 a 0.81 ppm. As concentrações dos enclaves máficos variam de 1.91 a 3.49 ppm, dos quartzo-monzoníticos de 2.85 a 4.48 ppm, os sienitos de 3.09 a 4.66 ppm e dos granitos rosa de 1.86 a 3.83 ppm.

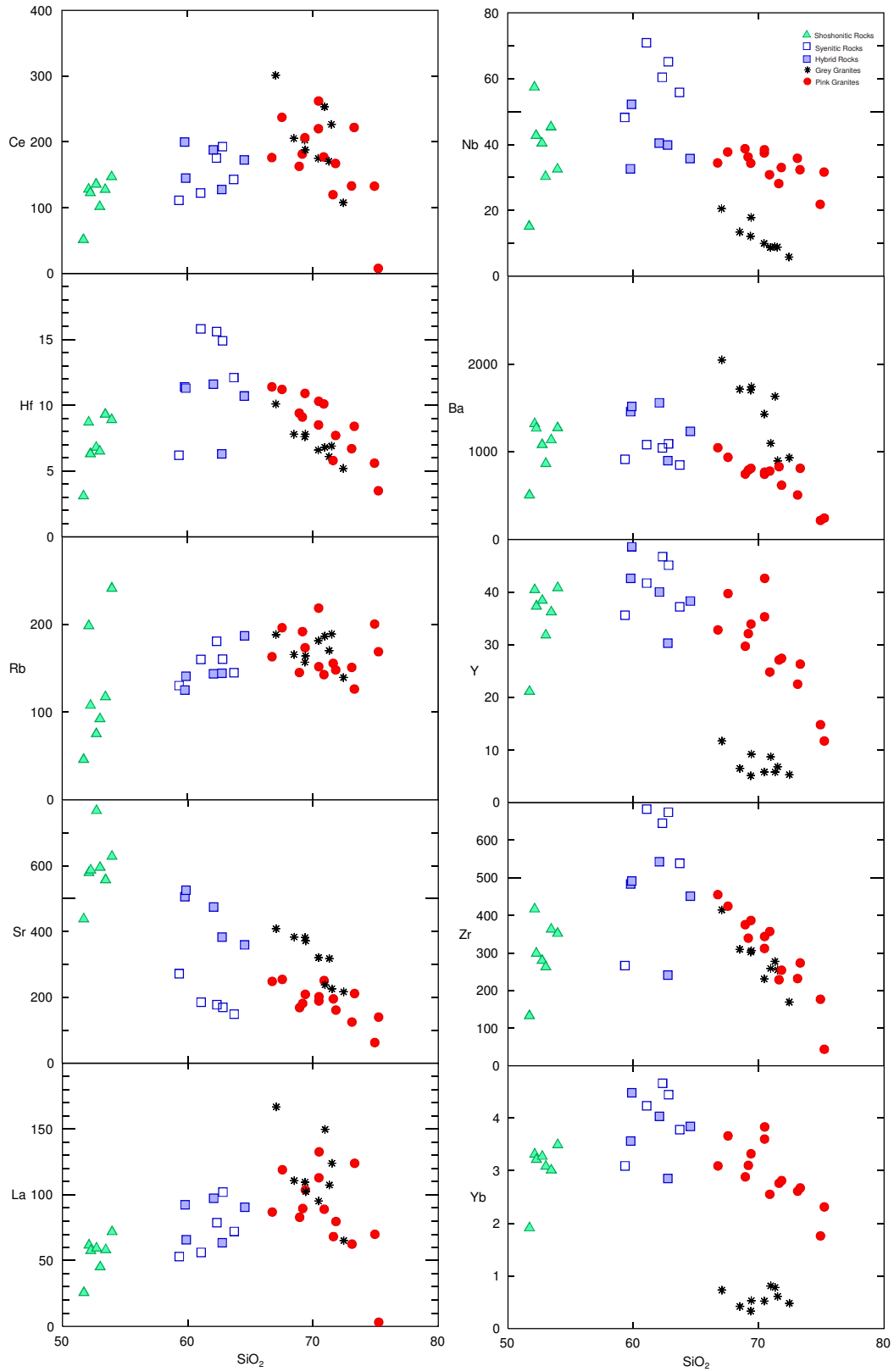


Figura 4.2.4 - Diagrama Harker mostrando variações de elementos maiores das rochas ígneas estudadas.

Os enclaves máficos possuem leve fracionamento dos ETR (La_N/Yb_N de .58-14,76), enriquecida em ETRL com anomalia de Eu muito fraca. A amostra correspondente ao campo de basaltos calcioalcalinos apresenta distribuição semelhante, mas concentrações levemente menores (Figura 4.2.5A). O diagrama multielementar (Sun e McDonough, 1989) mostra que os LILEs são enriquecidos em relação aos HFS, possuem anomalia positiva de Rb, K e Nd e leve anomalia negativa em Ta, Nb, Sr e Ti (Figura 4.2.5B). A amostra de basalto calcioalcalino apresenta uma anomalia negativa de Nb e Ta maior e não apresenta anomalias de Sr e Ti.

Os sienitos exprimem fraco fracionamento dos ETR (La_N/Yb_N de 9.53 a 16.48) (Figura 4.2.5C). São enriquecidos nos ETRL em relação aos ETRP e exibem leve anomalia negativa em Eu. No diagrama multielementar estão enriquecidos nos LILEs e com anomalia positiva em Rb e K e anomalias negativas, leve para Ta, e muito pronunciada para Sr e Ti (Figura 4.2.5D).

Os diagramas dos quartzo-monzonitos possuem leve fracionamento dos ETR (La_N/Yb_N de 10.54 a 18.62), sendo enriquecidas em ETRL e com anomalia fraca de Eu (Figura 4.2.5E). O diagrama multielementar aduz que os LILEs são enriquecidos em relação aos HFSE e que possuem anomalia positiva de Rb, K e Nd e anomalia negativa em Ta, Nb, Sr e Ti (Figura 4.2.5F).

Os granitos cinza expõem forte fracionamento dos ETR (La_N/Yb_N 98.77 a 163.9). São enriquecidos em ETRL e fortemente depletados em ETRP com leve anomalia negativa de Eu (Figura 4.2.5G). No diagrama multielementar apresentam anomalias negativas muito pronunciadas de Nb, Ta, Sr, P, Ti (Figura 4.2.5H).

Com relação aos ETR as rochas do granito rosa revelam-se bem diferentes aos granitos cinza (Figura 4.2.5I), mas com fracionamento mais fraco dos ETRP (La_N/Yb_N de 20.17 a 25.04). Fortemente enriquecidos em LILEs e com anomalias negativas em Ba, Nb, Sr, P e Ti e positivas em Rb e Th (Figura 4.2.5J).

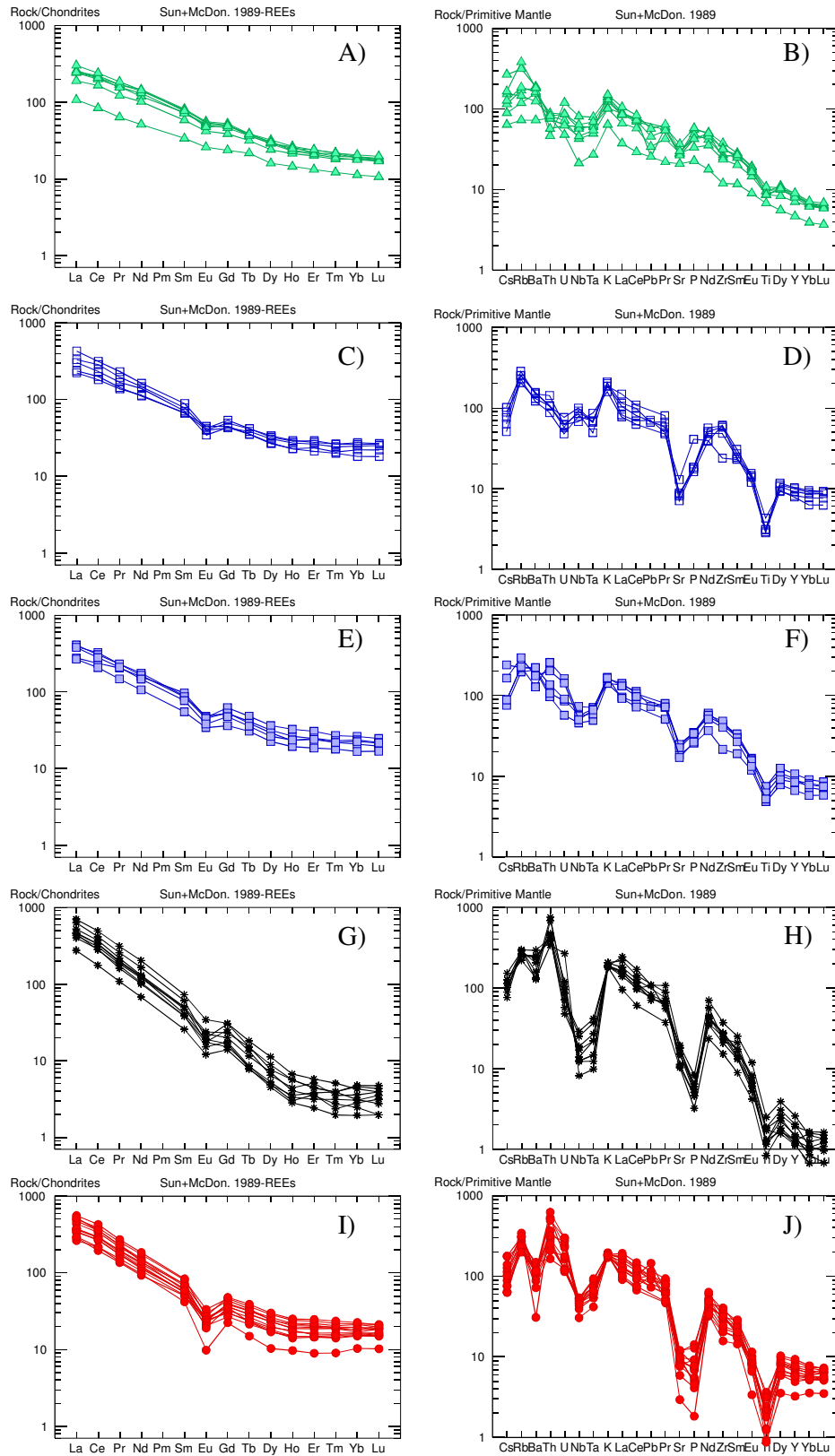


Figura 4.2.5 – Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito (Sun e McDonough, 1989) (A,C,E,G e I) e diagrama multielementar (B,D,F,H e J) normalizado ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).

No diagrama de discriminação tectônica, proposto por Pearce (1996), observa-se que as amostras dos enclaves máficos, quartzo-monzonitos, sieníticas e granitos rosa caem de maneira geral no campo dos granitos pós-colisionais e granitos intraplacas por exibirem altos conteúdos de Rb, enquanto que as amostras de granitos cinza ocupam tanto o campo de rochas de arco vulcânico quanto o campo das rochas pós-colisionais, como observado na Figura 4.2.6. Uma observação importante é em respeito à amostra de basalto (microgabro) de tendência calcioalcalina que cai no campo das rochas de arco vulcânico (VAG).

