



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL**

HAROLDO MONTEIRO LIMA

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ORTOGNAISSES SIENÍTICOS ALCALINOS
DO TIPO A DE TERRA NOVA-PE, TERRENO RIO CAPIBARIBE, PROVÍNCIA
BORBOREMA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RECIFE 2013

HAROLDO MONTEIRO LIMA

Geólogo (Universidade Federal de Pernambuco, 2010)

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ORTOGNAISSES SIENÍTICOS ALCALINOS
DO TIPO A DE TERRA NOVA-PE, TERRENO RIO CAPIBARIBE, PROVÍNCIA
BORBOREMA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração, Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal, Maio de 2013.

Recife-PE

Catalogação na fonte
Bibliotecário Marcos Aurélio Soares da Silva, CRB-4 / 1175

L732p Lima, Haroldo Monteiro.
Petrologia e geoquímica de ortognaisses sieníticos alacalinos do tipo A de Terra Nova -PE, terreno Rio Capibaribe, província Borborema / Haroldo Monteiro Lima. - Recife: O Autor, 2013.
viii, 73 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientadora: Prof^a Dr^a.Valderez Pinto Ferreira.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.
CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2013.
Inclui Referências.

1. Geociências. 2Sienito Alcalino. 3.Granitos. 4.Geoquímica - Pernambuco-Brasil. I. Ferreira, Valderez Pinto (Orientadora). II. Título.

551 CDD (22. ed.)

UFPE
BCTG/2013-215

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ORTOGNAISSES SIENÍTICOS ALCALINOS
DO TIPO A DE TERRA NOVA-PE, TERRENO RIO CAPIBARIBE, PROVÍNCIA
BORBOREMA**

Haroldo Monteiro Lima

Aprovado em ___/___/___

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira (UFPE)

Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial (UFPE)

Prof. Dr. Edilton José dos Santos (CPRM-SUREG/RE)

AGRADECIMENTOS

A Deus, por estar comigo em todos os momentos da vida, sempre me abençoando e me dando forças para continuar enfrentando os desafios que a vida me impõe.

Agradeço aos meus familiares em geral pelo apoio, especialmente a minha mãe Vera Lúcia, que não me deu apenas a vida, mas a base para a educação, onde as condições eram mínimas.

A Profa. Dra Valderez Pinto Ferreira, orientadora da dissertação, agradeço o apoio, a sua dedicação e esforço para despertar o meu interesse pelo conhecimento científico, sua paciência, exigências e observações, que me guiaram na realização desta dissertação.

Gostaria de agradecer ao Dr. Edilton José dos Santos (CPRM-SUREG/RE) por ter acreditado no meu potencial, pelo seu apoio, incentivo, argumentações científicas e sugestões neste trabalho. Tenho orgulho de ter compartilhado alguns momentos da vida ao lado desse mestre, pois com certeza ele sempre será lembrado como nosso Eterno Professor!

Ao nobre Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial, pelo seu apoio, sua colaboração e seu conhecimento compartilhado, nos mostrando o mundo da pesquisa multidisciplinar, vindo a originar muitos discípulos que seguirão seus passos.

A Comissão Examinadora por ter aceitado o convite e disponibilizado seu precioso tempo para a avaliação e correção desse trabalho. Ao CNPQ pelo auxílio financeiro.

Ao meu amigo Prof. Lauro Santos, pela nossa tranquila convivência, pela sua disposição de me acompanhar nas etapas de campo e suas sugestões.

Aos meus colegas de profissão e todos os Professores da Pós-Graduação em Geociências. Enfim a todos que contribuíram para a concretização desta dissertação de forma intelectual.

“Granitic magmas might be characterized as the sweat that oozes out from the body of mother earth during the convulsions of orogeny”

(Eskola, 1932)

RESUMO

O ortognaisse sienítico Terra Nova é um corpo encaixado no Complexo Vertentes, no extremo leste do terreno Rio Capibaribe da Província Borborema, a sul do município de Feira Nova, PE. O sienito ocorre como intrusões tabulares dobradas por tectônica transcorrente relacionada à zona de cisalhamento transcorrente brasileira de Glória de Goitá, que separa o embasamento paleoproterozoico da faixa Feira Nova. As rochas são álcali-feldspato sienitos a álcali-feldspato granitos bandados, com bandas maficas de aegirina-augita e magnetita que se alternam com bandas ricas em ortoclásio e rara albíta. São rochas peralcalinas a ligeiramente peraluminosas, com razões FeO/MgO e Ga/Al e concentrações Zr, Nb, Ce e Y típicas de granitóides anorogênicos do tipo A1, derivados do manto. Muito altas razões Rb/Sr (até 100), por outro lado, sugerem fonte na crosta. Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados em relação ao condrito mostram enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados e forte anomalia negativa de Eu sugerindo fracionamento de feldspato, compatível com as variações interelementais Rb, Sr e Ba, e Rb/Sr vs. Sr/Ba . Diagramas discriminantes de ambiente tectônicos são sugestivos de ambiente pós-colisional a intra-placa.

Palavras-chave: sienito alcalino, granitos tipo A, granitos intra-placa

ABSTRACT

The Terra Nova syenitic orthogneiss is intrusive into the Vertentes Complex, eastern Rio Capibaribe Terrane, in the Borborema Province, to the south of the Feira Nova village, in the State of Pernambuco, northeastern Brazil. The syenite occurs as tabular intrusions that have been folded by transcurrent tectonics related to the Glória do Goitá shear zone. The rocks are banded alkali-feldspar syenite to alkali-feldspar granite, in which mafic bands are composed of aegirine-augite and magnetite, while the felsic ones are composed of orthoclase and minor albite. The rocks are peralkalic to slightly peraluminous, showing high FeO/MgO and Ga/ Al ratios that together with concentrations of Zr, Nb, Ce e Y suggest they are mantle-derived A1-type anorogenic granitoids. High Rb/ Sr ratios, on the other hand (up to 100) are typical of crustal-derived magmas. chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns show enrichment of light REE compared with the heavy REE, with pronounced negative Eu anomaly, suggestive of feldspar fractionation. This is also suggested by interelemental variations of Rb, Sr and Ba, as well as Rb/Sr vs. Sr/Ba. Tectonic setting discriminating diagrams indicate that the syenites have been emplaced in a post-collisional to within-plate setting.

Key words: alkalic syenite, A-type granites, within-plate granites

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Compartimentação geofísica-tectônica da Província Borborema compilado 03 por Oliveira (2008), com a localização aproximada da área de estudo no Terreno Rio Capibaribe (RC).
- Figura 1.2:** Mapa geográfico com a localização aproximada da área de estudo e trajeto 04 Recife-Feira Nova (Cidade mais próxima à área de estudo). **Fonte:** Google Mapas, 2013.
- Figura 1.3:** Fluxograma apresentando as etapas seguidas para a elaboração desta 07 dissertaçāo.
- Figura 2.1:** Arcabouço da Província Borborema, compilado e modificado de Brito Neves 08 (1975).
- Figura 2.2:** Separação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono- 10 estratigráficos, segundo Santo & Medeiros (1999) e Santos (2000).
- Figura 2.3:** Principais divisões de domínios e terrenos da província da Borborema (Brito 11 Neves *et al.* 2000).
- Figura 2.4:** Subdivisões do Domínio da Zona Transversal, compilado e adaptado de 13 Medeiros (2004), ressaltando a localização da área de estudo no mapa geológico de Pernambuco, segundo Gomes *et.al.*(2001).
- Figura 3.1:** Mapa Geológico da Província Borborema enfatizando os nove grupos de 18 granitoides e sienitoides, simplificado e modificado de Ferreira *et. al.*(1998).
- Figura 4.1:** Mapa Geológico da região ao sul da cidade de Feira Nova-PE, com a 26 localização dos pontos de coleta das amostras (**MHML**) nos ortognaisses sieníticos de Terra Nova (NP1yt).
- Figura 5.1:** Diagrama normativo **Ab: Na: Or**, segundo O'Connor (1965) com campos 36 propostos por Barker (1979). Todas as amostras dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova projetam-se no campo do granito.
- Figura 5.2:** Diagrama normativo **Q'ANOR** de Streckeisen & Le Maitre (1979) para os 36 ortognaisses sieníticos de Terra Nova.
- Figura 5.3:** Diagrama QAP normativo de Le Maitre (1976) para os ortognaisses em 37 estudo, equivalente ao QAP modal de Streckeisen (1976).
- Figura 5.4:** Diagrama **TAS** (Total de álcalis vs sílica) segundo Cox *et.al.*, (1979) com as 38 subdivisões alcalinas/subalcalinas de Miyashiro (1978).Os pontos correspondem ao ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova.
- Figura 5.5:** Diagrama R1-R2 segundo De La Roche *et .al* (1980) para proporções 39 catiônicas, onde **R1= 4Si-11(Na+K)-2-(Fe+Ti)** e **R2=6Ca+2Mg+Al**. Os ortognaisses de

Terra Nova variam entre os domínios do sienito e álcali granito.

Figura 5.6: Índice de Shand, baseado na aluminosidade, para o ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. Diagrama de proporção molar segundo Maniar e Piccoli, (1989). **39**

Figura 5.7: Diagrama discriminante das series magmáticas para as rochas de arco, segundo a porcentagem em peso (wt%) de K_2O vs SiO_2 , segundo Peccerillo & Taylor (1976) **40**

Figura 5.8: Diagrama AFM, segundo os campos de Irvine e Baragar (1971) aplicado aos ortognaisses em estudo. A ($Na_2O + K_2O$), F(Fe_2O_3 , considerando como Fe total) e M (MgO). **41**

Figura 5.9: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, Rb vs. $Y + Nb$ e Nb vs. Y , para o ortognaisse sienítico a álcali graníticos de Terra Nova, segundo Pearce et. al. (1984). WGP-granitos intraplaca, VAG- arcos vulcânicos, ORG- granitos orogênicos, Syn-COLG-granitos sin-colisionais, Post-COLG-granitos pós-colisionais. **43**

Figura 5.10: Diagrama discriminante $R1$ vs. $R2$ (De La Roche *et. al.*, 1980), com os campos segundo Batchelor e Bownden, (1985) aplicado ao ortognaisses sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. CA-cálcio alcalino, SA-subalcalino, A-alcalino. Os trends são de Mareyvol, *et.al.*(1987). **43**

Figura 5.11: Diagramas discriminantes, Whalen *et. al.*, (1987), para os ortognaisses em estudo demonstrando o caráter anorogênico dessas rochas. FG-granitos tipo I ou S fracionados, OGT- granitos tipo I ou S normais não fracionados, I-granitos tipo I, S-granitos tipo S e A-anorogênico. **44**

Figura 5.12: Diagramas triangulares $Y:Nb:Ce$ e $Y:Nb:3^*Ga$, segundo Eby (1992), utilizados para discriminar entre os granitos do tipo A. A1(derivado de fontes mantélicas) e A2 (fontes crustais).Nesses diagramas a linha corresponde a taxa Y/Nb de 1,2. **44**

Figura 5.13: Diagrama de Frost *et.al.*(2001) para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova indicando o enriquecimento de F_{ET} (Fe_2O_3) em relação ao MgO . Os campos de variação composicional para granitos Tipo I, S e A são dos granitoides da Lachlan Fold Belt. **45**

Figura 5.14: Diagrama de Frost *et.al.*(2001), (Na_2O+K_2O-CaO) vs. SiO_2 , com as tendências: a: alcalina, a-c: álcali-cálcica, c-a:cálcio-alcalina e c:cálcica. Os campos de variação composicional para granitos Tipo I, S e A são dos granitoides da Lachlan Fold Belt. **45**

Figura 5.15: Diagramas mostrando composições de rocha total do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico Terra Nova comparado aos campos de granitos alcalinos oxidados e reduzidos anorogênicos da Província Amazônica (Dall'Agnol e Oliveira, 2007) e campo de granitos cálcio-alcalinos (Frost *et al.*, 2001). **46**

Figura 5.16: Diagrama de Harker para os elementos maiores e menores dos ortognaisses **47**

em estudo. As abscissas e as ordenadas são expressas em % em peso.