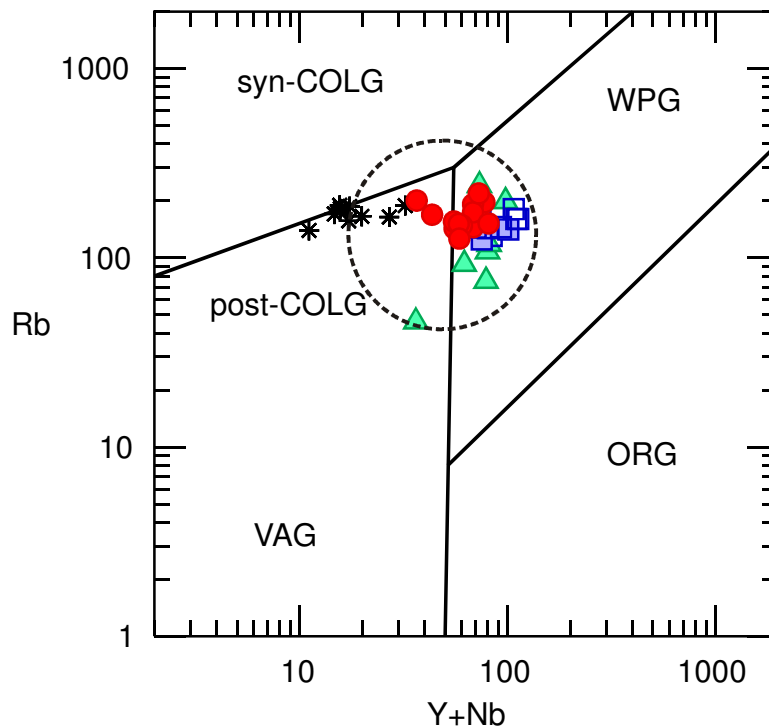


Figura 4.2.6 – Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos para rochas graníticas proposto por Pearce (1996). Legenda: Syn-COLG = granitos sin-colisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; WPG = granitos intraplaca; ORG = granitos orogênicos; post-COLG = granitos pós-colisionais. Simbologia como na Figura 5.2.1.

Na literatura a classe de granitos tipo A foi proposta pela primeira vez por Loiselle e Wones (1979), para descrever as rochas graníticas com teores elevados de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, altos teores de Zr, Nb, Ta, elementos terras raras, alta razão Fe ($\text{Fe}+\text{Mg}$) e baixas abundâncias de Mg, Fe, Cr, V, Ni, Cu, Sc, Ba, Sr e Eu, bem como baixo conteúdo de H_2O e de fugacidade de oxigênio, diferindo, portanto, de rochas calcioalcalinas típicas (tipo I). Loiselle e Wones (1979) consideram que os granitos tipo A

podem ser rochas peralcalinas, metaluminosas e fracamente peraluminosas, originadas em ambientes anorogênicos, zonas de *rift* ou blocos continentais estáveis.

Whalen *et al.* (1987) adicionaram como características típicas de granitos do tipo A, altos conteúdos de SiO₂, Ga, Y, Ce e Zn, alta razão de Ga/Al e baixos conteúdos de Al₂O₃ e CaO. Sugerem ainda que granitos tipo A podem variar desde altamente alcalinos até subalcalinos apresentando razões isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd variáveis refletindo provavelmente a heterogeneidade de fonte.

No diagrama Nb vs. Ga/Al*10000 de Whalen *et al.* (1987) as amostras dos granitos rosa, sienitos, rochas híbridas e enclaves máficos caem no campo das rochas do tipo-A, exceto uma amostra do grupo dos enclaves máficos que ocupa o campo de rochas do tipo I&S. As amostras dos granitos cinza estão distribuídas por igual entre os campos das rochas do tipo-A e do tipo I&S (Figura 4.2.7 A).

No diagrama de Eby (1992) a maior parte das amostras de todos os grupos cai no campo das rochas do tipo-A₁, enquanto que algumas amostras dos enclaves máficos, rochas híbridas e granitos rosa situam-se no limiar entre as rochas do tipo-A₁ e A₂ (Figura 4.2.7 B).

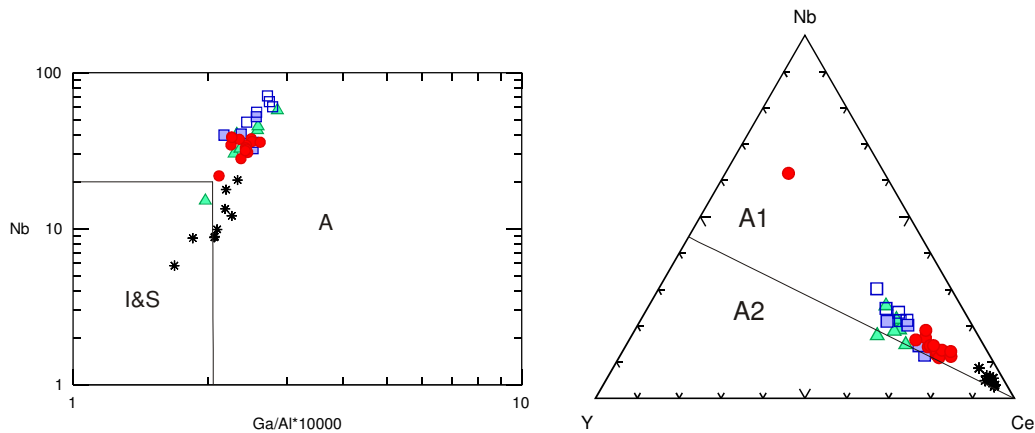


Figura 4.2.7 – A) Diagrama Nb vs. Ga/Al*10000 de Whalen *et al.* (1987) e B) Diagrama triangular Nb-Y-Ce de Eby (1992) mostrando as rochas estudadas serem do tipo-A₁. Simbologia como na Figura 5.2.1.

4.2.2. Sm-Nd

As composições isotópicas em rocha total de Sr e Nd são apresentadas na tabela 04 (ANEXO II). As razões isotópicas iniciais de Sr e Nd e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ das rochas em estudo foram calculadas usando idades de cristalização de 490Ma. Os enclaves máficos são caracterizados por apresentarem razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ maior que 0.511382; valores de ϵ_{Nd} entre -9.4 e -14.25 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ oscilando de 0.704732 e 0.70642. Os sienitos mostram razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ variando entre 0.511427 e 0.511881; valores de ϵ_{Nd} -9.85 a -14.10 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.706362 e 0.709466. As rochas híbridas mostram razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ maiores que 0.521427; ϵ_{Nd} -16.51 a -18.76 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.706362 e 0.709466. Os granitos cinza com razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0.511056 e 0.511296; valores de ϵ_{Nd} entre -21.57 a -23 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.70997 e 0.716667. Os granitos rosa com razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ variando de 0.511067 a 0.511881; valores de ϵ_{Nd} -16.00 a -21.56 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ variando de 0.70894 a 0.723157.

Com a Figura 4.2.2.1 podemos observar que os enclaves máficos e os sienitos apresentam teores de ϵ_{Nd} semelhantes, diferindo apenas nas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, onde os valores dos sienitos são levemente maiores. Este mesmo caráter ocorre entre as rochas graníticas rosa e as rochas quartzo-monzoníticas, onde possuem valores de ϵ_{Nd} semelhantes e valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ levemente diferentes, evidenciado pelo teor levemente menor das rochas quartzo-monzoníticas. Para os granitos cinza, eles possuem os valores mais negativos de ϵ_{Nd} em relação aos demais grupos de rochas e significativo espalhamento dos valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$.

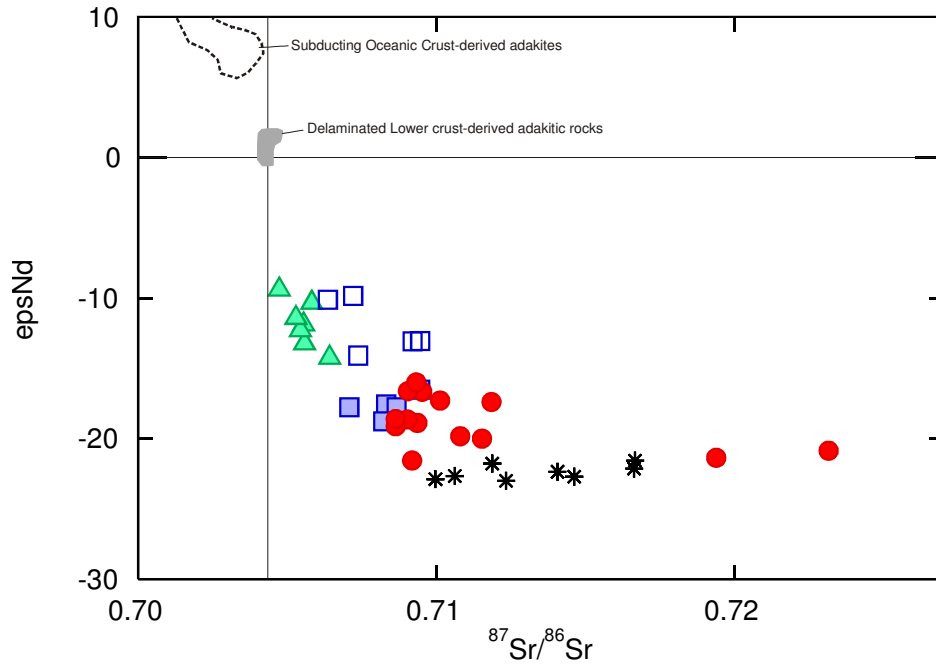


Figura 4.2.2.1 – Diagrama εNd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

5. Discussões

5.1 Processos Petrogenéticos

As rochas estudadas estão inseridas no embasamento Paleoproterozóico da Faixa Seridó, Província Borborema compondo o Complexo Anelar Caramuru, descritas anteriormente como Suíte Intrusiva Dona Inês (CPRM, 2006 e Guimarães, 2009). Merecem destaque por apresentarem rochas sem deformação e idades U-Pb de 492.3 ± 9 (monzogranitos) referentes a um evento pos-colisional posterior a orogenia brasileira, diferentes das idades obtidas anteriormente de 544 ± 16 Ma pelo método Rb-Sr por McMurry *et al.* (1987), para estas mesmas rochas.

Informações geológicas de campo e geoquímicas permitiram identificar litologias com distribuição espacial destacadas por granitos cinza com tendências adakiticas nas porções mais distais, granitos rosa e quartzo-sienitos na porção central e enclaves máficos de afinidade shoshoníticas intrusos nas litologias citadas anteriormente. Feições de misturas magmáticas como *mingling* e *mixing* foram também observadas e se pode interpretar que são geradas em resposta a interação dos magmas básico/intermediário e ácido e originadas principalmente em resposta ao volume de magma envolvido e interação de magmas com temperatura e viscosidades contrastantes.

As litologias encontradas se caracterizam por apresentarem os seguintes intervalos de SiO₂: enclaves máficos, entre 51,72 e 53,97%; quartzo-sienitos variando de 59,33 a 63,71%, quartzo-monzonitos, entre 59,79 e 64,55%; granito cinza, entre 67,06 e 72,45% e o granito rosa variando de 66,75 a 74,93%. Comparativamente, os enclaves máficos são mais fortemente metaluminosos (A/CNK, entre 1,4 a 2,0) possuem caráter alcalino, conteúdos mais elevados em TiO₂ (1,46-2,33%) e MgO (2,54-5,80%), e mais baixos em K₂O (1,91 – 4,48) e Rb (45,9 a 241 ppm). Os quartzo-sienitos são metaluminosos (A/CNK, entre 1,16 a 1,25) e alcalinos, sendo mais enriquecidos em K₂O (4,77 a 6,30%) e empobrecidos em TiO₂ (0,61- 0,93%) e MgO (0,73 – 1,38%). Os quartzo-monzonitos são metaluminosos (A/CNK, entre 1,24 a 1,52) e alcalinos, diferenciando dos sienitos pelos conteúdos mais altos de Sr (359.2 a 525.2 ppm), TiO₂ (1.05 a 1.62 %), Ba (897 a 1556 ppm), P₂O₅ (0.56 a 0.76%), CaO (2.84 a 4.09%) e MgO (1.35 a 2.01%) e mais baixos de K₂O (4.26 a 5.06%), Nb (32.06 a 52.2 ppm), Na₂O (3.28 a 3.65%) e Al₂O₃ (14.68 a 15.40%). Os granitos cinza e rosa estão posicionados no limiar entre rochas metaluminosas e peraluminosas, entre as séries

shoshoníticas e calcioalcalinas de alto-K e possuem teores parecidos em SiO_2 , contudo, se diferenciam dos granitos cinzas por possuírem maiores teores de Al_2O_3 , Ba, e Sr e menores teores de TiO_2 , Nb, Y e Yb.