Figura 5.17: Diagrama de Harker para os elementos traços (expressos em ppm) contra sílica (expressa em % em peso) dos ortognaisses em estudo. **49**

Figura 5.18: Diagramas de Sr vs. Ba (A), Rb vs. Sr (B) e Rb/Sr vs. Sr/Ba (C) para os ortognaisses de Terra Nova demonstrando o fracionamento predominante de feldspato potássico e, em menor grau, fracionamento de plagioclásio. Os vetores indicam a influência do fracionamento do K-F-feldspato potássico, Pl-plagiocásio, Hb-Horblenda e Bt-biotita no líquido residual. **50**

Figura 5.19: Diagrama da proporção Hf/Ta vs Ce/Yb sugerindo o fracionamento de zircão para os ortognaisses em estudo. **50**

Figura 5.20: Diagrama de variação dos elementos Terras Raras normalizados para o Condrito ,segundo Sun & McDon, (1989). **51**

Figura 5.21: Diagrama multielementar para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova. Os valores foram normalizados para o manto primitivo, proposto por Wood (1979). **53**

Figura 5.22: Spiderdiagrama das rochas peralcalinas saturadas do cinturão Cachoeirinha-Salgueiro com valores normalizados para o manto primordial, Wood (1979). Compilado e adaptado de Sial e Ferreira, (1988). **53**

Figura 5.23: Spiderdiagrama das rochas peralcalinas supersaturadas do cinturão Cachoeirinha-Salgueiro com valores normalizados para o manto primordial, Wood (1979). Compilado de Sial e Ferreira, (1988). **54**

Figura 6.1: Diagrama Ab:Na:Or para classificação dos feldspatos proposto por Deer *et al* (1963). **59**

Figura 6.2: Diagrama Q-J de classificação dos piroxênios segundo Morimoto (1988). O Quadrilátero corresponde aos piroxênios de $Mg_2Si_2O_6(En)$ - $Fe^{2+}Si_2O_6(Fs)$ - $CaMgSi_2O_6(Di)$ - $CaFe^{2+}Si_2O_6(Hd)$. O Ca-Na aos piroxênios cálcico-sódicos, o Na aos piroxênios sódicos e Outros aos piroxênios de Mn-Mg-Ti. Os piroxênios (centro+borda) projetados correspondem aos piroxênios cálcico-sódicos. **60**

Figura 6.3: Diagrama de classificação dos piroxênios Ca-Mg-Fe e Na, por Morimoto (1988). O quadrilátero corresponde aos piroxênios de Ca-Mg-Fe. Os piroxênios plotados são caracterizados como pertencentes à série da aegirina-augita, de acordo com “a regra dos 50%” adotada pela (*Comission on New Mineral Names of the International Mineralogical Association*). **61**

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

- Foto 4.1:** Ortognaisse sienítico a álcali-feldspato graníticode Terra Nova de coloração creme e granulação variando de média à grossa, alterado para óxido de ferro e exibindo minerais maficos orientados com a foliação de baixo ângulo. **28**
- Foto 4.2:** Bloco menos alterado do ortognaisse sienítico de Terra Nova exibindo bandamento com granulação variando de media à grossa. A banda de coloração cinza é conferida pela quantidade de minerais maficos e opacos. A banda de coloração creme é formada predominantemente por feldspatos potássicos. **28**
- Foto 4.3:** Bancos de ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova exibindo foliação de baixo ângulo. **29**
- Foto 4.4:** Solo vermelho argiloso, resultante da decomposição dos minerais maficos do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova devido à ação do intemperismo. **29**
- Foto 4.5:** Blocos de ortognaisse sienítico a álcali-feldspato graníticode Terra Nova, com foliação bem desenvolvida. **30**
- Foto 4.6:** Fotomicrografias do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. (A) textura granoblástica e foliação denunciada pela orientação dos cristais de aegirina-augita (Aeg-Aug) numa matriz feldspática (Mc-microclina), (Nicois paralelos com objetiva de 5X). (B) Kfs- Textura micropertítica com inclusão de apatita (Ap).(Nicois cruzados com objetiva de 5X). **31** **Abreviação:** Aeg-Aug-aegirina-augita, Mc-microclina, Ap-apatita, Pl-Plagiocásio, Kfs-feldspato potássico.
- Foto 4.6:** Fotomicrografias do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. (C) Cristais de aegirina-augita alterado para óxido/hidróxido de ferro e associado com riebeckita (Rbk) e minerais opacos (Opq) numa matriz feldspática, (Nicois paralelos com objetiva de 5X). (D) Detalhe do processo de alteração da aegirina-augita(Aeg-Aug) associada a riebeckita (Rbk) e minerais opacos(Opq),(Nicois paralelos com objetiva de 5X). **32** **Abreviação:** Aeg-Aug-aegirina-augita, Mc-microclina, Ap-apatita, Pl-Plagiocásio, Kfs-feldspato potássico e Opq-minerais opacos.

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 5.1: Limite de detecção dos elementos maiores, menores e traços dosados no **34**
SGS GEOSOL Laboratórios Ltda.

Tabela 5.2: Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços dosados no **55**
Laboratório de Fluorescência de raios-X(NEG-LABISE/UFPE) para os ortognaisses
sieníticos de Terra Nova.

Tabela 5.3: Análises químicas dos elementos traços e elementos Terras Raras analisados **56**
SGS GEOSOL Laboratórios Ltda para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova.

Tabela 5.4: Minerais normativos CIPW calculados para os ortognaisses sieníticos de **57**
Terra Nova. Observa-se a abundância de minerais como *Or*, *Ab*, *Qz*, *Hm* e *Ac*
normativos.

Tabela 6.1: Análise Química dos Feldspatos Alcalinos (Microclina e plagioclásio) dos **62**
Ortognaisses sieníticos de Terra Nova, calculados na base para 32 oxigênios. FN-Feira
Nova; C-centro; B-borda; KF-K-feldspato e Pl-plagioclásio.

Tabela 6.2: Análise Química dos Piroxênios sódicos (aegirina-augita) dos ortognaisses **63**
sieníticos de Terra Nova, calculados na base de 6 átomos de Oxigênio.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

ÍNDICE DE FIGURAS.....	i
ÍNDICES DE FOTOGRAFIAS.....	iv
ÍNDICE DE TABELAS.....	v

CAPÍTULO 1-INTRODUÇÃO E APRESENTAÇÃO	1
---	----------

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	2
1.3 METODOLOGIA	5
1.3.1 Trabalho de Gabinete	5
1.3.2 Trabalho de Campo	5
1.3.3 Trabalho de Laboratório	6
1.3.4 Elaboração da Dissertação	6

CAPÍTULO 2-GEOLOGIA REGIONAL	8
-------------------------------------	----------

2 GEOLOGIA REGIONAL	8
2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA	8
2.1.1 Domínio da Zona Transversal	12
2.1.1.1 Terreno Piancó-Alto Brígida (TPB)	14
2.1.1.2 Terreno Alto Pajeú (TAP)	14
2.1.1.3 Terreno Alto Moxotó (TAM)	15
2.1.1.4 Terreno Rio Capibaribe (TRC)	15
2.1.1.4.1 Complexo Vertentes	16

CAPÍTULO 3-MAGMATISMO NO DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL	17
---	-----------

CAPÍTULO 4-GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA	21
--	-----------

4	GEOLOGIA LOCAL	21
4.1	INTRODUÇÃO	21
4.2	COMPLEXOS GNAISSICOS-MIGMATÍTICOS	22
4.3	ROCHAS METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS	22
4.4	COMPLEXO METANORTOSÍTICO DE PASSIRA	22
4.5	ORTOGNAISSE SERRA DA BENGALA	23
4.6	COMPLEXO VERTENTES	23
4.7	ORTOGNAISSE AÇUDINHO	23
4.8	DEPOSITO ELÚVIO-COLUVIAIS	24
4.9	TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O ORTOGNAISSE SIENÍTICO DE TERRA NOVA	25
4.9.1	Relações de Campo e Petrografia do Ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova	27
CAPÍTULO 5-LITOGEOQUÍMICA		33
5	LITOGEOQUÍMICA	33
5.1	INTRODUÇÃO	33
5.2	ORTOGNAISSE SIENÍTICO DE TERRA NOVA-PE	34
5.2.1	Classificação Normativa	34
5.2.2	Classificação Química	37
5.2.3	Classificação Tectônica	41
5.2.4	Variações Interelementares	46
5.2.5	Elementos Terras Raras E Traços	51
CAPÍTULO 6-QUÍMICA MINERAL		58
6	QUÍMICA MINERAL	58
6.1	INTRODUÇÃO	58
6.2	FELDSPATOS	58
6.3	PIROXÊNIOS	59

CAPÍTULO 7- DISCUSSÃO	64
CAPÍTULO 8-CONCLUSÕES	66
REFERÊNCIAS	67

1-INTRODUÇÃO

1.1-APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

A área estudada localiza-se no Terreno Rio Capibaribe, um dos principais segmentos tectônicos da Subprovíncia Transversal, Província Borborema. A região compreende a faixa metavulcanossedimentar do Complexo Vertentes (Santos, 2000), antes generalizada como supracrustais do Complexo Surubim por Barbosa (1990) e Rocha (1990) e denominada num trabalho de monografia de Faixa Feira Nova (Lima, 2011). A faixa Feira Nova é ladeada por dois blocos paleoproterozoicos, denominados de Carpina e São Lourenço, formados por ortognaisses migmatizados riacionos-orosirianos, plútuns dioríticos, enxame de diques dioríticos e o complexo gabro-anortosítico de Passira, que inclui também granitos de tipo-A, de idade estateriana. O Cinturão metavulcanosedimentar Vertentes é formado predominantemente por micaxistas e paragnaisses granatíferos com intercalações menores de quartzitos levemente micáceos e de anfibolitos. Accioly (2000) realizou na área um trabalho de maior detalhe, mas restringiu-se ao estudo do Complexo Metanortosítico de Passira, que faz parte do Bloco de Carpina. Seu trabalho demonstrou, pela primeira vez, um magmatismo anorogênico estateriano (em torno de 1,7 Ga), representado pelo Complexo Metanortosítico de Passira e pelas intrusões metaplultônicas do Tipo-A, cortando o embasamento.

A faixa metavulcanosedimentar de Feira Nova é cortada por rochas sieníticas peralcalinas consideradas inicialmente como diques anelares (Barbosa, 1990) e, posteriormente, como intrusões tabulares metassieníticas (Gomes, 2001). As rochas metassieníticas são constituídas por microclina, aegirina-augita, riebeckita, arfvedsonita e como acessórios titanita, zircão, biotita e minerais opacos. Em uma fácie subsaturada em sílica, foi encontrado um mineral com características de eucolita (Barbosa, 1990). Ocorrem também fácies saturadas em sílica, quartzo sieníticas, com quartzo e albita. Segundo Gomes (2001), os sienitos alcalinos representam intrusões tabulares que penetraram à superfície Sn dobrada, não correspondendo, portanto, a diques anelares. Observações de campo e estudos petrográficos caracterizaram essas rochas sieníticas alcalinas como sendo ortognaisses sieníticos de paragênese peralcalina (Lima, 2011). Contudo, nenhum estudo de maior detalhe foi realizado nas intrusões dos ortognaisses sieníticos de paragênese peralcalina devido o mesmo se encontrar bastante intemperizado e seus afloramentos serem escassos.

O objetivo geral desse trabalho é caracterizar, através de análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas esses ortognaisses de caráter supostamente sienítico

peralcalino considerando suas implicações para a evolução do Terreno Rio Capibaribe. Especificamente, pretende-se, através de análises litogeoquímica e de química mineral detalhar a composição mineralógica dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova.

1.2- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de pesquisa encontra-se na sub-região agreste do Estado de Pernambuco, localizado na região Nordeste do Brasil, e situa-se ao sul da cidade de Feira Nova, mas precisamente abrangendo as localidades de Terra Nova e Tamboatá, onde exibe as melhores feições. A área é limitada pelas coordenadas geográficas $35^{\circ} 23'$ e $35^{\circ} 30'$ de longitude oeste e $7^{\circ} 56'$ e $8^{\circ} 55'$ de latitude sul. Geologicamente, a área está localizada na faixa Feira Nova, no extremo leste do Terreno Rio Capibaribe (Figura 1.1) e, situa-se, na junção das folhas de Limoeiro (SB.25-Y-C-V) e Vitória de Santo Antão (SC.25-V-A-II), que são cartas topográficas da SUDENE na escala 1:100.000. O percurso mais próximo partindo-se de Recife é seguir pela BR-232 e antes da cidade de Vitória de Santo Antão, toma-se a rodovia estadual PE-050 para norte, passando pelo município de Glória do Goitá até o município de Feira Nova. A partir daí, segue-se para a área por estradas vicinais (Figura 1.2).

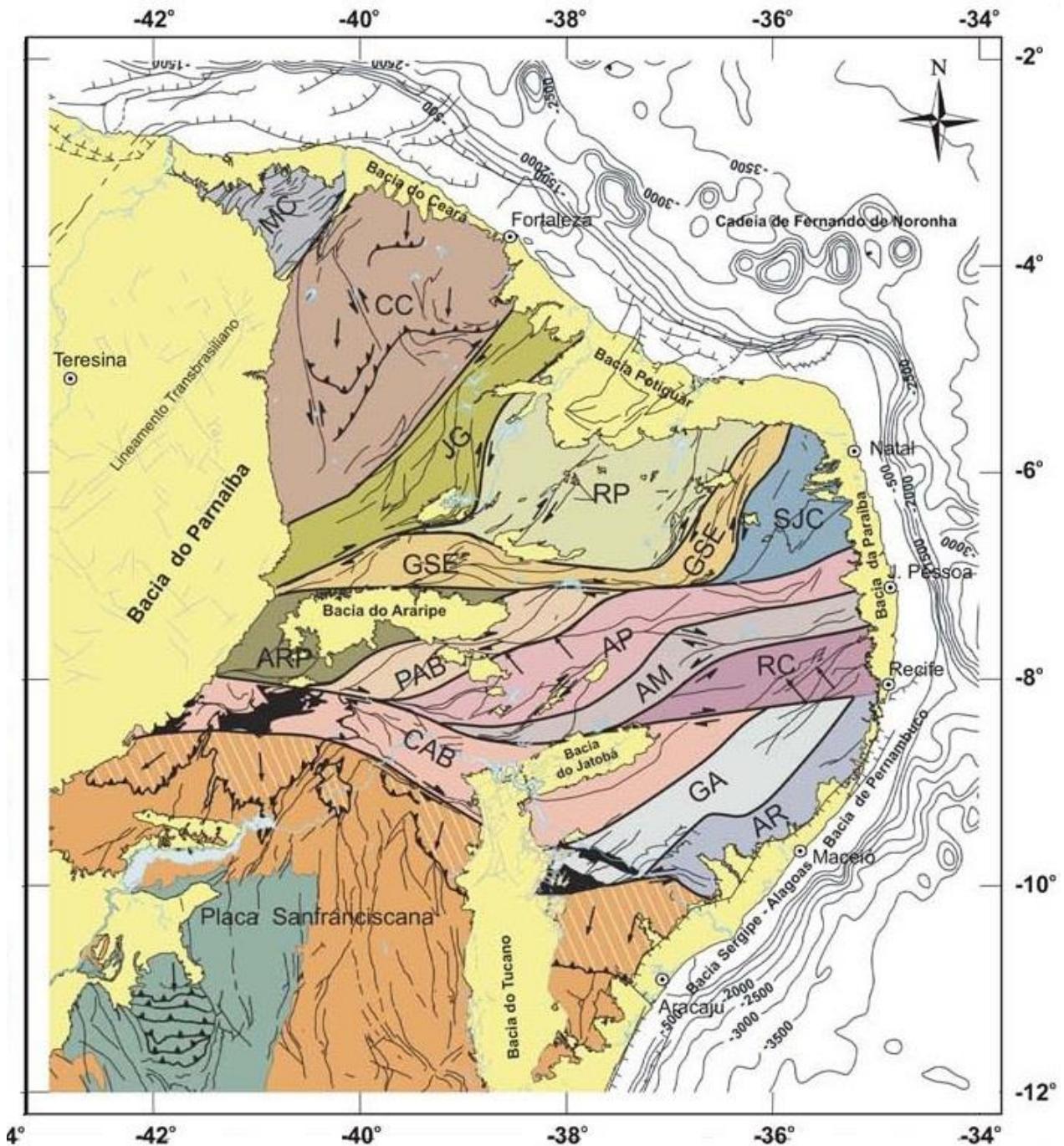


Figura 1.1: Compartimentação geofísica-tectônica da Província Borborema compilado de Oliveira (2008), com a localização aproximada da área de estudo no Terreno Rio Capibaribe (RC).

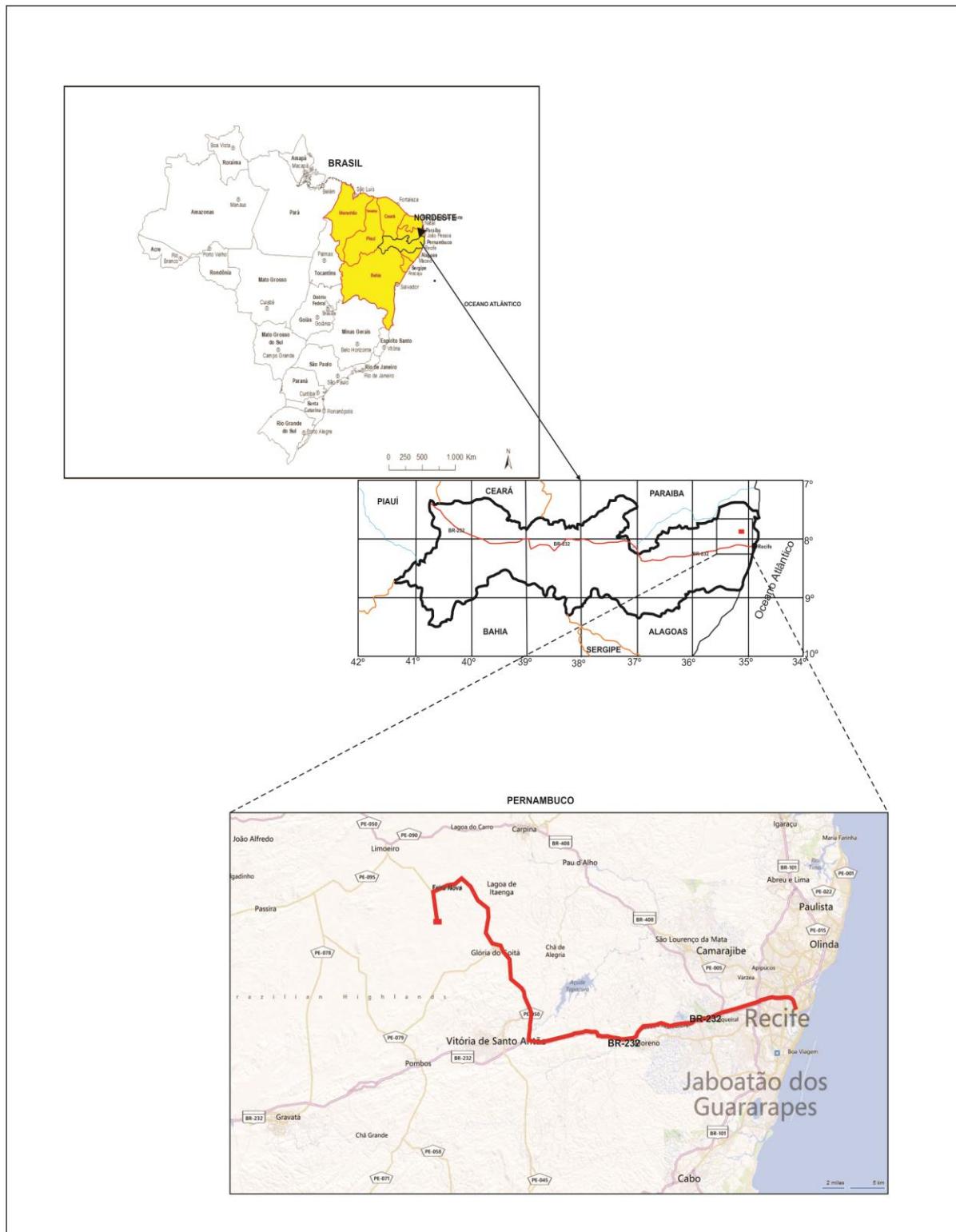


Figura 1.2: Mapa geográfico com a localização aproximada da área de estudo e trajeto Recife-Feira Nova (Cidade mais próxima à área de estudo). **Fonte:** Google Mapas, 2013.

1.3- METODOLOGIA

1.3.1- Trabalho de Gabinete

Essa fase iniciou-se com um levantamento bibliográfico sobre a geologia regional e local da área, através de diversos trabalhos disponíveis como: teses, publicações, mapas geológicos e topográficos, bem como o estudo aprofundado da ocorrência de rochas peralcalinas de forma geral. Posteriormente, foram feitas análises e interpretações de fotografias aéreas, cedidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na escala 1:30.000, aplicando a técnica de estereoscopia na fotointerpretação onde foi permitido identificar e delimitar os diversos tipos de feições estruturais, geomorfológicas e litológicas existentes na área, bem como a individualização dos diversos tipos litológicos. Essas análises e interpretações, foram georreferenciadas e redesenhas no *software ArcGIS*, com o auxílio da junção das folhas Limoeiro (SB.25-Y-C-V) e Vitória de Santo Antão (SC.25-V-A-II), cartas topográficas da SUDENE na escala 1:100.000, e permitiram a confecção do mapa geológico de serviço na escala 1:50.000, que foi utilizado para orientação nas etapas de campo.

1.3.2- Trabalho de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados exclusivamente nos ortognaisses sieníticos de Terra Nova, nas cercanias do Morro Terra Nova, cuja interpretação das fotografias aéreas cedidas pela CPRM-Recife na escala de 1:30.000 e a confecção do mapa geológico na escala 1:50.000 com o auxílio do programa ArcGis, tornaram-se fundamentais, permitindo confirmar, caracterizar e detalhar as feições estruturais e litológicas presentes no mapa de serviço. Foram coletadas apenas 30 amostras devido ao intenso processo de intemperismo que afeta toda a região, produzindo solos espessos e argilosos de coloração avermelhada, dificultando a ocorrência de afloramentos apropriados para a coleta de amostras representativas. Contudo, foram selecionadas as amostras menos alteradas para petrografia, geoquímica e geocronologia, as demais foram acondicionadas em caixas apropriadas para eventuais problemas analíticos ou posteriores estudos. Ressalta-se que um mapa geológico básico, na escala 1:50.000 foi realizado previamente por (Lima, 2011) para o trabalho de conclusão de curso de graduação em Geologia, e que foi utilizado como mapa base para a coleta de novas amostras e trabalhos mais detalhados sobre os ortognaisses sieníticos.

1.3.3-Trabalho de Laboratório

Nesta fase do trabalho foram confeccionadas seções delgadas de amostras representativas para a identificação da paragênese mineral, percentuais, caracterização das microestruturas e texturas desenvolvidas durante os processos tectônicos atuantes na área.

Essas lâminas foram estudadas no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Em seguida, as amostras mais representativas foram selecionadas e preparadas para análises geoquímicas. Para o estudo químico as amostras foram britadas no britador de mandíbula de ferro, quarteadas e moídas no moinho de anel vibratório nas dependências do LPA (NEG-LABISE)-UFPE e analisadas no Laboratório de Geoquímica do NEG-LABISE. Então, elas foram enviadas para os laboratórios SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA, e o Laboratório de Geologia Isotópica na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRS) a fim de complementar os dados geoquímicos e geocronológicos necessários. O objetivo final das análises é o tratamento estatístico dos dados obtidos, a interpretação e a discussão dos resultados no final deste trabalho.

1.3.4- Elaboração da Dissertação

De posse dos dados obtidos nas fases anteriores devidamente integrados e conciliados com os outros trabalhos disponíveis na literatura realizados na área, permitiu-se, a elaboração desta dissertação, a fim de contribuir com a aplicação das técnicas atuais para o desenvolvimento do estudo geológico no Terreno Rio Capibaribe. Na (Figura 1.3) abaixo estão representados os passos seguidos para a elaboração deste trabalho através de um fluxograma.