O empobrecimento em FeO, MgO e TiO_2 nos enclaves máficos, quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos destaca o efeito da cristalização magmática de minerais máficos (anfíbólio e biotita), enquanto o empobrecimento em Ca e Sr reflete na cristalização do plagioclásio. De forma análoga, o empobrecimento em HFSE (elementos de alto potencial iônico) reflete a cristalização fracionada de fases acessórias como zircão e apatita.

É perceptível uma tendência geoquímica com vínculo genético entre os enclaves máficos e granitos rosa, propondo uma mistura química dos magmas, compatível com estágio de assimilação crustal resultando nas rochas quartzo-monzoníticas, conforme sugerido pelos diagramas de comportamento dos elementos Sr, MgO, K_2O , TiO_2 e CaO. Não obstante, os sienitos apresentam tendência/evolução por cristalização fracionada a partir dos enclaves máficos, como comprovado pelo comportamento dos elementos nos diagramas Na_2O , Sr, Al_2O_3 , CaO, TiO_2 e K_2O .

A pesar das rochas quartzo-sieníticas e quartzo-monzoníticas apresentarem o conteúdo de sílica parecido, os diagramas multielementares diferenciam estas litologias pelos teores de sienitos mais acentuados negativamente em Sr, Ti, Nb e P e positivamente em K e Rb.

Dados geoquímicos e isotópicos somados aos dados texturais de misturas magmáticas nos permitem identificar que a cristalização fracionada foi pouco importante no processo de diferenciação magmática. Com isso, podemos pensar em fontes diferentes, mantélica e crustal.

Shoshonitos

Os enclaves máficos em campo estão presentes em todos os corpos estudados e normalmente associados às rochas ácidas, gerando rochas intermediárias a partir de processos de *mixing*. Em alguns afloramentos esta litologia raramente ocorre, mas por outro lado, foram encontrados alguns afloramentos, com cerca de 200m de comprimento, nos sugerindo a possibilidade de neste local ser a base da câmara magmática.

Com os resultados obtidos no diagrama K_2O vs. SiO_2 para os enclaves máficos e as rochas intermediárias aqui estudadas, podemos observar que caem no campo das rochas com afinidades shoshoníticas.

Nos diagramas $\epsilon Nd_{(t)}$ e $(^{87}Sr/^{86}Sr)$ (Figura 5.1.1 A e B) a distribuição das litologias nos leva a inferir que as rochas sieníticas são provenientes dos enclaves máficos por meio de cristalização fracionada.

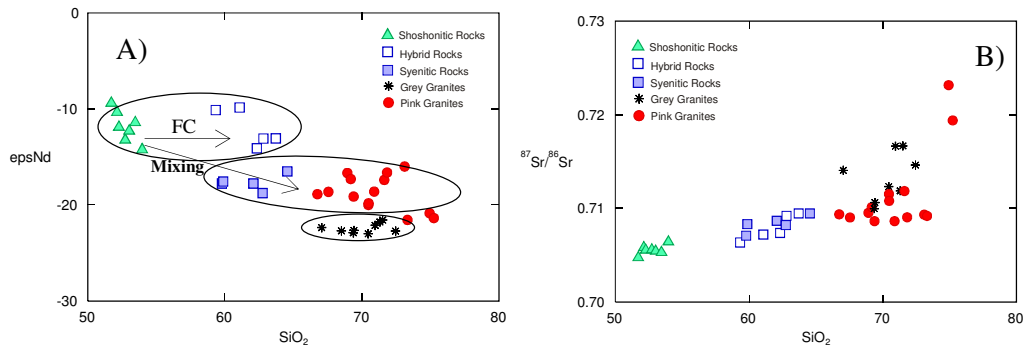


Figura 5.1.1 – Diagramas SiO_2 vs. ϵNd A) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ B) respectivamente.

A leve anomalia negativa de Eu e Sr entre os enclaves máficos e sienitos e as correlações de Al_2O_3 e CaO com SiO_2 indicam que o plagioclásio participou no processo de cristalização fracionada a partir do magma parental.

Assim, as características geoquímicas e isotópicas (ϵNd e $^{87}Sr/^{86}Sr$) observadas nos permitem identificar por meio dos valores de ϵNd -10 e altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ que os enclaves máficos foram gerados por fusão parcial de manto litosférico.

Provavelmente as rochas se formaram durante período de extensão continental, quando *decompression melting* de material astenosférico depletado ascendente pode ter afetado fontes existentes de manto litosférico.

Nascimento *et al.* (2008) os correlaciona com as rochas da suíte básica-intermediária de Jardim de Sá (1994), referidos como k-dioritos de afinidade shoshonítica e descritas como sendo os litotipos mais precoces das suítes brasileiras.

De acordo com Bitencourt e Nardi (2000), os granitóides que se apresentam com afinidade shoshonítica são identificados por sua cogeneticidade com rochas da série alcalina saturadas em sílica, dentre as quais os monzonitos e latitos são as mais características. Outras feições, em geral utilizáveis na identificação de granitóides com esta afinidade, são os teores de $Sr > 400$ ppm (para $SiO_2 < 73$ wt%), seu caráter

metaluminoso e padrões regulares de ETR (La_N 100-300, Yb_N 10 ± 5), com anomalias de Eu apenas nos termos muito diferenciados ($SiO_2 > 73\%$). Padrões de elementos traços com enriquecimento em Ba e Rb, e empobrecimento de HFSE (Th, Ta, Nb, CE, Hf, Zr e Y) em relação aos LILE (K, Rb e Ba), também são características das rochas com afinidades shoshoníticas. Kelemen *et al.* (1993) acrescentam que o empobrecimento de Nb em relação aos ETRL, bem como o enriquecimento em ETRL e LILE, é típico de magmas relacionados a fontes metassomatizadas durante subducção prévia.

Granito Cinza

Os granitos cinza apresentam alto fracionamento dos ETR's, valores negativos de ϵNd , altos valores nas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Figura 5.1.1 A e B) e baixos valores para Nb, Ta e Ti, sugerindo assim uma derivação de crosta continental radiogênica de assinatura de arco.

Com base nas informações obtidas a cerca dos granitos cinza ora estudados, podemos observar que os mesmos apresentam uma composição “tipo adakitos”, tais como, SiO_2 (67.06 – 70.45), Al_2O_3 (14.96 – 15.82), Y (5.1 – 11.7) e Sr/Y (34.89 – 74.84). Isso pode ser confirmado nos diagramas $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N e Sr/Y vs. Y de Defant e Drummond (1990) (Figura 5.1.2), onde se observa que as amostras desta litologia estão inseridas no campo das rochas adakiticas, enquanto que as demais estão posicionadas fora deste campo, devido apresentarem teor de Yb mais elevado (Figura 5.1.2 A e B).

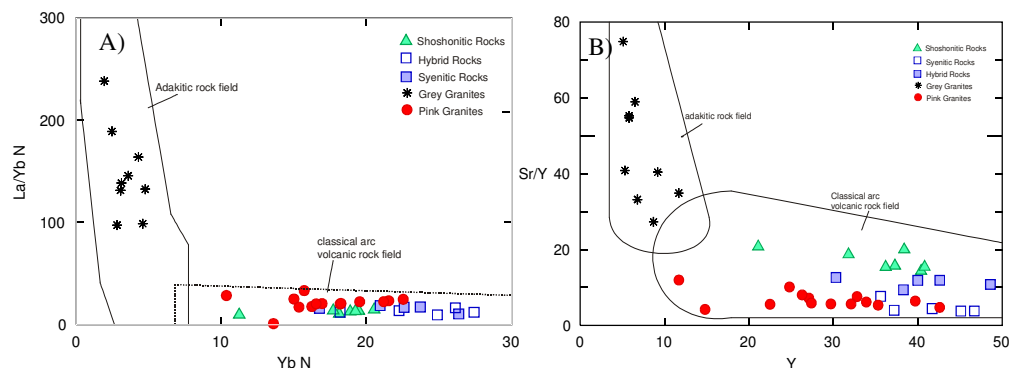


Figura 5.1.2 – Diagramas de La_N/Yb_N vs. Yb_N (A) e Sr/Y vs. Y (B) de (Drummond e Defant, 1990) usados na classificação química nas rochas adakiticas estudadas.

Na literatura os adakitos foram inicialmente considerados como um tipo de rochas ígneas intermediárias-ácidas ricas em sódio, na qual são derivadas de fusão parcial de crosta oceânica jovem subductada (Defant e Drummond, 1990). Elas são geoquimicamente caracterizadas por $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ (raramente baixos), baixo Y e HREE relativos aos arco de ilhas *andesite-dacite-rhyolites* (ADRs) (por exemplo, Y e Yb ≤ 18 e 1.9 ppm, respectivamente), alto Sr relativo aos ADRs (raramente < 400 ppm), e altas razões de Sr/Y (≥ 40) e La/Yb (≥ 20). As características geoquímicas são indicativas de granada em sua fonte residual. Zhang *et al.* (2001a, b, 2003) consideraram que adakito é uma suíte de rochas ígneas intermediárias-básicas caracterizadas por depleção de HREE e inexistência clara de anomalia negativa de Eu, indicando a derivação de fonte profunda com granada no resíduo. Zhang *et al.* (2001a, b, 2003) classificaram adakitos em dois tipos: Adakitos do tipo-O, na qual são caracterizados por enriquecimento em Na e na petrogenese relacionada a processos de subducção; Contudo, os Adakitos do tipo-C são enriquecidos em K (muitos deles são ainda enriquecidos em Na e um pouco enriquecido em K), e são um produto de fusão parcial da crosta inferior granulítica na crosta espessada resultante de *underplating* de magma basáltico. Assim, devido aos granitos cinza exibirem teores de K_2O entre 5.42-6.19% e $\text{Na}_2\text{O} > 2\%$ podem ser classificados como de composição tipo adakitica do tipo-C.

Wang *et al.* (2001a) sugeriram também que existem dois tipos de adakitos com diferentes petrogeneses: um tipo é formado pela fusão de placa subductada jovem ($\leq 25\sim 30\text{Ma}$) (adakitos do tipo-I), e outro tipo é formado pela fusão de crosta basáltica inferior espessada (adakito tipo II). Chung *et al.* (2003) e Zhai (2004) chamou as rochas ígneas intermediárias-ácidas derivadas de fusão de crosta inferior espessada como adakitos.

Gao *et al.* (2004) nomearam rochas intermediárias-ácidas crosta-derivadas como adakitos. Dong *et al.* (2003) e Niu (2005) enfatizaram que o termo “adakito” deve apenas ser usado para rochas ígneas intermediárias-ácidas de ambiente de arco crosta-derivadas.

Granito Rosa

Em relação aos granitos rosa, podemos observar pelo diagrama de terras raras que não possuem um fracionamento forte (Figura 4.2.5).

Seus dados isotópicos são evidenciados por ϵNd bem negativos e grande espalhamento dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Isto nos leva a inferir que são gerados por fusão parcial da crosta superior com profundidade menor que 40km.

5.2. Processos Geodinâmicos

Idades U-Pb de $492.3 \pm 9\text{Ma}$ e $481.7 \pm 6\text{Ma}$ para os granitos cinza e quartzo-sienito, respectivamente, obtidas neste trabalho, permitem colocar os granitos estudados no estágio evolutivo pós-Brasiliano, fortemente atuante na região ou até mesmo relacioná-los possivelmente a um evento de *rift* totalmente desligado a este evento.

Em linhas gerais, o pós-colisional é definido como o evento que sucede a colisão (Harris *et al.* 1986; Liégeois 1998; Bonin *et al.*, 1998), ou seja, o início do pós-colisional ocorre após o pico do metamorfismo representado pelo último estágio compressional da orogenia. Este período é complexo, sendo marcado por grandes movimentos horizontais de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, podendo ocorrer delaminação de litosfera, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de *rift*.

O magmatismo pós-colisional derivado de zonas profundas de ambientes de subducção ou estágios finais de colisão continental é representado principalmente pela formação de grandes batólitos com afinidade predominantemente cálcio-alcalina de alto-K com altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (rochas shoshoníticas ou K-dioritos) (Liégeois 1998; Harris *et al.* 1986), podendo ocorrer esporádicos granitóides com afinidade alcalina a peralcalina e peraluminosas.

De acordo com Dantas (1996), os granitos porfíricos da porção norte da província Borborema são interpretados como representando um magmatismo subalcalino de alto K em um contexto intracontinental. Entretanto os granitos cinza e rosa do Complexo Anelar Caramuru aqui denominado, são caracterizado como sendo do tipo cálcio-alcalino de alto potássio e o ambiente tectônico neste caso é anorogênico/poscolisional envolvendo rochas básicas a ácidas.

Os enclaves máficos de características shoshoníticas aqui descritos são derivados de um manto litosférico, semelhantes à atribuição dada aos k-dioritos presentes no Complexo Solânea (Guimarães *et al.*, 2009), inseridos no Domínio Rio Grandes do Norte da Província Borborema. Tem-se observado que a contribuição de um manto enriquecido de magmas puramente astenosféricos são raros durante a orogênese brasileira no SE do Brasil (Janasi *et al.*, 1993), sendo que a hipótese mais

aceita na geração deste tipo de evento envolve a mistura entre crosta e manto litosférico subcontinental.

O ambiente geodinâmico para o desenvolvimento do magmatismo Brasileiro tem sido colocado em um contexto intracontinental por alguns autores (Jardim de Sá, 1994) e do tipo de convergência de placas relacionado à subducção por outros (Sial 1993; Arcanjo, 1993). No contexto de fechamento intracontinental, a deformação é originada por convergência transpressiva, onde processos extensionais podem ser ligados ao final da orogênese como um fenômeno sin-orogênico (Dantas, 1998). Os granitos aqui estudados não se enquadram neste ambiente por não serem tardios a evolução do magmatismo Brasileiro, mas sim pós-Brasileiros. Os granitos da porção norte da Província Borborema, acima do Lineamento Patos, parecem representar ambos os casos (magmatismo intracontinental e magmatismo relacionado à subducção) em uma época indeterminada, onde um complexo panorama está presente.

Assim como os demais granitos Brasileiros as rochas ácidas estudadas no Complexo Caramuru possui valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ negativos (-23 a -16) e são consistentes com a presença de crosta continental retrabalhada como fonte geradora desses granitos.

A delaminação litosférica pode ser precedida por gradual ascensão do contato litosfera-astenosfera ou por singulares ascensões da astenosfera por meio de zonas de cisalhamento profundas seguidas de desagregação de litosfera mais antiga (Zheng, 1999; Xu *et al.*, 2000; Xu, 2001).

Neste último caso, o material astenosférico ascendente estaria parcialmente substituindo o manto litosférico “frio”, mas convecção estaria também aquecendo restos de litosfera remanescente e desencadeando fusão parcial.

Se a ascensão astenosférica ocorreu por meio de zonas de falhas, então fusão parcial de litosfera enriquecida e magmas máficos manto derivados teriam inicialmente sido *underplated* próximo ao limite entre crosta inferior espessada-manto litosférico. Consequentemente, magmas gerados nesta área seriam de características shoshoníticas e comumente estariam sujeitos a cristalização fracionada de alta pressão antes de se alojarem ao longo da falha (Meen, 1987, 1990). De acordo com Dantas (1998), as rochas do tipo shoshoníticas ou k-dioritos, são atribuídos como originados de uma fonte derivada de metassomatismo mantélico, onde contextualizam estas rochas como derivadas de zonas profundas de ambientes de subducção ou estágios finais de colisão continental, sendo o manto litosférico a fonte deste magmatismo.

Forte depleção de HREE e Y e relativo enriquecimento de Sr nas rochas adakiticas implica que granada foi um mineral residual importante na sua fonte (Defant e Drummond, 1990; Atherton e Petford, 1993). Estudos experimentais mostram que líquidos adakiticos podem ser produzidos por fusão de materiais máficos a pressões equivalentes ao espessamento crustal de ~1.2 - 1.5GPa, quando as fases residuais incluem granada e muito pouco ou nada de plagioclásio (Rapp *et al.*, 1999, 2002).

Rochas de assinatura adakítica foram rigorosamente associadas com rochas shoshoníticas contemporâneas, cuja petrogênese foi relacionada ao afinamento litosférico ao longo de grande zonas de falhas. Estas associações de rocha sugerem que afinamento litosférico ao longo de falhas e delaminação ou “naufrágio” de crosta continental espessada foram também responsáveis pela petrogênese das rochas adakiticas. Durante delaminação (Figura 5.2), temperaturas no limiar entre manto aquecido e eclogito com anfibólio teriam sido altas o suficiente para desencadear *dehydration melting* dos materiais com anfibólio a pressões de 1.5GPa e resultar na geração de magmas adakiticos (Rapp *et al.*, 1999, 2002), possivelmente “deixando” eclogito com rutilo. Os magmas adakiticos requerem interação com manto peridotítico, muito provavelmente durante ascensão magmática como pode ser visto no diagrama esquemático da Figura 5.2. Isto é possível, nas condições de que manto litosférico aquecido intruda diapiricamente na crosta inferior, causando fusão parcial de crosta eclogítica com anfibólio e interação entre estes magmas e manto peridotíticos (Ducea e Salleeby, 1998) (Figura 5.2). Em ambos os casos, os magmas modificados poderiam então terem ascendido um pouco mais além na crosta superior para cristalizar como rochas adakiticas.

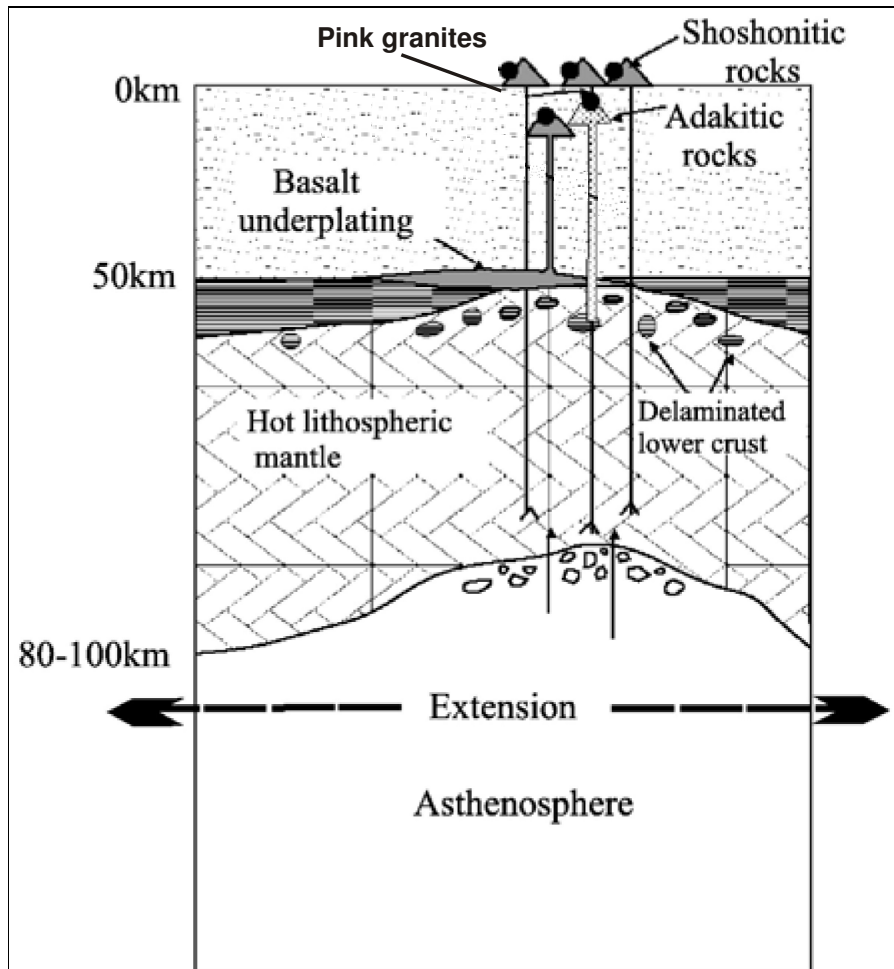


Figura 5.2 – Modelo sugestivo para geração de rochas shoshoníticas e adakíticas (compilado de Wang *et al.* (2001)).

Conforme o afinamento litosférico progrediu ao longo da zona de falha, contínua ascensão de material astenosférico depletado pode ter ocorrido, resultado da fusão por descompressão e/ou a fusão de resíduo eclogítico com rutilo de magmas adakíticos anteriores.

Desde que granitóides pós-colisionais não ocorram em um ambiente de não-subducção, torna-se interessante atribuir sua formação a um distúrbio do manto litosférico. Alterações próximas a cinturões colisionais podem ser causadas por delaminação litosférica, devido à eclogitização na base da crosta ou por remoção convectiva de uma camada de limite térmico espessada (Leech, 2001).

De forma comparativa, o Complexo Anelar Caramuru é similar ao Complexo Anelar Djebel Drissa, do oeste do cráton africano, no que diz respeito à litologias e características metaluminosas. No entanto este complexo Djebel Drissa (Kahoui e

Mahadjoub, 2004) tem seu alojamento em rasas profundidades em ambiente rígido e contemporâneo com movimentos ao longo da zona de cisalhamento Chenachane. Isto é caracterizado por numerosas falhas e íntima associação com abundantes diques de direções NNW-SSE e N-S (Kahoui, 1988; Kahoui *et al.*, 1996). Estas feições são similares às províncias pós-colisional Neoproterozoica e Paleozoica (Bonin, 1990; Liégeois *et al.* 1996, 1998; Ferre *et al.*, 1998; Hadj-Kaddour *et al.*, 1998). Tais características estruturais não ocorrem no não deformado Complexo Caramuru, como também os corpos encontram-se divergentes ao *trend* regional NE, possuindo um alinhamento NW concordante a Falha Afonso Bezerra impressos nas rochas sedimentares da Bacia Potiguar, distando ~30km do Complexo. Segundo Hackspacher *et al.* (1985) estas importantes estruturas de direção NW-SE são interpretadas como produto de reativações pós-campanianas. Cremonini *et al.* (1996) caracterizaram este padrão de falhamentos NW-SE na porção submersa da bacia como sendo o produto de superposição de fases de rifteamento. Este assunto merece um estudo mais aprofundado a cerca desta correlação.

Da mesma forma, comparativamente, os granitóides constituintes do Complexo Solânea, destacados por Guimarães *et al.* (2009) e as rochas do Complexo Caramuru mostram características químicas de granitos do tipo-A.