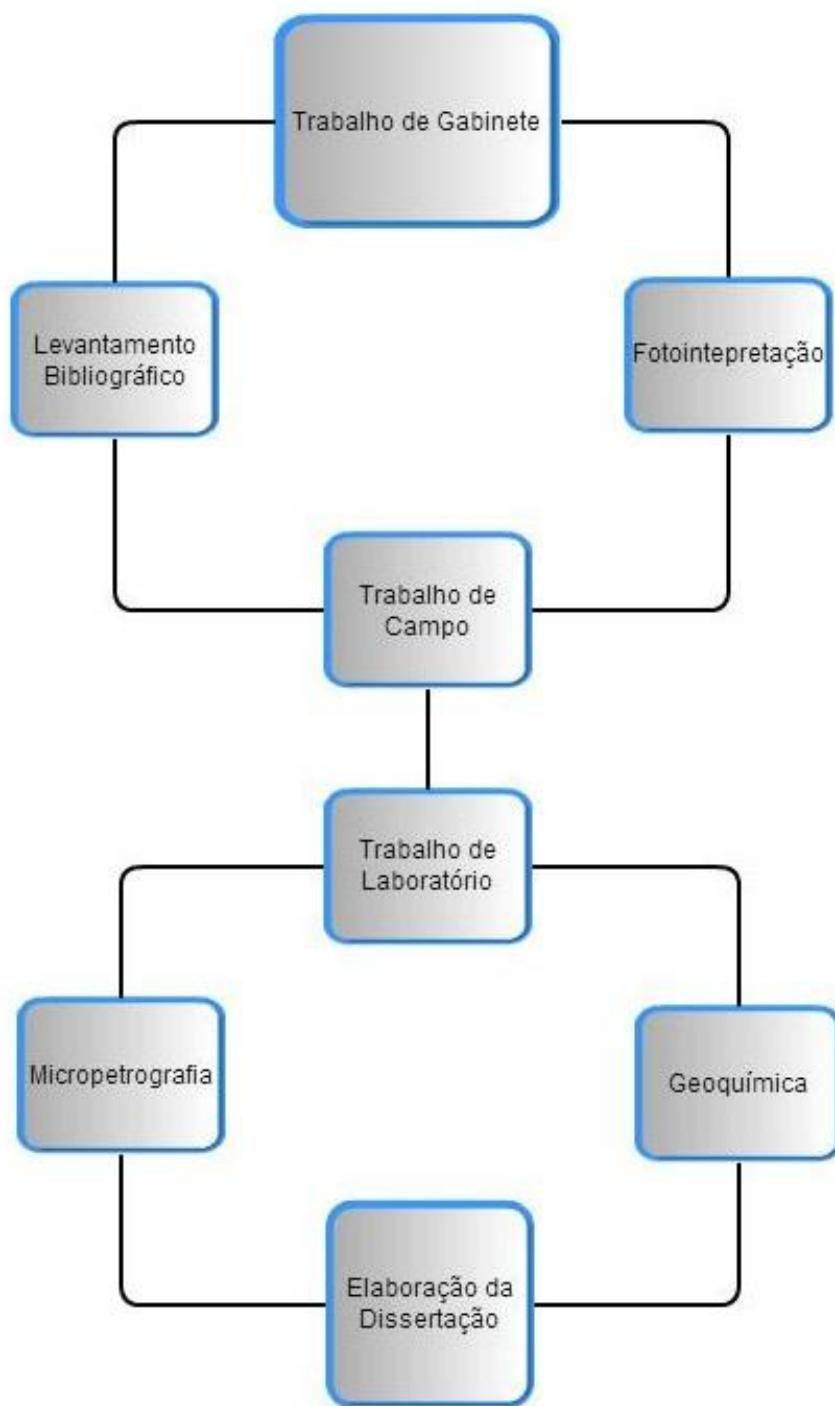


Figura 1.3: Fluxograma apresentando as etapas seguidas para a elaboração desta dissertação.

2- GEOLOGIA REGIONAL

2.1- PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (Almeida *et.al* 1976 ; Brito Neves ,1975) está localizada na porção Nordeste da Plataforma Sul Americana e foi, inicialmente, definida como uma hierarquia tectônica, constituída por maciços medianos, lineamentos e, sistemas ou faixas de dobramentos, estruturados durante a Orogênese Brasiliense no final do Neoproterozóico (Figura 2.1). Segundo Almeida *et al.*(1977) e Almeida (1981), trata-se de um domínio geológico-estrutural, limitada ao sul pelo cráton do São Francisco, ao oeste pela Bacia do Parnaíba e, ao norte e leste, pelas bacias sedimentares da margem costeira. Por conseguinte, Santos e Brito Neves (1984) subdividiram o território da Província Borborema, fundamentados em domínios estruturais, definindo o Domínio Médio Coreaú, Extremo Nordeste, Transnordestino ou Central, Cearense e Sergipano. Com a evolução do conhecimento, as determinações geocronológicas disponíveis na época (K-Ar e Rb-Sr), levaram alguns autores a considerar que o evento Brasiliano/Panafricano estaria superposto aos ciclos orogênicos mais antigos (principalmente o Transamazônico), em algumas partes da província, como nos maciços medianos.

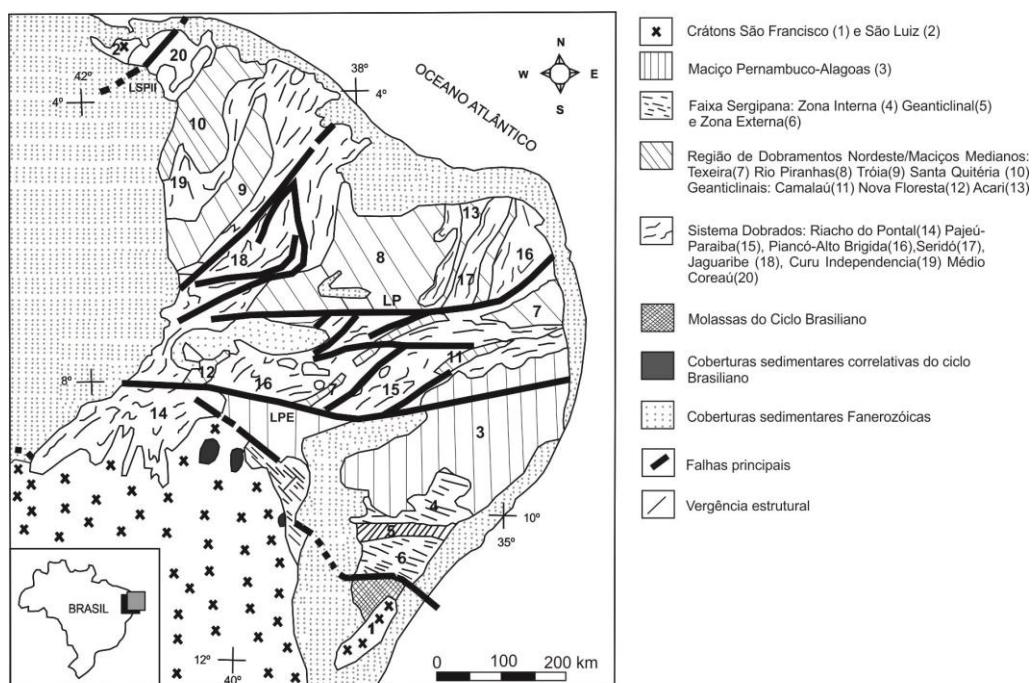


Figura 2.1: Arcabouço da Província Borborema, compilado e modificado de Brito Neves (1975).

A Província Borborema é formada por segmentos crustais, separados por grandes zonas de cisalhamento que englobam rochas supracrustais com núcleos arqueanos preservados, além de granitóides neoproterozóicos (Van Schmus *et. al.* 1995; 1998). De acordo com a direção preferencial das principais zonas de cisalhamento E-W, a Província Borborema pode ser dividida em três domínios tectônicos denominados de Domínio Setentrional, Domínio Central e Domínio Meridional (Van Schmus *et. al.* 1995).

O modelo de terrenos na Província Borborema, a princípio, foi proposto por Davison (1987) na faixa Sergipana, onde sugeriu a existência de quatro terrenos distintos, que teriam sido soldados ao Cratón São Francisco, num processo de colisão oblíqua na Orogênese Brasiliana. O conceito de terrenos foi retomado, posteriormente, por Santos (1996), o qual defendeu um modelo de terrenos tectono-estratigráficos para a Província Borborema, através da amalgamação e colisão orogênica, o que seria consolidado na síntese de Santos *et al.* (2000), (Figura 2.2). Fundamentado em vários dados como: cartográfico-geológicos, litogeоquímicos e geocronológicos disponíveis, Santos (1999, 2000) fez uma análise de terrenos para toda a Província Borborema, incluindo o reconhecimento de terrenos de afinidade de crosta oceânica (complexos máficos e ultramáficos próximos a limites de terrenos) e a caracterização de um evento colisional de idade meso-neoproterozóica (Evento Cariris Velhos), retrabalhado no final do neoproterozóico (Evento Brasiliano-Pan-Africano).

Segundo este autor, o quadro tectônico da Província Borborema seria similar àquele encontrado na Cordilheira Norte-americana e descritos por Coney *et al.* (1980), Jones *et al.* (1982), Howell (1995), dentre outros. A colagem de terrenos tectono-estratigráficos não é algo aceito entre todos os autores (Mariano *et al.* 1999, Neves *et al.* 2000), mas trabalhos recentes têm confirmado as idéias de Santos (1996), como por exemplo (Medeiros, 2004).

Embora, muitos autores prefiram utilizar a designação de domínios estruturais para as subdivisões da Província Borborema, o modelo de acresção e amalgamação de terrenos tectono-estratigráficos é unânime entre vários pesquisadores (Santos 1999, 2000; Medeiros ,2004; Ferreira *et.al.*, 1998, Brito Neves *et. al.*, 2000). De acordo com Brito Neves *et al.* (2000), a Província Borborema pode ainda ser dividida em cinco grandes domínios tectônicos, assegurado nas características litoestruturais e geocronológicas. Estes domínios geotectônicos são: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal (ou Domínio Central) e Domínio Sul (Figura 2.3).

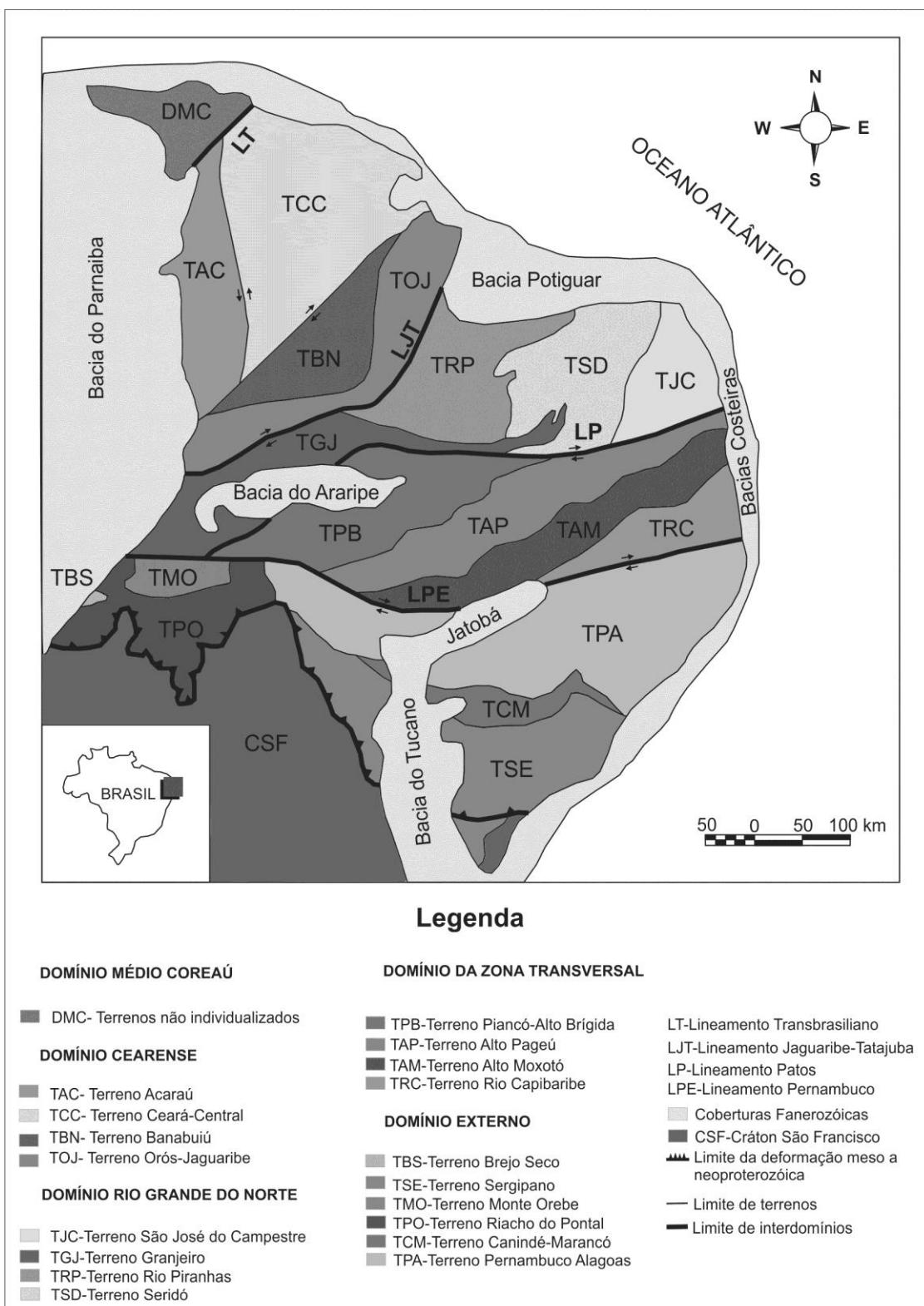


Figura 2.2: Separação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos e Medeiros (1999) e Santos (2000).