6- Conclusões

O Complexo Anelar Caramuru é composto por dois corpos sub-circulares não deformados e possui idade aproximada de 490Ma, referente a um evento pós-colisional, posterior a orogenia brasileira.

Os corpos possuem como litologia básica: rochas com tendências adakiticas, rochas com tendências shoshoniticas, quartzo-sienitos, quartzo-monzonitos e granitos. Especialmente, as rochas adakiticas encontram-se nas porções mais distais, os granitos e quartzo-sienitos mais ao centro e os shoshonitos inclusos em ambas as porções. Os quartzo-monzonitos são rochas híbridas geradas pela interação das rochas graníticas com as rochas de tendências shoshoniticas.

Os corpos encontram-se alinhados de forma divergente ao *trend* regional NE, possuindo alinhamento NW concordante ao sistema de falhas de Afonso Bezerra impressos nas rochas sedimentares da Bacia Potiguar.

Como características geoquímicas principais, incluem: SiO₂ (51.72 – 75.24%), Na₂O/K₂O (0.462 – 1.921%), Fe₂O₃/MgO (1.789 – 11.157%), alcalinas, metaluminosas a levemente peraluminosas, pós-colisionais e de arco vulcânico (granitos de tendencias adakiticas) e do tipo-A do subgrupo A₁. As idades modelo Nd indicam a participação de rochas Paleoproterozoicas na origem das litologias deste complexo.

O complexo em apreço não possui um potencial econômico associado, como a maioria dos complexos anelares.

É recomendável que se utilize a geofísica como uma ferramenta para melhor detalhamento da real forma dos corpos. Também é receitável um melhor entendimento à cerca da correlação entre a orientação dos corpos do Complexo Anelar Caramuru com o sistema de falhas de Afonso Bezerra, distantes aproximadamente 30km.

7 – Referências Bibliográficas

Albarede F., Telouk P., Blichert-Toft J., Boyet M., Agraniér A., Nelson B. 2004. *Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68:2725-2744.

Almeida, F.F.M. Origem e Evolução da Plataforma Sul Americana. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. Boletim, 241, 36p.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.

Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de e Fuck, R. A., 1981. *Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews*, 17, 1-29. Banco de dados IAG-USP. Disponível em <ftp://ftp.iag.usp.br/>. Acesso em Abril 2011.

Angelim L.A.A., Nesi J.R., Torres H.H.F., Medeiros V.C., Santos C.A., Veiga Junior. J.P., *et al.* 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte — Escala 1:500.000. Recife, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 119 p.

Angelim L.A.A., Nesi J.R., Torres H.H.R., Medeiros V.C., Santos C.A., Veiga Júnior J.P., Mendes V.A. 2007. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 119p.

Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, J. R. C., Wanderley, A. A., Forgiarini, L. L., Medeiros, M. de F. Folha SB.24-Jaguaribe. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M. E., Ramos, M. A . B., Jesus, J. D. A. de (eds.), 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.

Archanjo, C.J., 1993. *Fabriques de plutons granitiques et deformation crustale du nord-est du Bresil. Toulouse III, These d'Universite*, 167 p.

Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. *Geology of the northern Borborema Province, and its correlations with Nigeria, NW Africa. In Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Witt, M.J. West Gondwana, Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications*, 294, pp.49-67.

Atherton, M.P., Petford, N., 1993. *Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature* 362, 144–146.

Bertrand, J. M. & Jardim de Sá, E. F., 1990. *Where are the Eburnean-Transamazônico Collisional Belts?* *Can. J. Earth. Sci.* 27, 1382-1393.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S., 2000. *Tectonic settings and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt.* *Revista Brasileira de Geociencias*, 30: 184-187.

Bonin, B., 1990. *From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis.* *Geol. J.*, 25, 261-270.

Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F, Ferrag S., 1998. *Alkali-calcic and alkaline postorogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings.* *Lithos*, 45: 45-70.

Borges, S. V. F., 1996. *Geologia da região do Médio Curimataú (PB) e o alojamento do granito Dona Inês associado a zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de mestrado, 139p.

Brito Neves, B. B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-cambriano Nordestino.* São Paulo. 198p. (Tese de Doutorado, IG/USP).

Brito neves, B. B. & Pessoa, R.J.R. 1974. *Considerações sobre rochas graníticas de nordeste oriental.* In: SBG, *Congr. Bras. Geol.*, 28. Porto Alegre, 4: 143-157.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. *Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.* *Precambrian Res.* 53, 23–40.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., and Van Schmus, W. R., 2000. *Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil, in Cordani, U. G. et al., eds., Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, p. 151–182.*

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., 2001. *O “Sistema Pajeu-Paraíba” e o “Maciço” São José de Campestre no leste da Borborema.* *Revista Brasileira Geociencias* 31 (2), 173–184.

Brito Neves, B. B. ; GUIMARAES, I. P. ; Santos, E. J. ; Van Schmus, W. R. ; Campos neto, M. C., 2003. *Geology, Geochemistry and Geochronology (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd and Ar-Ar) of the orthogneisses of the Alto Pajeú Terrane. Short Papers- IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador-BA, Salvador-Bahia, v. 1, n. 1, p. 155-157.*

Buhn B, Pimentel, M.M, Matteini M and Dantas E.L. 2009. *High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectroetry (L-C-ICPMS).* *An Acad Bras Cienc* 81: 99-114.

Caby, R. 1989. *Pré-cambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south atlantic fit*. In: DALLMEYER, R. D. ed, *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. USA, Geol. Amer. Spec. Pap. 230, P. 145-158.

Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M. H., and 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*: Berlin, Springer, p. 373–397.

Castro, N.A.; Ganade de Araujo, C.E; Miguel A.S. Basei; Osako, L.S.; Nutman, A.A.; Liu, D.(2012). *Ordovician A-Type granitoid magmatism on the Ceará Domain, Borborema Province, NE-Brazil*. South American Earth Sciences 36. 18-31.

Chung, S. L., Liu, D. Y., Ji, J. Q., Chu, M. F., Lee, H. Y., Wen, D. J., Lo, C. H., Lee, T. Y., Qian, Q., and Zhang, Q., 2003. *Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet*. *Geology*, 31 (11): 1021–1024.

Costa, L. S. Petrologia do pluton granito Serra Verde, porção leste do Domínio Seridó, 2009.. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 58 p.

Cremonini, O.A.; Goulart, J.P.M.; Soares, U.M. 1996. O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: UNESP, Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 4, São Paulo, Boletim, 89-93.

Dantas E.L. 1996. Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 208p.

Dantas, E. L.; Hackspacher, P. C.; Van Schmus, W. R. e Brito Neves, B. B. 1997. Arcabouço crono-estratigráfico do Maciço Caldas Brandão - RN - Província Borborema - NE do Brasil. In: SBG, Província Borborema. In: SBG, Simp. Geol. NE, 14, Recife, *Boletim*, 248-252.

Dantas, E. L.; Hackspacher, P. C. ; Van Schmus, W. R. ; Neves, B. B.B. 1997. Archean accretion in the Caldas Brandao Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 221-228,

Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., 1998. *Archean accretion in the São Jose do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil*. *Revista Brasileira de Geociencias* 28, 221–228.

Dantas, E.L., Galindo, A.C., Laux, J.H., Soraia, M.C.M., Souza, Z.S., da Silva, F.C.A., 2005. Magmatismo anorogênico ordoviciano na porção centro norte do Domínio Seridó, Província Borborema: o Granito Flores. XXI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife-PE, Resumos expandidos, pp. 135e137.

Dantas, E. L., Van Shums, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter A. H.; Britos Neves, Cordani, U., Nutman, A. p., Willians, I. S 2004. *The 3,4-3,5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: Remnants of the crust in South America*. Precambrian Research, 130: 113-137.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. *Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere*. Nature 347, 662–665.

DePaolo, D.J. 1981. *A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granite batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California*. J. Geophys. Res. 86: 10470-10488.

De Wit, H.A.; Hindar, A. & Hole, L. (2008). *Winter climate affects long-term trends in streamwater nitrate in acid-sensitive catchments in southern Norway*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 393-403.

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 do Campestre, sudeste do RN. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, UFRN. 175p.

Dong, S. B., Tian, W., 2003. *The nomenclature, characteristics and petrogenesis of adakite*. *Earth Science Frontiers*, 11(4).585-594 (in Chinese with English abstract).

Ducea, M., Salleeby, J., 1998. *Crustal recycling beneath continental arcs: silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California*. *Earth and Planetary Science Letters* 156, 101–116.

Eby, G.N. 1992. *Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications*. *Geology*, 20: 641-644.

Ferré, E.C., Déléris, J., Bouchez, J.-L., Lar, A.U., Peucat, J.J., 1996. *The Pan-African reactivation of Eburnean and Archaean provinces in Nigeria: structural and isotopic data*. *J. Geol. Soc. Lond.* 153, 719–728.

Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J., Capdevila, R., Monié, P., 1998. *Pan-African post-collisional, ferro-potassic granite and quartzmonzonite plutons of Eastern Nigeria*. *Lithos* 45, 255–279.

Fetter, A.A., 1999. *U/BP and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil; Implications for the Assembly of Gondwana*. PhD Thesis, University of Kansas, 164 p.

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

Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., Liu, X. M., Liu, Y. S., Xu, W. L., Lin, W. L., Ayers, J., Wang, X. C., Wang, Q. H. (2004). *Recycling lower continental crust in the North China craton*. Nature 432, 892-897.

Gioia S.M., Pimentel, M. M. 2000. A metodologia Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 72:219-245.

Griffin, W.L., Zhang, A.D., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., 1998. *Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton*. In: Flower, M., Chung, S.L., Lo, C.H., Lee, Y.Y. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Geodyn. Ser., vol. 27. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 107–126.

Guimarães, I. P., Da Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Van Schmus, W. R., Araújo, J. M. M., Melo, S. C., Melo, E. B. *Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach*. Precambrian Research, v. 135, p. 23-53, 2004.

Guimarães, I.P.; Da Silva Filho, A.F.; Almeida, C.N.; Van Schmus, W.R.; Araujo, J.M.M.; Melo, S.C.; Melo, E.B. 2009. *Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria*. Gondwana Research. 15: 98-110.

Hackspacher, P.C., Corsino, A.R, Srivastava, N.K., Tiriba, V.F., 1985. A falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na bacia emersa – RN. Boletim UFRN/CCE/DG, v.10, p.33-44.

Hadj-Kaddour, Z., Liégeois, J.-P., Demaiffe, D., Caby, R., 1998. *The alkaline–peralkaline post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late aluminous differentiation*. Lithos 45, 223–243.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward M.P. & Ries A.C. (eds) 1986. Collision Tectonics. Geol. Soc. Am. Spec. Publ. n°19, p.67-81.

Hollanda, M. H. B. M. de. 1995. *Mapeamento geológico e petrografia do Plúton de Japi*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 93p.

Hollanda, M. H. B. M.; Pimentel, M. M.; Jardim De Sá, E. F. *Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks*. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 885-900, 2003.

Irvine, T. N., Baragar, W.R.A. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p.523-548, 1971.

Jahan, B. –M., Glikson, A. Y., Peucat, J.J., Hickman, A. H., 1981. *REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 : 1633-52.

Janasi, V. A. 1993. *Petrogenesis and tectonic setting of the neoproterozoic Capituva K-syenitic massif, SW Minas Gerais, Brazil*. *Rev. Bras. Geoc.*, 23 (2): 129-138.

Jardim de Sá, E. F., Legrand, J. M., McCreath, I. 1981. "Estratigrafia" de rochas graníticas na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Ver. Bras. Geoc.* 11: 50-57.

Jardim De Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana: *Unpubl. Ph.D. thesis*, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil, 834 p.

Johnston A. D. and Wyllie P. J., 1988. *Constraints on the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nuk gneiss with H₂O at 15 kbar*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100 p, 35-46.

Kahoui, M., 1988. *Etude dun complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique: incidence métallogénique (Cas du Djebel Drissa, massif des Eglab, Algérie)*. *These Doctoral de Université de Nancy I*, 258 p.

Kahoui, M., Drareni, A., Fabre, J., Peucat, J.-J., Kaddour, M., 1996. *Nge eburneen du complexe annulaire alcalin du Djebel Drissa (Est de la Dorsale Re'guibat, Algérie)*. *Memoires du Service Géologique de l'Algerie* 8, 15–22.

Kahoui, M., Mahdjoub, Y., 2004. *An Eburnian alkaline–peralkaline magmatism in the Reguibat rise: the Djebel Drissa ring complex (Eglab Shield, Algeria)*. *J. Afr. Earth Sci.* 39, 115–122.

Kelemen, P.B., Shim & N. and Dunn, T., 1993. *Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: portioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle*. Earth and planetary Science Letters, 120, III-134.

Kosler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Turbrett, M. & Pedersen, R.B. 2002. *U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies—a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques*. Chemical Geology, 182:605-618.

Kozuch, M., 2003. *Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their Bearing Tectonic Setting*. PhD Thesis, Kansas University, USA, 199 p.

Leech, M. L. 2001. *Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse*, Earth Planet. Sci. Lett., 185, 149 – 159.

Liégeois, J.P. and Black, R., 1987. *Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali)*. In: *Alkaline Igneous Rocks (J.G. Fitton and B.J.G Upton, eds)*, Geological Society Special Publication, London, **30**, 381-401.

Liégeois, J.-P., Diombana, D., Black, R., 1996. *The Tessalit ring complex (Adrar des Iforas, Malian Tuareg Shield): a Pan-African, post-collisional, syn-shear, alkaline granite intrusion*. In: *DemaiFFE (Ed.), Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crust*. Université Libre de Bruxelles. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, pp. 227– 244.

Liégeois J.P. 1998. *Some words on the post-collisional magmatism*. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. Lithos, 45:xv-xvii.

Loiselle, M. C., Wones, D. R. 1979. *Characteristics and origin of anorogenic granites*. Geological Society of America. Abstracts with programs, v. 11, p. 468.

Ludwig K.R., 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55p.

Maniar P.D. & Piccoli, P.M. 1989. *Tectonic discrimination of granitoids*. Geological Society of America Bulletin, 101:635-643.

Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Bühn, B (2010). *In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil*. Gondwana Research 17.1-12.

McMurry, J.; Long, L.E.; Sial, A.N. (1987). *Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of northeastern Brazil*. *Rev. Bras. Geoc.*, **177**: 473-480.

McReath, I.; Galindo, A. C. (2002). *The Umarizal igneous association, Borborema province, NE Brazil: implications for the genesis of a-type granites*. *Gondwana Research*, v. 5, n. 2, p. 339-353.

Meen, J.K., 1987. *Formation of shoshonites from calc-alkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 333–351.

Meen, J.K., 1990. *Elevation of potassium contents of basaltic magmas by fractional crystallization: the effect of pressure*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 309–331.

Menzies, M.A., Fan, W., Zhang, M., 1993. *Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and loss of N120 km of Achaean lithosphere, Sino-Korean craton, China*. In: Pritchard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics* Geological Society, London, *Special Publication*, vol. 76, pp. 71–81.

Middlemost E.A.K. 1994. *Towards a Comprehensive Classification of Igneous Rocks and Magmas*. *Earth Sci. Rev.*, 31:73-87.

Moraes Neto, J.M de, 2009. *Thermochronology, landscape evolution and denudational history of the eastern Borborema Province, NE-Brazil*. PhD thesis, *The University of Queensland, Australia*, p. 240.

Nascimento, R. S. C. ; Galindo, A. C.; Jardim de Sá, E. F. & Lardeaux, J. M. 1997. Granitóides brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos: caracterização geoquímica preliminar. In: SBG, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim 15*, 288-292.

Nascimento, R. S. C. (1998). *Petrologia dos granitoides Brasileiros associados à zona de cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB)*. Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, *Dissertação de mestrado*, 133p.

Nascimento, M. A. L. 2000. *Petrologia do magmatismo tardi-Brasileiro no maciço São José do Campestre (RN/PB), com ênfase no pluton alcalino Caxexa*. *Dissertação de mestrado, Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 141p.

Nascimento, M. A. L., Medeiros, V. C., Galindo, A. C. 2008. Magmatismo Edicarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE Brasil. *Estudos geológicos*, 18(1): 4-29.

Niu, Y. (2005). *Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. Geological Journal of China Universities*, 11, 9 –46.

Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology*, Vol. 259, p. 956-983.

Pearce J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-133.

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

Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Gioia, S. M. C. L. *The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 35-39, 2000.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço Mediano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 24, 104 e111.

Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. *Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. Chemical Geology* 160, 335–356.

Rapp, R.P., Xiao, L., Shimizu, N., 2002. *Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China. Acta Petrologica Sinica* 18, 293–311.

Santos, E. J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219 p.

Santos, E.J. dos, Melo, C.B.M. 1978. Diversidade do plutonismo granítico do nordeste. In: Congr. Bras. Geol., 30. Recife, 1978. Anais. Recife, SBG. v.6, p.2624-2634.

Santos, E.J., 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província da Borborema. Doctor Thesis, Universidade de São Paulo, 220 pp.

- Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Cong. Bras. Geol., 39., 1996, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. p. 47-50.
- Santos E. J. & Medeiros V. C. 1999. *Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, 29: 73-84.
- Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B. BA Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul - Americana. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti E J. H. GONÇALVES (editores) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRMSGB. Brasília, 674p. 2003.
- Sial, A.N., 1986. *Granite-types in northeast Brazil: current knowledge*. Revista Brasileira de Geociências 16 (1), 54–72.
- Sial, A.N. 1987. *Granitic rocks in northeast Brazil*. In: *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner.*, 1st, Salvador, *Anais*, 61-69.
- Sial, A.N. 1993. *Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian foldbelts, in Northeastern Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Geociências, 141-162p.
- Silva, D. R.V., Souza, Z. S., 2012. Petrografia e textura do pluton granitoide pós-colisional Serra da Macambira, Neoproterozóico da Província Borborema (Nordeste do Brasil). Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Natal (RN), Brasil.
- Sylverter, P.J. 1989. *Post-collisional alkaline granites*. J. Geol, 97:261- 280.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model*. Earth Planetary Science Letters 26, 207–221.
- Streckeisen, A. L. & Le Maitre, R. W. 1979. *A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 136, 169-206
- Sun S. & McDonough W. F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Souders, A.D. & Norry M.J. (Eds). *Magmatism in Ocean Basins*, Geol. Society. (42) 313-345.
- Unrug, R., (1996). *The assembly of Gondwanaland. Episodes*, Ottawa, v.19, p.11-20.

- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., and Babinski, M., 1995. *U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: Initial conclusions: Journal of South American Earth Science*, v. 8, p. 267–288.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Fetter, A. H., and Hackspacher, P. C., 2000. *The Seridó Group, NE Brazil: A late Neoproterozoic (650Ma), precollisional, Brasiliano Flysch basin?: 31st International Geological Congress*, CD-ROM.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M., 2003. *The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. Precambrian Research* 127, 287-327.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. *Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt*, vol. 294. *Geological Society, London, Special Publications*. 69 e 99.
- Vaucher, A., Neves, S. P., Caby, R., Corsini, M., EgydioSilva, M., Arthaud, M., and Amaro, V., 1995. *The Borborema shear zone system, NE Brasil: Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 247–266.
- Wang, Q., Xu J., Zhao Z. (2001a). *The summary and comment on research on a new kind of igneous rock-adakite. Advance in Earth Science*, 16(2): 201-208 (in Chinese with English abstract).
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappel, B.W. (1987). *A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Xu, X.S., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Zhou, X.M., 2000. *Genesis of youth lithospheric mantle in Southeastern China: a LAM-ICPMS trace element study. Journal of Petrology* 41, 111–148.
- Xu, Y.G., 2001. *Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: evidence, timing and mechanism. Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26, 747–757.
- Zhai, M.G., 2004. *Adakite and related granitoids from partial melting of continental lower crust. Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 193-194 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J., 2003. *Discussion on adakite, its ore-bearing potential and some other related Issues. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 22(4): 365-371.

Zhang, Q., Qian, Q., Wang, E., et al., (2001b). *An east China Plateau in mid-ate Yanshanian period: implication from adakites. Chinese Journal of Geology, 36(2): 248-255 (in Chinese with English abstract).*

Zhang, Q., Wang, Y., Qian, Q., Yang, J. H., Wang, Y. L., Zhao, T. P., Guo, G. J. (2001a). *The characteristics and tectonic- metallogenic significance of the adakites in Yanshan Period from eastern China. Acta Petrologica Sinica, 17: 236-244 (in Chinese with English abstract).*

Zheng, J.P., 1999. *Mesozoic–Cenozoic Mantle Replacement and Lithospheric Thinning, East China. China University of Geosciences Press, Wuhan, pp. 1–126 (in Chinese with English abstract).*

Anexo I

Amostras	Monzonitos					
	GLL-03B	GLL-08A	GLL-20B	GLL-29A	GLL-09A1	GLL-09A2
Quartzo	18	19	12	20	15	18
Plagioclásio	24	25	35	42	50	48
Anfibólio	20	11	8	13	7	6
Biotita	22	32	40	20	18	20
Titanita	9	4	<1	5	5	5
Opacos	4	5	5	<1	3	2
Apatita	<1	1	<1	<1	---	---
Zircão	<1	<<1	<<1	<1	<1	<<1
Total	97	97	100	100	98	99

Amostras	Quartzo-Sienitos	
	GLL-23A	GLL-23B
Quartzo	19	23
Plagioclásio	25	24
K-f	37	42
Anfibólio	3	3
Biotita	8	5
Titanita	3	1
Opacos	4	2
Epidoto	<1	<1
Zircão	<1	<1
Total	99	100

Amostras	Quartzo-Monzonitos	
	GLL-051	GLL-052
Quartzo	15	12
Plagioclásio	27	26
K-f	19	---
Anfibólio	5	10
Biotita	18	16
Titanita	4	6
Opacos	4	4
Epidoto	<1	<1
Zircão	<1	<1
Total	92	74

Amostras	Monzogranitos			
	GLL-03C	GLL-18A	GLL-18C	GLL-20A
Quartzo	20	18	27	24
Plagioclásio	28	38	35	25
K-f	27	10	2	30
Anfibólio	2	3	8	4
Biotita	12	18	18	12
Titanita	7	3	5	2
Opacos	2	5	4	3
Apatita	---	<1	---	<1
Epidoto	<1	<1	<1	<1
Zircão	<1	<<1	<<1	<<1
Total	98	95	99	100

Amostras	Granitos						
	GLL-03A1	GLL-03A2	GLL-16B	GLL-18B	GLL-21	GLL-28	GLL-29B
Quartzo	18	21	32	30	23	28	18
Plagioclásio	25	27	24	17	26	23	22
K-f	40	38	35	32	34	34	42
Anfibólio	1	1	---	---	<1	---	1
Biotita	12	8	5	18	10	10	10
Titanita	2	3	---	1	4	1	2
Opacos	2	2	3	2	3	2	3
Epidoto	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zircão	<1	<1	<1	<<1	<1	<1	<1
Total	100	100	99	100	100	98	98