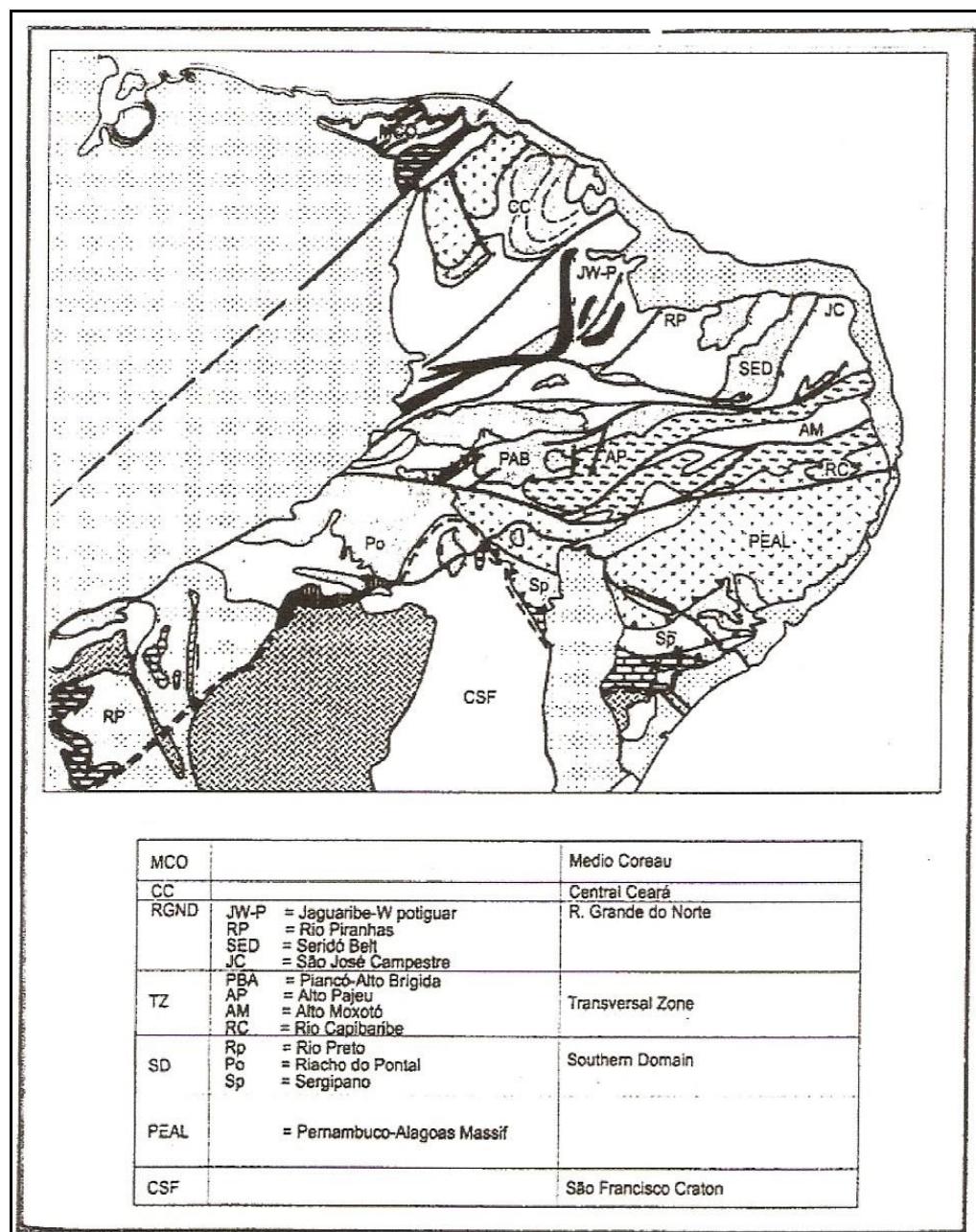


Figura 2.3: Principais divisões de domínios e terrenos da província da Borborema (Brito Neves *et al.* 2000).

Com a incorporação dos métodos geocronológicos de U-Pb e Sm-Nd, muitos autores reforçaram a idéia de um evento orogênico designado de Cariris Velhos na Província Borborema (equivalente ao Kibariano na África). As análises de zircões com o método U-Pb em rochas metagranítóides e metavulcânicas félsicas, registraram idades no intervalo de 1,1 a 0,9 Ga correspondentes ao evento Cariris Velhos (Santos 1995; Brito Neves *et al.* 1995).

Alguns autores acreditam que o magmatismo associado ao evento, seja, na verdade, anorogênico, e a deformação tangencial tenha ocorrido na Orogênese Brasiliiana (Mariano *et*

al. 1999, Neves *et al.* 2000, Silva *et al.* 2003). Ainda, segundo esses autores, duas questões fundamentais devem ser respondidas no domínio Central (Zona Transversal) da Província:

1) sua evolução é fruto de uma colagem de terrenos ou de uma deformação dominante intracontinental? 2) ocorreram uma ou duas orogêneses neoproterozóicas (Cariris Velhos e Brasiliana)? Esses autores abordaram essas questões através da determinação da idade de deposição das rochas supracrustais, do metamorfismo e da análise cinemática de deformação (Neves e Mariano, 2001). Segundo eles, a Província Borborema não apresenta evidências de um evento acrecionário. As unidades supracrustais possuem zircões detriticos de várias fontes e, apresentam uma evolução monocíclica, ligada unicamente ao Evento Brasiliano, definindo um pequeno intervalo entre a deposição das supracrustais (<662-626 Ma) e o metamorfismo (<632 Ma). Apesar da divergência de opinião entre autores acerca da evolução da Província Borborema, a maioria aceita a divisão da Província em cinco domínios tectônicos: Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio da Zona Transversal ou Central e Domínio Sul ou Externo.

2.1.1-Domínio da Zona Transversal

O Domínio da Zona Transversal ou Domínio Tectônico Central compreende o cinturão de direção E-W, limitado a norte e oeste pelo Lineamento Patos, a sul pelo Lineamento Pernambuco e, a leste pelas bacias costeiras, com um *trend* estrutural preferencialmente de direção ENE-WSW. Este domínio é considerado a área tipo para a definição da orogênese Cariri Velha (Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995).

O Domínio da Zona Transversal é formado por vários subdomínios tectônicos previamente referidos por várias denominações, incluindo o Domínio Pajeú-Paraíba e a denominada faixa Piancó-Alto Brígida, segundo Brito Neves (1983), também chamada em seguida de Cachoerinha-Salgueiro por Jardim de Sá (1984) e Sial (1986). Subsequentemente, Santos (1995, 1996, 2000) e (Santos e Medeiros, 1999) através dos dados disponíveis, definiram quatro terrenos paralelos para a área leste e central do Domínio da Zona Transversal, os quais foram denominados de terrenos Piancó-Alto Brígida (TPB), Alto Pajeú (TAP), Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC), Figura 2.4. Segundo o trabalho de Santos *et.al.*(2010), estes terrenos foram amalgamados durante os eventos Cariris Velhos (1.0 a 0,95 Ga) e, posteriormente, Brasiliano (650 a 520 Ma). Neste trabalho, considera-se o modelo para o Domínio da Zona Transversal proposto por Santos *et.al.* (2000) e Medeiros (2004).

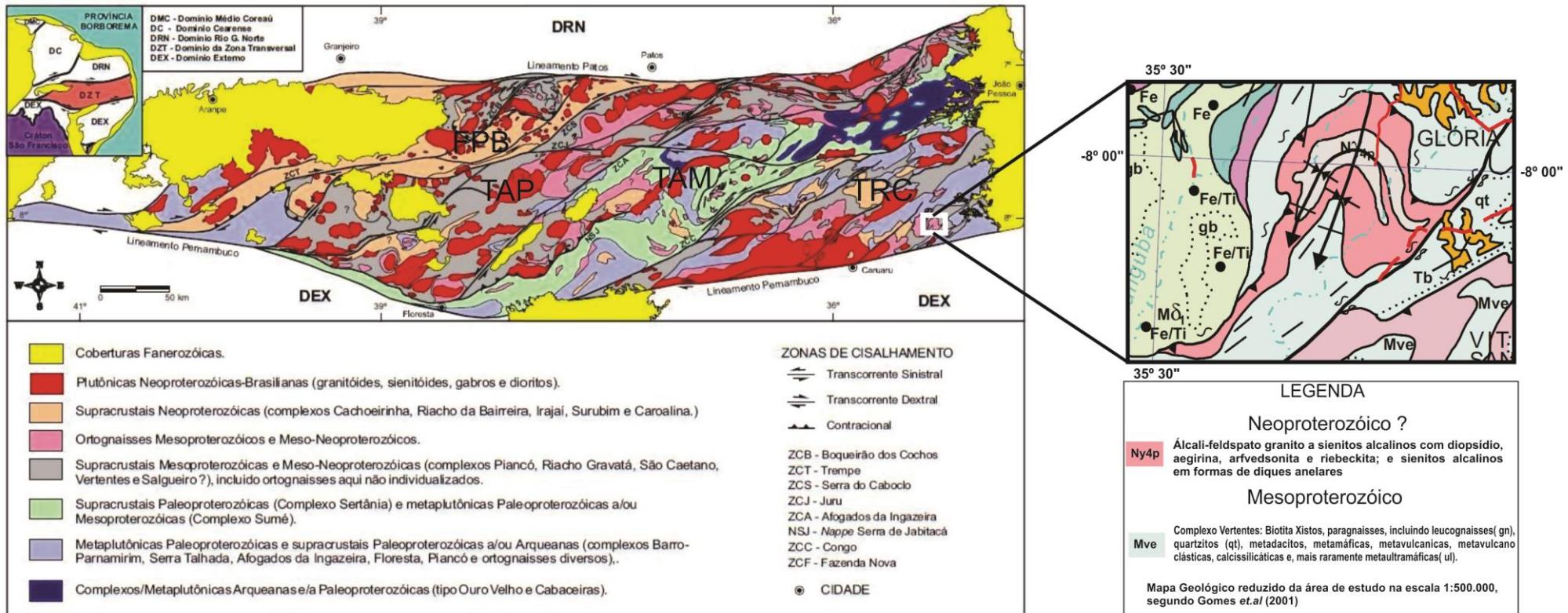


Figura 2.4: Subdivisões do Domínio da Zona Transversal, compilado e adaptado de Medeiros (2004), ressaltando a localização da área de estudo no mapa geológico de Pernambuco, segundo Gomes *et.al.*(2001).

2.1.1.1- Terreno Piancó-Alto Brigida (TPB)

Este terreno é uma faixa predominantemente metassedimentar de idade Ediacarana e, situa-se na região WNW do Domínio da Zona Transversal, com direção NE-SW e forma sinuosa, sendo limitado ao norte pelo Lineamento Patos e, ao sudeste, pela zona de cisalhamento Serra do Caboclo (Medeiros *et al.* 2001). Em seu aspecto geral, ele é constituído por dois grupos, o grupo Salgueiro, formado por micaxistas, paragnaisse, mármore, e metavulcânicas e, o grupo Cachoeirinha, composto por micaxistas de baixo grau, filitos, quartzitos, metagrauvaca, rochas metavulcanicas, formações ferríferas e metaconclomerados (Silva Filho, 1984) além de rochas peralcalinas e peraluminosas e, magmatismo máfico como, basaltos e gабro, sugestivo de ambiente de arco magmático. Esse terreno é a área clássica dos granitos tipo Itaporanga, Conceição, Serrita, Itapetim e Catingueira (Sial e Ferreira, 1988) Ao longo da zona de cisalhamento Serra do Caboclo, ao SSE do terreno, existem, faixas turbidíticas, conglomerados e brechas com clastos vulcânicos, derivados dos terrenos Cariris Velhos adjacentes (Riacho Gravatá e TAP).

2.1.1.2- Terreno Alto Pajeú (TAP)

O Terreno Alto Pajeú tem direção geral de WSW-ENE sendo limitado à NNW pela zona de cisalhamento transcorrente brasileira Serra do Caboclo e, à SSE pela *Nappe* Serra de Jabitacá, que acompanha um par de anomalias gravimétricas e, algumas ocorrências de prováveis retroeclogitos. Este terreno é constituído por sequências metavulcanossedimentares (Complexo São Caetano), plutons, stocks, *sheets* de migmatitos e granitoides crustais colisionais, metariolitos e, metatufois riolíticos do complexo metavulcanossedimentar Riacho Gravatá, relacionado ao evento Cariris Velhos. O Terreno Alto Pajeú apresenta dados geocronológicos de idade U-Pb, eoneoproterozóicas (Brito Neves *et.al.* 2001a) em ortognaisses de composição granítica (952 ± 7 Ma, 942 ± 22 Ma e 925 ± 10 Ma).

Este terreno apresenta intrusão de plútuns sinorogênicos cálcio-alcalinos de alto potássio e pós-orogênicos com afinidade shoshonítica de alto potássio, durante o Neoproterozóico. Uma característica importante desse terreno foi o intenso retrabalhamento durante o evento brasileiro, ocasionando deformação e metamorfismo.

2.1.1.3- Terreno Alto Moxotó (TAM)

Este terreno é limitado a noroeste pela *Nappe Serra de Jabitacá*, com o terreno Alto Pajeú e, a sudeste com o Terreno Rio Capibaribe, pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste. Consistindo de largas áreas do paleoproterozóico, incluindo alguns possíveis núcleos remanescentes arqueanos. Neste terreno, houve um reduzido magmatismo granítico neoproterozóico. Segundo Santos *et.al.*(2002) este Terreno apresenta características que o permite distinguir dos demais terrenos do Domínio da Zona Transversal, são elas: predomínio de rochas paleoproterozóicas, poucas ou raras intrusões graníticas de idade neoproterozóica e menor influencia da deformação associado às grandes zonas de cisalhamento. Os litotipos desse segmento compreendem as rochas supracrustais do Complexo Sertânia e os gnaisses e migmatitos Floresta e Cabaceiras. O Complexo Sertânia é constituído por gnaisses aluminosos migmatizados, seqüência metapelítica, com fácies migmatíticas, desde os tipos estromáticos ate os nebulíticos, e os Complexos Floresta e Cabaceiras, constituem ortognaisses TTG. Ocorrem ainda, unidades alóctones dos Complexos Lagoa das Contendas e Sumé. Santos (1995) sugere que o termo vulcânico associados ao Complexo Lagoa das Contendas, trata-se de uma suíte aluminosa, cálculo-alcalina de médio a alto potássio, podendo representar rochas de um arco vulcânico. Os dados geocronológicos deste Terreno apresentam idades em zircão magmático, U-Pb, de 2016 ± 26 Ma, 2109 ± 8 , 2393 ± 110 Ma, e zircão detritico, U-Pb, de 2200 a 1950 Ma (Santos *et al.* 2004). O Complexo Sumé é formado por ortognaisses trondjemíticos, enclaves de rochas metaultramáficas, anfibolitos com granada, e supostos retroeclogitos, são interpretados como alóctones de ofiolitos que está associado à *Nappe Serra de Jabitacá*.

2.1.1.4- Terreno Rio Capibaribe (TRC)

O Terreno Rio Capibaribe (Santos e Medeiros 1999; Medeiros, 2004) localiza-se no extremo leste do Domínio da Zona Transversal e limita-se ao norte com o terreno Alto Moxotó, pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste, e, ao sul, com o Terreno Pernambuco-Alagoas, através do Lineamento Pernambuco.

Este terreno é constituído por unidades paleoproterozóicas como o Complexo Pão de Açúcar e unidades mesoproterozóicas (anorogênicas) da Serra da Taquaritinga e Complexo metanortositico de Passira. As rochas supracrustais deste Terreno podem ser reunidas, geralmente, em dois complexos: o Complexo Vertentes (sequência metavulcanossedimentar) composto por

paragnaisse, micaxistas, rochas metavulcânicas ácidas e básicas anfibolitzadas, metadacitos, metagrauvacas e rochas metavulcanoclásticas. E o Complexo Surubim (sequência metassedimentar) é formado por paragnaisse, biotita-xistos, com intercalação de quartzito e mármore, que pode constituir um alóctone neoproterozóico colocados sobre o Complexo Vertentes. O Complexo Vertentes é cortado por várias intrusões tabulares de metassienitos peralcalinos descritas originalmente como diques anelares (Barbosa, 1990) e, mais recentemente, como Granitoides Tamboatá (Accioly, 2000).

2.1.1.4.1- Complexo Vertentes

O Complexo Vertentes, esta inserido no Terreno Rio Capibaribe e corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar composta por rochas como paragnaisse, metadacitos, metaturbiditos, metapelitos, rochas metavulcanoclásticas, metaintermediárias, metamáficas, gnaisses anfibolíticos e *sheets* graníticos (Gomes, 2001). Anteriormente, as rochas metassedimentares deste Complexo foram denominadas de Complexo Surubim por Santos e Brito Neves (1984), Barbosa (1990) e Rocha (1990). Contudo, Santos e Medeiros (1999) distinguiram o Complexo Vertentes, uma sequencia metavulcano-sedimentar, do Complexo Surubim, sequência essencialmente metassedimentar. Na sequência metavulcano-sedimentar ocorrem intrusões tabulares de ortognaisse sieníticos de paragênese alcalina e muscovita leucoortognaisse de derivação crustal. Essa faixa central de rochas supracrustais do Complexo Vertentes foi denominada de Faixa Feira Nova no trabalho de Lima (2011), sendo ladeada por dois blocos de rochas ortoderivadas-migmatíticas, os blocos de Carpina, a oeste, e São Lourenço da Mata, a leste. Esses segmentos são limitados por Zonas de Cisalhamento, sendo o bloco de Carpina separado da Faixa Feira Nova, pela Zona de Cisalhamento tangencial de Paudalho, e o bloco de São Lourenço da Mata separado da Faixa Feira Nova pela Zona de Cisalhamento transcorrente sinistral de Glória do Goitá (Lima, 2011).

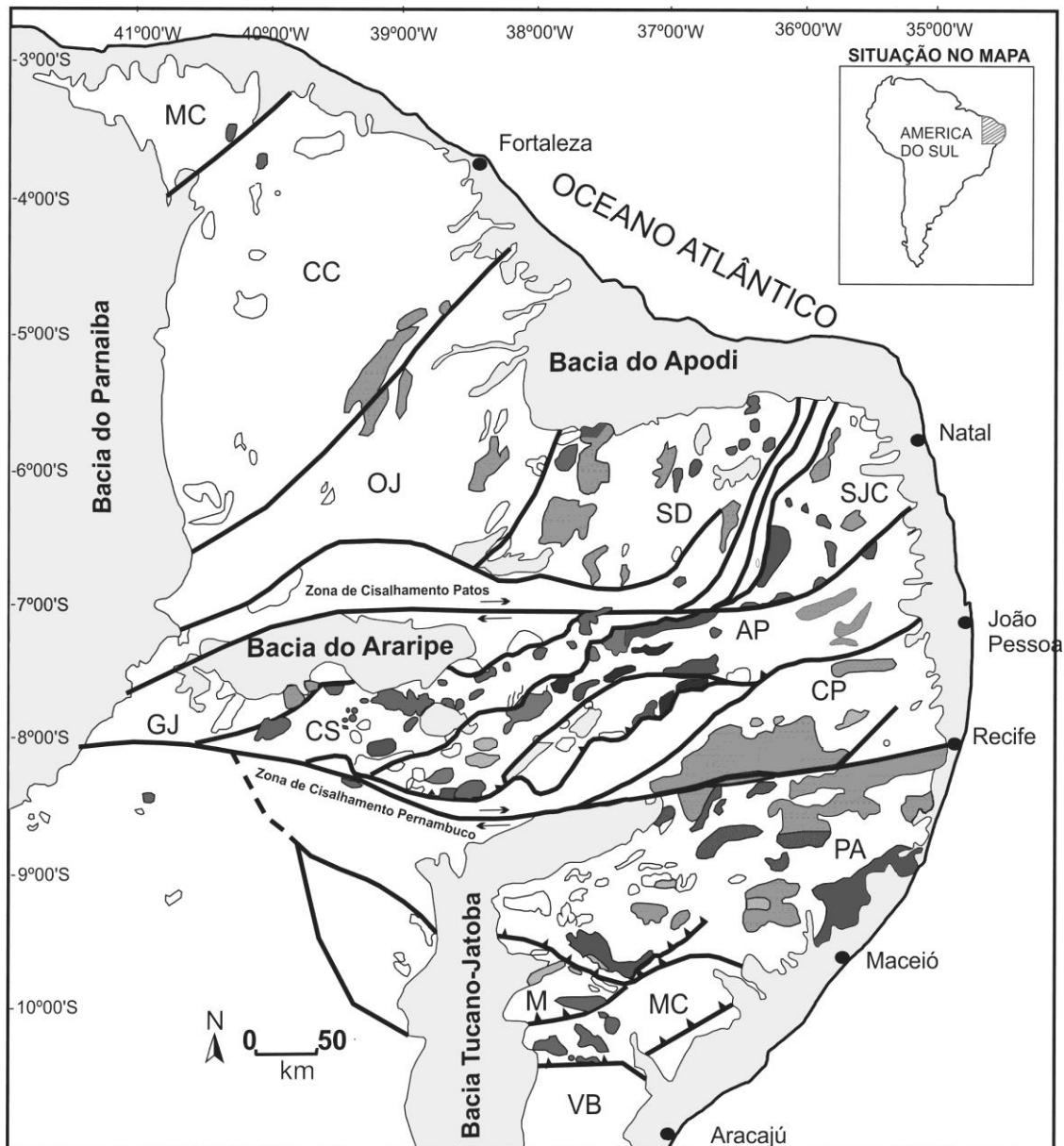
3-MAGMATISMO NO DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL

A Província Borborema comporta quantidades significativas de granitoides que foram gerados no evento Brasiliano (650 a 520 Ma). Uma das principais características desse evento foi a grande abundância de intrusões graníticas que geralmente estão associadas com extensas zonas de cisalhamento de direção estrutural NE-SW.

Inicialmente, Almeida *et. al.*(1967), através da petrografia e relações estruturais classificaram tectonicamente os granitoides em: sintectônicos (Tipo Conceição e Itaporanga), tardi-tectônicos (tipo Itapetim) e pós-tectônicos (Tipo Catingueira, composto de granitos a quartzo sienitos peralcalino com aegirina). O magmatismo do tipo Conceição é formado por granodioritos e tonalitos de granulação de fina a média contendo xenólitos máficos. O tipo Itaporanga constituem granodioritos porfiríticos contendo fenocristais de K-feldspatos.

O magmatismo do tipo Itapetim é representado por biotita granitos de granulação fina na forma de diques. Posteriormente, Sial (1986) e (Sial e Ferreira, 1988) baseados em dados geoquímicos classificaram o magmatismo em quatro grupos de afinidade: cálcico alcalina (Tipo Conceição e Itapetim), cálcio-alcalino potássico (Tipo Itaporanga), trondhjemítica (Tipo Serrita) e peralcalino (Triunfo e Catingueira). Estes grupos geoquímicos de granitoides foram simplificados por (Sial e Ferreira, 1990) em dois grupos principais: cálcio-alcalino (cálcio-alcalino potássico, cálcio-alcalino e trondhjemítico) e shoshonítico a ultrapotássico. Com o estudo de rochas plutônicas peralcalinas de idade Brasiliiana, Sial e Ferreira (1988) separaram as rochas sieníticas peralcalinas em dois grupos, um sódico a potássico, com quartzo normativo sienitos na forma de diques anelares e pequenos *stocks*. O segundo é potássico a ultrapotássico com nefelina normativa sienitos formando a linha sienitoide, localizada no limite sul da Faixa Cachoeirinha-Salgueiro (Terreno Piancó-Alto Brígida).