Anexo II

Major (wt%) and trace (ppm) elements concentrations

No.	1	2	3	4	5	6	7	8
Sample	GLL-09A	GLL-29A	GLL-08A	GLL-03B	GLL-05	GLL-23B	GLL-23A	GLL-03C
SiO2	52.73	53.02	53.46	53.97	59.79	61.07	62.33	67.06
TiO2	2.33	1.86	1.86	1.86	1.61	0.61	0.67	0.54
Al2O3	15.80	16.03	16.29	16.11	15.29	16.98	16.20	15.74
Fe2O3	10.64	9.87	10.63	8.44	7.26	6.29	6.50	3.19
MnO	0.13	0.13	0.14	0.12	0.09	0.10	0.10	0.03
MgO	3.48	4.27	2.82	3.42	2.01	0.73	0.81	0.94
CaO	5.34	5.64	4.50	5.19	4.09	2.05	2.14	2.03
Na2O	4.04	4.14	4.28	4.03	3.55	4.84	3.80	3.55
K2O	3.08	3.02	3.93	4.48	4.27	6.30	6.05	5.60
P2O5	1.25	0.72	0.92	0.92	0.76	0.35	0.40	0.18
Cr2O3	<0.002	0.007	<0.002	0.004	0.004	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	0.8	0.9	0.8	1.1	0.9	0.4	0.7	0.7
Total	99.60	99.65	99.63	99.59	99.58	99.68	99.66	99.53
Ni	26.8	43.4	16.1	32.4	16.9	1.3	2.4	7.8
Co	61.1	50.1	41.3	43.6	43.9	39.7	47.8	54.2
Sc	12	14	10	13	11	8	8	2
V	107	98	76	96	80	<8	10	28
Pb	1.8	2.4	3.2	4.0	5.2	5.0	4.7	7.7
Rb	75.2	92.3	117.4	241.0	125.0	160.1	180.7	188.4
Cs	0.7	1.2	1.0	1.3	0.6	0.8	0.6	0.9
Ba	1078	863	1132	1270	1454	1078	1042	2045
Sr	767.0	594.3	556.7	628.0	506.0	184.7	177.3	408.3
Ga	19.4	19.4	22.3	20.1	20.4	24.4	23.9	19.4
Ta	2.5	2.0	2.8	2.2	2.0	2.7	2.0	1.7
Nb	40.4	30.2	45.3	32.5	32.6	70.9	60.4	20.5
Hf	6.8	6.5	9.3	8.9	11.4	15.8	15.6	10.1
Zr	279.9	262.7	363.0	351.7	483.4	682.4	645.1	414.6
Y	38.4	31.8	36.2	40.8	42.6	41.7	46.7	11.7
Th	7.5	6.9	6.9	4.8	8.2	8.9	12.1	35.6
U	1.8	1.5	1.8	1.3	1.2	1.6	1.3	1.5
La	59.4	45.1	58.2	71.8	92.4	56.2	78.7	166.8
Ce	135.5	101.5	127.6	146.8	199.7	122.4	175.4	301.2
Pr	16.14	11.65	14.84	17.55	21.92	13.66	18.54	29.54
Nd	65.7	47.5	61.5	67.3	82.3	52.1	69.0	94.6
Sm	12.15	8.91	10.95	11.79	13.60	10.32	11.97	11.12
Eu	3.14	2.43	2.92	2.75	2.80	2.32	2.35	1.99
Gd	10.23	7.93	9.51	10.08	10.83	8.79	10.18	6.32
Tb	1.46	1.18	1.37	1.43	1.55	1.44	1.56	0.68
Dy	7.65	6.10	7.32	7.57	8.06	7.80	8.59	2.86
Ho	1.34	1.21	1.30	1.40	1.50	1.54	1.66	0.38
Er	3.63	3.30	3.47	3.97	4.10	4.34	4.59	0.96
Tm	0.50	0.46	0.48	0.55	0.56	0.62	0.67	0.13
Yb	3.27	3.08	3.01	3.49	3.56	4.23	4.66	0.73
Lu	0.46	0.44	0.43	0.50	0.50	0.64	0.68	0.10

Major (wt%) and trace (ppm) elements concentrations

No.	9	10	11	12	13	14	15	16
Sample	GLL-10	GLL-11	GLL-01	GLL-16C	GLL-03A	GLL-15	GLL-32	GLL-28
SiO ₂	67.55	68.50	69.18	69.37	69.39	69.42	70.45	70.47
TiO ₂	0.68	0.39	0.46	0.37	0.53	0.40	0.25	0.42
Al ₂ O ₃	14.44	15.82	14.39	15.37	14.35	15.41	14.96	14.31
Fe ₂ O ₃	3.90	2.54	3.23	2.39	3.30	2.51	2.13	2.74
MnO	0.06	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02	0.03	0.05
MgO	0.76	0.69	0.56	0.63	0.66	0.64	0.50	0.52
CaO	1.78	2.01	1.41	1.86	1.54	1.84	1.69	1.39
Na ₂ O	3.48	3.69	3.52	3.44	3.52	3.45	3.21	3.28
K ₂ O	5.54	5.66	5.92	5.56	5.48	5.59	5.59	5.77
P ₂ O ₅	0.28	0.12	0.16	0.12	0.20	0.14	0.13	0.16
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	1.2	0.2	0.9	0.5	0.7	0.2	0.7	0.6
Total	99.67	99.65	99.74	99.62	99.70	99.64	99.65	99.74
Ni	4.7	3.0	2.7	4.9	3.9	4.8	2.8	2.8
Co	59.5	32.8	57.9	61.1	71.3	30.9	73.1	43.2
Sc	6	2	4	2	5	2	2	4
V	26	21	15	21	20	22	16	18
Pb	7.1	5.0	10.3	5.8	6.6	5.3	7.6	6.5
Rb	196.2	165.6	191.7	156.9	173.4	164.0	181.3	218.5
Cs	1.4	0.8	0.8	0.8	0.5	1.0	1.2	0.9
Ba	935	1710	788	1701	809	1739	1428	742
Sr	254.3	383.2	181.2	381.7	208.8	371.6	320.6	188.8
Ga	19.1	18.3	19.1	18.4	18.5	17.9	16.6	17.8
Ta	3.0	1.1	2.7	0.9	3.1	1.5	0.9	3.6
Nb	37.7	13.4	36.2	12.1	34.3	17.8	9.9	37.4
Hf	11.2	7.8	9.1	7.6	10.9	7.8	6.6	8.5
Zr	424.3	309.5	339.4	302.1	386.4	306.1	230.9	311.9
Y	39.7	6.5	32.1	5.1	33.9	9.2	5.8	35.3
Th	24.8	36.0	22.9	33.7	25.3	32.6	40.2	44.7
U	3.4	1.0	2.5	1.2	2.4	1.5	2.5	5.0
La	119.0	110.7	89.6	109.6	103.7	102.4	95.2	112.9
Ce	237.3	205.3	181.4	202.8	206.4	187.8	175.2	220.1
Pr	23.97	18.92	18.39	18.44	20.64	17.51	15.27	21.94
Nd	81.3	59.7	61.7	58.0	69.6	56.0	47.1	71.3
Sm	12.28	7.23	9.49	6.26	10.25	7.64	5.82	10.82
Eu	1.94	1.30	1.43	1.10	1.41	1.38	1.01	1.35
Gd	9.53	4.11	7.38	3.42	7.98	4.76	3.13	8.20
Tb	1.36	0.43	1.09	0.30	1.19	0.56	0.32	1.21
Dy	7.25	1.79	5.86	1.15	6.28	2.25	1.34	6.68
Ho	1.36	0.23	1.08	0.16	1.16	0.32	0.19	1.24
Er	3.90	0.58	3.26	0.40	3.35	0.73	0.52	3.62
Tm	0.56	0.07	0.48	0.05	0.50	0.10	0.08	0.52
Yb	3.66	0.42	3.10	0.33	3.32	0.53	0.52	3.60
Lu	0.54	0.05	0.47	0.05	0.48	0.07	0.09	0.50

Major (wt%) and trace (ppm) elements concentrations

No.	17	18	19	20	21	22	23	24
Sample	GLL-08C	GLL-29B	GLL-08B	GLL-09C	GLL-16B	GLL-63A	GLL-64B	GLL-53
SiO ₂	70.48	70.89	71.83	73.11	75.24	71.51	62.75	66.75
TiO ₂	0.45	0.46	0.28	0.20	0.04	0.27	1.05	0.79
Al ₂ O ₃	14.28	14.17	14.02	13.65	13.88	14.44	15.40	14.77
Fe ₂ O ₃	2.89	2.66	2.43	2.12	0.53	2.36	6.47	4.56
MnO	0.05	0.03	0.04	0.03	<0.01	0.03	0.09	0.06
MgO	0.51	0.59	0.34	0.19	0.06	0.50	1.52	0.99
CaO	1.42	1.49	1.13	0.83	0.81	1.27	2.85	2.12
Na ₂ O	3.42	3.37	3.35	3.34	3.63	2.90	3.65	3.60
K ₂ O	5.59	5.40	5.72	5.62	5.38	6.14	5.06	5.14
P ₂ O ₅	0.15	0.17	0.12	0.09	<0.01	0.10	0.56	0.31
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	0.5	0.5	0.5	0.6	0.3	0.2	0.3	0.6
Total	99.68	99.71	99.78	99.80	99.88	99.73	99.72	99.68
Ni	2.6	3.3	2.5	0.8	1.2	<20	<20	<20
Co	79.6	61.5	64.1	68.0	75.1	57.0	41.7	45.2
Sc	4	3	3	2	<1	3	7	6
V	18	20	10	<8	<8	10	28	28
Pb	8.2	5.2	7.3	7.3	6.5	12.5	5.6	8.5
Rb	151.8	142.7	148.1	150.9	168.8	188.9	144.2	163.1
Cs	1.0	0.7	0.5	1.4	1.7	0.6	0.7	0.6
Ba	766	778	617	505	242	895	897	1044
Sr	201.8	250.9	161.0	124.8	139.6	225.8	382.5	248.2
Ga	17.1	18.4	18.0	18.9	17.8	15.8	17.7	17.6
Ta	3.8	2.2	2.4	2.5	4.4	0.6	2.8	2.6
Nb	38.4	30.8	33.0	35.8	31.6	8.8	39.8	34.4
Hf	10.3	10.1	7.7	6.7	3.5	6.9	6.3	11.4
Zr	343.8	357.0	254.1	232.0	43.8	255.0	241.4	454.9
Y	42.6	24.8	27.4	22.5	11.7	6.8	30.3	32.8
Th	45.0	31.2	21.1	17.7	18.4	58.3	21.9	14.0
U	3.6	4.8	2.5	3.7	15.4	2.2	3.4	2.6
La	132.6	89.0	79.7	62.5	3.1	123.9	63.5	86.9
Ce	262.1	177.1	167.1	133.0	7.7	226.7	127.6	176.1
Pr	25.84	17.43	16.59	14.51	0.90	20.67	14.05	18.64
Nd	86.1	57.6	55.4	49.7	3.9	60.9	49.8	64.3
Sm	12.81	8.42	8.61	7.80	1.09	7.70	8.44	10.87
Eu	1.57	1.38	1.31	1.19	0.25	1.02	1.99	1.71
Gd	9.86	6.23	6.63	5.50	1.34	5.21	7.48	8.98
Tb	1.46	0.87	0.99	0.80	0.28	0.50	1.15	1.27
Dy	7.61	4.60	5.12	4.41	1.80	1.64	5.75	6.14
Ho	1.42	0.85	0.96	0.80	0.40	0.25	1.10	1.22
Er	4.09	2.40	2.71	2.40	1.46	0.85	3.07	3.42
Tm	0.60	0.36	0.42	0.37	0.28	0.09	0.46	0.49
Yb	3.83	2.55	2.81	2.61	2.31	0.61	2.85	3.09
Lu	0.53	0.38	0.42	0.39	0.43	0.10	0.43	0.52

Major (wt%) and trace (ppm) elements concentrations

No.	25	26	27	28	29	30	31	32
Sample	GLL-66	GLL-49B	GLL-48	GLL-59A	GLL54	GLL-46A	GLL-63B	GLL-56A
SiO ₂	72.45	63.71	59.33	74.93	68.93	51.72	70.96	52.13
TiO ₂	0.18	0.63	0.93	0.19	0.48	1.46	0.27	2.03
Al ₂ O ₃	14.47	15.59	15.64	12.94	14.55	16.18	14.39	16.47
Fe ₂ O ₃	1.78	6.32	8.56	1.71	3.57	10.38	2.36	11.45
MnO	0.03	0.10	0.14	0.03	0.06	0.14	0.03	0.15
MgO	0.35	0.78	1.38	0.26	0.70	5.80	0.50	2.54
CaO	1.35	2.00	2.92	0.99	1.76	7.02	1.28	4.38
Na ₂ O	3.15	4.19	4.54	3.00	3.78	3.67	2.86	4.32
K ₂ O	5.42	5.62	4.77	5.44	5.32	1.91	6.19	4.20
P ₂ O ₅	0.07	0.38	0.89	0.04	0.20	0.49	0.10	1.19
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.011	<0.002	<0.002
LOI	0.5	0.4	0.7	0.3	0.4	0.9	0.8	0.7
Total	99.79	99.72	99.75	99.85	99.76	99.72	99.70	99.60
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	82	<20	<20
Co	43.0	40.5	20.4	67.5	41.7	46.7	60.1	45.2
Sc	2	7	7	3	4	17	2	10
V	10	<8	11	<8	16	117	13	120
Pb	9.7	5.1	4.9	9.0	7.7	1.1	10.6	2.1
Rb	139.4	145.0	130.2	200.4	145.1	45.9	186.5	198.3
Cs	1.0	0.4	0.7	1.1	0.5	0.5	0.7	2.1
Ba	929	847	912	216	744	503	1094	1317
Sr	216.5	148.4	272.0	62.2	168.3	437.8	237.6	578.8
Ga	12.9	21.2	20.2	14.5	17.4	16.9	14.1	24.9
Ta	0.4	2.8	3.5	1.7	3.0	1.1	0.5	3.2
Nb	5.8	55.8	48.2	21.8	38.7	15.1	8.7	57.4
Hf	5.2	12.1	6.2	5.6	9.4	3.1	6.8	8.7
Zr	169.3	538.5	266.3	176.7	375.1	132.6	258.8	416.6
Y	5.3	37.2	35.6	14.8	29.7	21.1	8.7	40.4
Th	28.8	7.4	9.0	42.0	19.6	6.5	64.0	3.9
U	5.6	1.0	1.3	6.3	2.6	1.0	2.0	2.5
La	65.2	72.1	53.1	70.0	82.9	25.5	149.7	61.7
Ce	107.6	142.8	111.1	132.7	162.8	51.4	253.3	127.9
Pr	10.28	15.96	13.11	13.46	16.50	6.04	24.38	16.16
Nd	31.7	65.2	53.4	45.3	52.9	23.9	76.9	68.3
Sm	3.94	10.82	10.17	6.41	8.67	5.16	9.31	12.48
Eu	0.70	2.00	2.60	0.57	1.50	1.50	1.14	3.24
Gd	2.86	8.94	9.20	4.60	7.52	4.86	6.24	10.80
Tb	0.29	1.32	1.33	0.56	1.07	0.81	0.57	1.46
Dy	1.25	6.78	6.92	2.62	5.89	4.05	1.95	8.13
Ho	0.17	1.30	1.29	0.55	1.06	0.82	0.32	1.50
Er	0.60	3.90	3.52	1.48	3.09	2.19	0.74	3.94
Tm	0.06	0.53	0.51	0.23	0.48	0.31	0.10	0.56
Yb	0.48	3.78	3.09	1.76	2.88	1.91	0.81	3.31
Lu	0.08	0.56	0.46	0.26	0.47	0.27	0.12	0.47

Major (wt%) and trace (ppm) elements concentrations

No.	33	34	35	36	31	32	33	34
Sample	GLL-46C	GLL-61	GLL-43A	GLL-57	GLL-43B	GLL-59B	GLL-49A	GLL-59C
SiO ₂	73.32	71.31	59.88	52.27	71.63	62.08	62.81	64.55
TiO ₂	0.27	0.28	1.62	2.08	0.39	1.35	0.67	1.13
Al ₂ O ₃	13.64	14.41	15.26	16.04	13.79	14.97	15.71	14.68
Fe ₂ O ₃	1.83	2.32	7.33	11.25	2.19	6.73	6.58	5.57
MnO	0.02	0.02	0.09	0.14	0.02	0.09	0.11	0.08
MgO	0.48	0.49	1.99	3.47	0.42	1.65	0.83	1.35
CaO	1.23	1.58	4.07	5.14	1.14	3.29	2.08	2.84
Na ₂ O	2.87	3.01	3.38	3.98	3.57	3.31	4.24	3.28
K ₂ O	5.56	5.74	4.26	3.69	5.38	4.88	5.59	4.98
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.76	1.05	0.11	0.74	0.40	0.58
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	0.003	0.004	<0.002	0.002	<0.002	<0.002
LOI	0.4	0.4	0.9	0.5	1.1	0.5	0.7	0.6
Total	99.73	99.65	99.57	99.60	99.76	99.58	99.66	99.63
Ni	<20	<20	22	33	<20	<20	<20	<20
Co	54.1	59.2	45.5	46.3	71.7	44.8	32.8	65.1
Sc	3	2	11	13	3	9	8	8
V	68	60	122	131	46	91	34	76
Pb	7.5	7.6	4.2	2.3	10.8	6.4	3.8	7.0
Rb	126.2	170.1	140.9	107.5	155.5	143.5	160.3	186.9
Cs	0.6	0.8	1.9	0.9	0.8	0.7	0.5	1.3
Ba	810	1630	1515	1265	828	1556	1088	1231
Sr	211.3	317.4	525.2	586.5	195.1	474.2	169.4	359.2
Ga	17.6	15.8	20.7	21.9	17.3	18.8	22.8	19.6
Ta	2.7	0.6	2.9	2.4	2.2	2.4	2.7	2.7
Nb	32.3	8.9	52.2	42.7	28.1	40.4	65.1	35.7
Hf	8.4	6.1	11.3	6.3	5.8	11.6	14.9	10.7
Zr	273.3	277.3	491.5	298.9	228.8	542.4	674.1	450.9
Y	26.3	5.8	48.6	37.3	27.1	40.0	45.1	38.3
Th	53.1	38.3	9.1	6.4	27.3	11.6	9.1	17.2
U	6.2	1.8	1.8	1.3	5.7	1.9	1.2	3.0
La	123.9	107.4	65.8	57.6	68.2	97.3	102.0	90.5
Ce	221.9	170.5	145.1	122.6	119.7	188.0	192.8	172.5
Pr	21.90	16.53	19.55	15.04	12.94	21.99	22.03	20.00
Nd	66.1	49.0	74.0	55.8	43.4	77.3	76.4	68.9
Sm	9.03	5.92	14.87	11.20	7.68	13.28	13.58	11.83
Eu	1.11	0.88	2.71	3.00	1.41	2.63	2.46	2.22
Gd	7.30	3.62	12.84	10.31	6.15	10.96	11.06	9.81
Tb	0.86	0.32	1.81	1.37	0.90	1.46	1.57	1.34
Dy	4.32	1.23	9.28	7.37	4.88	7.46	8.21	6.70
Ho	0.84	0.20	1.85	1.47	1.01	1.31	1.62	1.34
Er	2.44	0.63	5.09	3.61	2.58	4.15	4.82	3.98
Tm	0.39	0.10	0.69	0.54	0.40	0.59	0.67	0.56
Yb	2.67	0.78	4.48	3.21	2.76	4.03	4.44	3.84
Lu	0.42	0.11	0.63	0.44	0.39	0.56	0.67	0.55

Anexo III

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/144Nd	error (%)	143Nd/144Nd	±2sigma	età	(143Nd/144Nd)t	error t	eNd(0)	eNd(t)	error (t)	T(DM)
				1	<i>measured</i>		(Ma)						Ga
GLL-01	10.104	63.717	0.0959	±0.0010	0.511429	± 0.000001	520	0.511102	0.000003	-23.58	-16.91	±0.07	2.089
GLL-03A	12.261	67.066	0.1105	±0.0011	0.511382	± 0.000002	520	0.511006	0.000004	-24.5	-18.80	±0.08	2.463
GLL-03B	10.678	71.74	0.09	±0.0009	0.511566	± 0.000001	520	0.511259	0.000003	-20.9	-13.84	±0.06	1.817
GLL-03C	11.777	95.99	0.0742	±0.0007	0.5111	± 0.000001	520	0.510847	0.000003	-30	-21.89	±0.05	2.125
GLL-05	13.889	81.697	0.1028	±0.0010	0.511427	± 0.000002	520	0.511077	0.000004	-23.63	-17.41	±0.08	2.225
GLL-08A	12.234	64.648	0.1144	±0.0011	0.511789	± 0.000002	520	0.511399	0.000004	-16.55	-11.11	±0.09	1.922
GLL-08B	9.325	57.211	0.0985	±0.0010	0.511472	± 0.000001	520	0.511136	0.000004	-22.75	-16.24	±0.07	2.080
GLL-08C	13.322	86.582	0.093	±0.0009	0.51129	± 0.000002	520	0.510973	0.000004	-26.3	-19.43	±0.07	2.217
GLL-09A	12.579	68.266	0.1114	±0.0011	0.511686	± 0.000002	520	0.511307	0.000004	-18.57	-12.92	±0.08	2.021
GLL-09C	8.262	51.808	0.0964	±0.0010	0.511497	± 0.000001	520	0.511169	0.000003	-22.25	-15.61	±0.07	2.008
GLL-10	13.133	84.771	0.0936	±0.0009	0.511353	± 0.000001	520	0.511034	0.000003	-25.07	-18.24	±0.07	2.147
GLL-11	5.396	45.471	0.0717	±0.0007	0.511075	± 0.000003	520	0.510831	0.000004	-30.48	-22.21	±0.08	2.114
GLL-15	7.266	56.294	0.078	±0.0008	0.511097	± 0.000004	520	0.510831	0.000005	-30.06	-22.20	±0.09	2.189
GLL-16B	1.122	3.591	0.1888	±0.0019	0.511519	± 0.000001	520	0.510876	0.000007	-21.82	-21.33	±0.13	#NUM!
GLL-16C	6.475	56.79	0.0689	±0.0007	0.511056	± 0.000001	520	0.510821	0.000003	-30.86	-22.40	±0.05	2.093
GLL-23A	12.87	72.081	0.1079	±0.0011	0.511631	± 0.000001	520	0.511263	0.000004	-19.65	-13.76	±0.07	2.035
GLL-23B	10.951	56.113	0.118	±0.0012	0.511881	± 0.000003	520	0.511479	0.000005	-14.76	-9.55	±0.10	1.847
GLL-28	5.984	49.012	0.0738	±0.0007	0.511067	± 0.000001	520	0.510816	0.000003	-30.65	-22.51	±0.05	2.156
GLL-29A	9.602	50.197	0.1156	±0.0012	0.511748	± 0.000002	520	0.511354	0.000004	-17.36	-11.99	±0.09	2.011
GLL-29B	8.819	59.546	0.0895	±0.0009	0.511341	± 0.000001	520	0.511036	0.000003	-25.3	-18.20	±0.06	2.090
GLL-32	12.139	75.427	0.0973	±0.0010	0.511296	± 0.000002	520	0.510965	0.000004	-26.18	-19.60	±0.08	2.293