Em seguida, Ferreira (1991) as dividiu baseada na saturação em sílica em: rochas saturadas (Tipo Triunfo) com o alinhamento de álcali-feldspato sienitos fazendo parte da linha sienitoide (batólito de Triunfo, diques de Bom Nome, Casé, Manaíra, Livramento, Princesa Isabel, enxames de diques de Salgueiro e Terra Nova e *stocks*) considerada como limite de terrenos e, rochas supersaturadas (Tipo Catingueira) formadas por quartzo-álcali sienitos a álcali-feldspatos granitos como os diques anelares de Macacos, Serrita, Vassoura, os *stocks* de Batinga e Campo Alegre, e os batólitos de Texeira e Solidão. As características petrológicas e geoquímicas permitiram que Ferreira *et. al.*(1998), classificasse os granitoides e sienitoides da Província Borborema em nove grupos (Figura 3.1).



LEGENDA:

■ Cobertura sedimentar Fanerozóica

Granitóides:

- Cálcio-Alcalino de alto K sem epidoto magmático
- Cálcio-Alcalino de alto K com epidoto magmático
- Cálcio-Alcalino com epidoto magmático
- Trondjemito
- Peralcalino
- Shoshonito
- Cálcio-alcalino peraluminoso

Sienitóides:

- Metaluminoso de alto K
- Peralcalino ultrapotássico
- Diques Peralcalinos

→ Zona de Cisalhamento Transcorrente Dextral

MD-Médio Coreau; CC-Ceará Central; OJ-Orós Jaguaribe; SD-Seridó; SJC-São José do Campestre; GJ-Granjeiro; CS-Cachoeirinha-Salgueiro; AP-Alto Pajeú; CP- Capibaribe; PA-Pernambuco-Alagoas; M-Marancó; MC-Macururé; VB-Vaza Barris; RP-Riacho do Pontal.

Figura 3.1: Mapa Geológico da Província Borborema enfatizando os nove grupos de granitóides e sienitóides, simplificado e modificado de Ferreira *et. al.*(1998).

Através do estudo do plúton de Terra Nova formado por quartzo sienitos, sienitos porfiríticos leucocráticos e, secundariamente, sienitos mesocráticos de granulação fina, (Guimarães e Da Silva Filho 1995) reconheceram a afinidade shoshonítica para estas rochas, além, dos complexos sieníticos e monzoníticos de Toritama e Bom Jardim (Guimarães, 1989).

Os granitoides shoshoníticos foram, assim, divididos em: saturados (Toritama, Bom Jardim, Quixaba, Terra Nova e Prado) e supersaturados (Serra do Catu, Curituba, Solidão e Teixeira). Guimarães *et. al.* (1998) através de determinações de Sm-Nd e U-Pb, classificaram os granitoides em cinco grupos baseados em vários aspectos como composição mineralógica, natureza dos protólitos, as rochas encaixantes e características geoquímicas. São eles: cálcio-alcalino; cálcio-alcalinos de alto potássio (com afinidades shoshoníticas); sienogranitos, quartzo sienitos e sienitos com afinidades shoshoníticas; biotita granitos (transicionais entre alcalinos e shoshoníticos); biotita sienogranitos leucocráticos; biotita sienogranitos comagmáticos com basalto e dacitos.

Brito Neves *et. al.*(2000) e Santos *et. al.* (2002) baseados em dados geoquímicos e isotópicos classificaram o magmatismo através de uma sucessão de pulsos em três Super Suítes: Super Suíte I (cedo a sin-Brasiliiano); Super Suíte II (tardi-Brasiliiano) e Super Suíte III (pós-Brasiliiano). Os granitoides e sienitoides do Domínio da Zona Transversal foram, posteriormente, separados por Ferreira *et. al.*(2004) em três grandes intervalos de tempo, dentro do período do evento Brasiliiano (650-520 Ma).

O primeiro intervalo (650-620 Ma) é representado por intrusões de granitoides sincinemáticos cálcio-alcalinos de alto potássio com epidoto magmático, cálcio-alcalinos e shoshoníticos. Os granitoides cálcio-alcalinos com epidoto magmático são representados por granodioritos e tonalitos metaluminosos a levemente peraluminosos e localizam-se na faixa Cachoeirinha formando batólicos e *stocks* (tipo Conceição) na classificação de (Almeida *et. al.*1967). Varios plútuns do Terreno Alto Pageú contem epidoto magmático como o granitoide Texeira (afinidade shoshonítica), Brejinho, Tavares, Conceição das Creoulas e plútón Riacho do Icó e Murici (metaluminoso e cálcio-alcalino de alto potássio). Este grupo de granitoides apresentam T_{DM} mais jovens (< 2 Ga) e valores menos negativos de ϵ_{Nd} (-2 a -14).

O segundo intervalo (590-570 Ma) é caracterizado por intrusões abundantes de magmas cálcio-alcalino de alto potássio sem epidoto magmático, magmatismo sienítico peralcalino, plútuns metaluminosos de alto potássio, ultrapotássicos e raros shoshonitos.

Esses plútuns estão intrudidos no Terreno Granjeiro: Bodocó, plútón Serra da Lagoinha, e Itaporanga na classificação de Almeida *et.al.*(1967); e Terreno Alto Pajeú: Fazenda Nova, Serra da Japecanga, Brejo da Madre de Deus, Campina Grande e batólicos Esperança. Em geral, esses

plutons apresentam textura porfirítica com megacristais de K-feldspatos de até 8 cm de comprimento e cuja composição varia de quartzo monzonito, quartzo sienito a monzogranito. Os valores em T_{DM} para esse grupo variam de 1,5 a 2,5 Ga e os valores de ϵ_{Nd} (-8 a -20). Os plutons sieníticos metaluminosos de alto potássio ocorrem em vários terrenos (plutons Terra Nova, Pajeú, Toritama e Bom Jardim). O pluton de Terra Nova é constituído por sienito porfirítico com fenocristais de hornblenda e feldspatos de até 2 cm de comprimento na matriz (Silva Filho *et.al.* 1987). O pluton Pajeú é formado por sienito porfirítico com fenocristais de 2 a 8 cm de comprimento e sienito de granulação fina. Os plutons Toritama e Bom Jardim são formados por sienitos a monzonitos máficos (enclaves e diques sinplutónicos), sienitos mesocráticos e leucosienitos (Ferreira *et. al.* 2004).

O terceiro intervalo (540 Ma) representa o magmatismo pós-orogênico e compreendem magmas peralcalinos e do tipo A que marcam o final do evento Brasiliano na Província Borborema. Dois complexos plutônicos cálcio-alcalinos do tipo-A podem ser organizados no Domínio da Zona Transversal: um com 570 Ma, do grupo anterior, que corresponde ao plúton foliado de Queimadas e, outro, conhecido como Complexo do Prata com 520 Ma, no Terreno Alto Moxoto. O principal plúton consiste de biotita-hornblenda monzonito porfirítico de granulação grossa e biotita sienogranitos equigranular de granulação média com ocorrência local de textura rapakivi. Os diques peralcalinos, também chamados de sienitoides potássicos a ultrapotássicos peralcalinos, são sienitoides saturados em sílica, intrudidos nas rochas metassedimentares da Faixa Cachoeirinha (diques Riacho de Santo Antonio) e no Terreno Rio Capibaribe (Moderna e diques associados). Fazendo uma síntese e compilação dos dados do trabalho de Ferreira *et.al.*(2004) sobre a separação dos granitoides e sienitoides do Domínio da Zona Transversal em intervalos de tempo, pode-se resumir e organizar as ocorrências magmáticas no Terreno Rio Capibaribe na seguinte ordem:

Os plútuns de Bezerros e Timbaúba pertencem à série cálcio-alcalina de alto potássio (HKCA) e através do método Pb-Pb e U-Pb, apresentam idades de 687 ± 34 e 644 ± 5 Ma, respectivamente.

O plúton de Bom Jardim pertencem à série magmática dos sienitoides shoshoníticos com idades determinadas com U-Pb em 592 ± 7 Ma / 585 ± 38 Ma.

O plúton de Fazenda Nova pertence à série cálcio-alcalina de alto potássio (HKCA) datado através do método U-Pb em 588 ± 12 Ma.

Os plútuns de Pinheiro e Moderna, o primeiro, peralcalino e shoshonítico (PER/SN); o segundo, Peralcalino (PER), ambos, sem datações U-Pb e dispõem, apenas, de dados T_{DM} de 1,92 Ga para o Pinheiro e 2,14 Ga para o Moderna (Ferreira *et. al.* 2004).

4-GEOLOGIA LOCAL

4.1-INTRODUÇÃO

A área de estudo (Figura 4.1) inclui os ortognaisses sieníticos a álcali-feldspato granítico de Terra Nova, os quais se localizam na porção metavulcanossedimentar central do Complexo Vertentes, denominada de Faixa Feira Nova (Lima, 2011). A faixa Feira Nova é ladeada por dois blocos paleoproterozoicos, a oeste, o bloco de Carpina separado da faixa Feira Nova pela zona de cisalhamento contracional de Paudalho e, a leste, o bloco de São Lourenço da Mata, separado pela zona de cisalhamento transcorrente sinistral de Glória do Goitá. No bloco de Carpina distingue-se um complexo gnáissico migmatítico orosiriano e um complexo intrusivo metanortositico do tipo A de Passira. No bloco de São Lourenço da Mata encontram-se apenas rochas gnássicas-migmatíticas. A faixa metavulcanosedimentar é cortada por intrusões tabulares de protólito ígneo e sedimentar. As intrusões tabulares são de baixo ângulo e concordantes com a foliação das rochas supracrustais da faixa Feira Nova. Essas intrusões são representadas pelos ortognaisses sieníticos de Terra Nova e os ortognaisses tipo Açudinho (Lima, 2011).

Esses corpos possuem formas arqueadas que possivelmente deve-se a influência da zona de cisalhamento transcorrente de Glória do Goitá. Nas rochas metavulcanosedimentares da faixa Feira Nova foi possível identificar uma facie essencialmente metassedimentar. O embasamento paleoproterozóico exibe duas fases de deformação, um bandamento gnássico Sn mais antigo, e um sistema de fraturas provavelmente relacionadas a um episódio extensional ($D_n +1$), provavelmente responsável pela intrusão do complexo metanortositico do tipo A de Passira. Esse conjunto foi deformado juntamente com o Complexo Vertentes, em duas fases tectônicas posteriores, a fase D1 de caráter contracional, registrada pela zona de cisalhamento de Paudalho, e uma fase D2 de caráter transcorrente, evidenciada pela zona de cisalhamento de Glória do Goitá.

Todo esse panorama foi fundamental para a alocação e o formato dobrado do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. As unidades neoproterozóicas do mapa geológico da Figura 4.1 apresentam uma interrogação (?), pois não se sabe a idade certa das rochas supracrustais e as intrusivas devido à ausência de dados geocronológicos.

4.2-COMPLEXOS GNÁISSICOS-MIGMATÍTICOS

Os complexos gnáissicos-migmatíticos ocorrem na porção leste e oeste do mapa, constituindo os blocos de Carpina e São Lourenço da Mata. Em síntese, trata-se de ortognaisse bandados, mesocráticos, com granulação fina a média, foliação bem desenvolvida e composição variando de granodiorítica a tonalítica. Essas rochas apresentam-se migmatizadas com estrutura estromática, leucossoma e mesossoma bem definidos e exibem intercalações anfibolíticas normalmente intemperizadas. As larguras das bandas félsicas variam de milimétricas a centimétricas e são constituídas predominantemente por quartzo e feldspatos e, as bandas máficas, são formadas por fases minerais como hornblenda e biotita. Os ortognaisse do bloco de São Lourenço da Mata, em algumas regiões, chegam a apresentar material neossomático-pegmatóide de composição quartzo-feldspática e formam relevos arrasados, com afloramentos escassos devido à cobertura sedimentar da região.

4.3- ROCHAS METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

As rochas metamáficas-ultramáficas ocorrem na região WSW do mapa como uma faixa acompanhando a zona de cisalhamento contracional de Paudalho e como uma lente na região NW da área. Essas rochas foram registradas anteriormente como lentes e bolsões próximas a zona de cisalhamento. Esta unidade, provavelmente, está associada ao complexo metanortositico de Passira e exibem afloramentos bastantes restritos devido ao intemperismo da região. Essas rochas afloram como corpos tabulares e blocos alterados em meio a um solo de coloração amarronzada, típico de rochas ultramáficas. As rochas apresentam granulação média com uma incipiente foliação resultante da deformação. Estudos de laminas delgadas revelaram características de desestabilização bárica como a presença de texturas simplectíticas entre albita e piroxênios.

4.4- COMPLEXO METANORTOSÍTICO DE PASSIRA

Essa região ocorre na área SW do mapa com direção preferencial para N-S e compreendem metanortositos de coloração esbranquiçada, levemente foliados com aspecto de sacaroide e granulação variando de fina a média. Essas rochas estão associadas às rochas máficas-ultramáficas as quais se apresentam bastante intemperizadas. Microscopicamente, os metanortositos apresentam recristalização e são formados por sub-grãos, às vezes, apresentando antiperita em lamelas orientadas.

Conforme Accioly (2000), no complexo metanortosítico de Passira predominam metanortositos maciços de granulação média chegando a pegmatóide, além da ocorrência de metaleucogabros, metagabronoritos, metagabros e rochas ultramáficas com óxidos de ferro e titânio.

4.5-ORTOGNAISSE SERRA DA BENGALA

Esses ortognaisse localizam-se na região oeste do mapa, associado ao complexo metanortosítico de Passira, na forma de serra com direção geral NE-SW. Essas rochas apresentam granulação média, foliação bem desenvolvida evidenciada pela orientação dos cristais máficos e, devido a grande quantidade de feldspatos potássicos, apresentam composição granítica a sienítica. Esses ortognaisse apresentam porfiroblástos de granada com dimensões subcentimétricas. As características micropetrográficas incluem textura granoblástica com alteração dos anfibólios para biotita, cristais fraturados de granada e porfiroblástos de alanita.

4.6-COMPLEXO VERTENTES

Neste trabalho, o Complexo Vertentes apresenta-se dividido em duas fácies: a primeira formada por rochas metassedimentares compostas por granada-muscovita-biotita xistos, paragnaisse bandado, de granulação fina a média, com foliação bem desenvolvida, com bandas félsicas formadas por quartzo e feldspatos e, bandas máficas, constituídas por anfibólios e biotita.

Observaram-se ocorrências de possíveis metagrauvacas com significativa quantidade de feldspatos associados com uma matriz micácea. A segunda fácie é formada por rochas metavulcanossedimentares formada por materiais de natureza piroclástica, rochas metavulcanicas félsicas, intermediárias e básicas na forma de anfibolitos, interpretados como antigos derrames basálticos intercalados com os paragnaisse e xistos.

4.7-ORTOGNAISSE AÇUDINHO

Os granada-muscovita leucortognaisse denominado Açudinho (Lima, 2011) ocorrem na porção norte do mapa com formas dobradas pela ação da tectônica transcorrente a semelhança do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. Esses corpos são intrusões tabulares concordantes com as rochas supracrustais do Complexo Vertentes. São rochas bandadas, com foliação de baixo ângulo, lineação de alta obliquidade caracterizando uma tectônica

tangencial, com abundância de muscovita e presença de granada, chegando a confundir com paragnaisse em algumas áreas. Geralmente, essas rochas afloram como bancos de ortognaisse distintos das rochas metassedimentares. Segundo essas características esses ortognaisse peraluminosos foram interpretados como resultantes do processo de fusão parcial durante episódios contracionais.

4.8-DEPÓSITO ELÚVIO-COLUVIAIS

Essa unidade corresponde a tabuleiros isolados de cobertura sedimentar que ocorre no leste da área mapeada. Constituem sedimentos inconsolidados e mal selecionados, com granulação variando de média a grossa, sedimentos areno-argilosos variando de argila a cascalho e solo avermelhado chegando a apresentar localmente incipiente processo de laterização.

4.9-TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O ORTOGNAISSE SIENÍTICO DE TERRA NOVA

Os ortognaisses de composição sienítica de Terra Nova foram definidos pioneiramente por Barbosa e Rocha (1990) como sienitos alcalinos com a forma encurvada de diques anelares, que intrudiram numa fase tardia pós-transcorrência, pois ocorrem truncando a foliação S_2 das encaixantes metassedimentares, anteriormente, denominadas de Complexo Surubim. Segundo esses autores, os ortognaisses sieníticos apresentam coloração variando de branca a avermelhada, granulação média, com evidência de orientação, e bandas maficas de composição provavelmente diorítica. Essas rochas apresentam em sua composição mineral: aegirina, riebeckita, arfvedsonita, feldspato potássico e conteúdo de quartzo que chega a alcançar 5% da rocha. Os acessórios são representados por minerais opacos, zircão e eucolita ($(Na,Ca,Fe)_6Zr(OH,Cl)Si_2O_6$). A eucolita é considerada um mineral raro típico de sienitos foidas e que também pode ser encontrado em sienitos saturados em sílica (Barbosa e Rocha, 1990). Os ortognaisses de Terra Nova ocorrem numa região bastante intemperizada e a maioria dos afloramentos ocorrem na forma de blocos parcialmente alterados de coloração creme e granulação média com presença de porções acinzentadas devido à concentração de minerais maficos. Em seu trabalho, que se restringiu ao estudo do Complexo metanortositico de Passira, Accioly (2000) afirma que essas rochas apresentam coloração rosa a esverdeada e granulação fina à média, com foliação desenhada por cristais de anfibólito e ocorrência rara de biotita. Em sua mineralogia essa rocha apresenta como constituintes essenciais: feldspato potássico, quartzo e plagioclásio em menor quantidade. A rocha apresenta-se bandada, com bandamento felsítico composto por feldspatos e quartzo, e bandamento mafico, enriquecido em piroxênio do tipo aegirina-augita, e anfibólito azulado do tipo riebeckita, além da presença de outras fases minerais acessórias como: titanita, zircão e minerais opacos. Segundo Accioly (2000), pela análise modal essa rocha trata-se de um granitoide com tendência fortemente peralcalina para o granito a quartzo sienito deformado. Ainda segundo a autora, foi efetuada uma análise do sistema isotópico Sm-Nd (rocha total), de idade T_{DM} de 1,14 com $\varepsilon_{Nd}^{(1.1)}$ de +5,4 no riebeckita-aegirina álcali feldspato granito deformado o qual ela batizou de Tamboatá. Segundo Gomes (2001) os ortognaisses de Terra Nova constituem alcalifeldspato granitos a sienitos alcalinos com diopsídio, aegirina, arfvedsonita e riebeckita, e sienito alcalino com aegirina na forma de diques anelares.

Mapa Geológico de Afloramentos da Região Sul de Feira Nova - PE

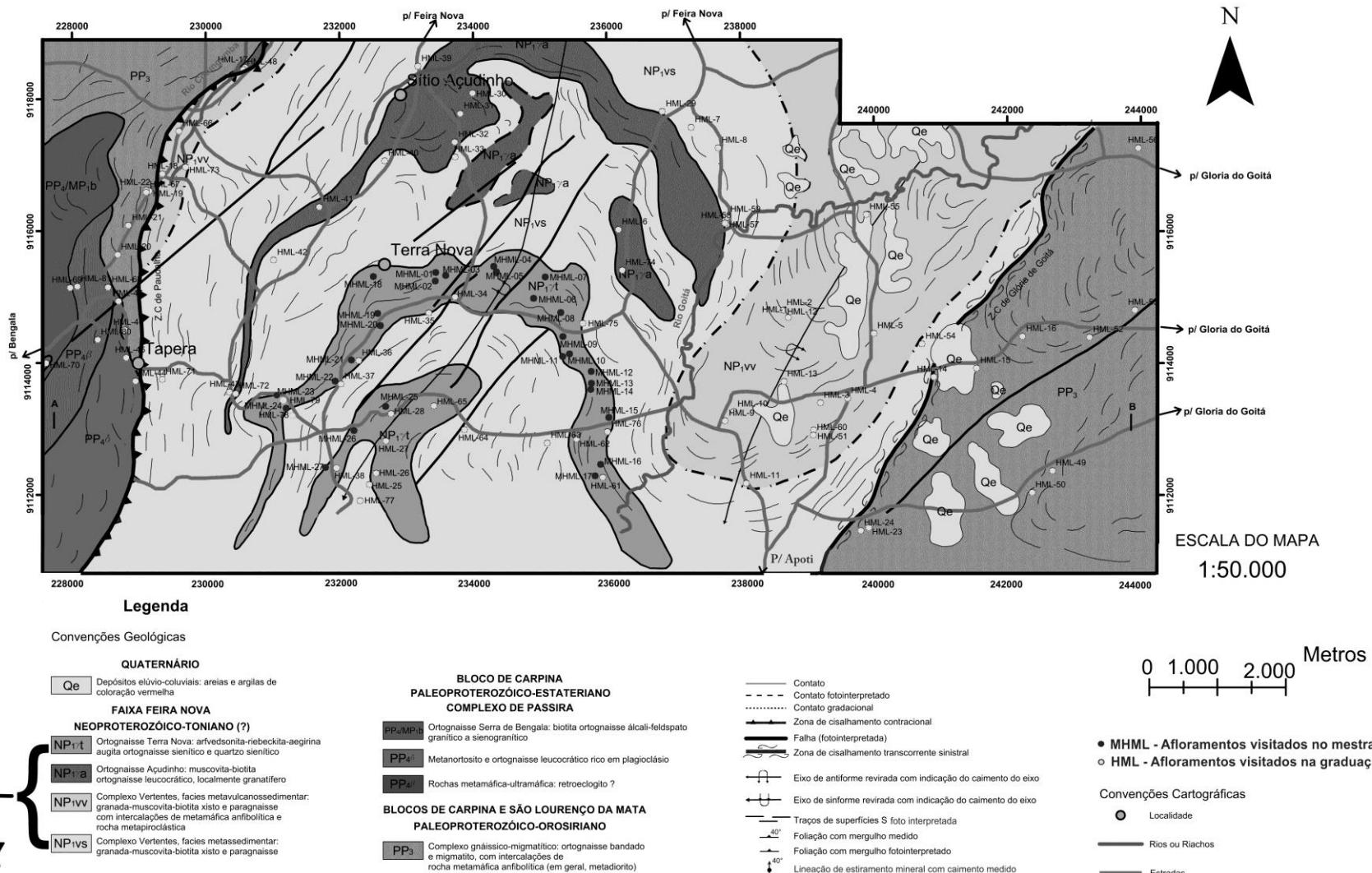


Figura 4.1: Mapa Geológico da região ao sul da cidade de Feira Nova-PE, com a localização dos pontos de coleta das amostras (MHML-Mestrado; HML-Graduação) no orthogneiss sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova (NP₁yt).

4.9.1-Relações de Campo e Petrografia do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova

Os supostos diques anelares de sienitos alcalinos ou granitoides como foram descritos anteriormente, ocorrem na região do morro de Terra Nova (localizado ao sul do município de Feira Nova-PE), encaixados no Complexo Vertentes. Apresentam em mapa forma de intrusões tabulares concordantes, as quais foram, possivelmente, dobradas pela tectônica transcorrente, cujas dobras estão provavelmente relacionadas ao funcionamento da zona de cisalhamento transcorrente brasiliiana de Glória de Goitá, que separa o embasamento paleoproterozóico da faixa Feira Nova (Figura 4.1). Os afloramentos são escassos e quando visíveis apresentam rochas deformadas com bandamentos regulares com bandas máficas chegando a 2 cm de espessura em alguns locais. São rochas que apresentam alternância de bandas máficas com bandas félsicas milimétricas a centimétricas.

As bandas máficas são representadas por piroxênios e minerais opacos conferindo uma cor cinza e, as bandas félsicas, predominantemente por feldspatos alcalinos de cor creme, com granulação média à grossa. Apresenta uma foliação bem desenvolvida (Foto 4.1 e 4.2) e observou-se lineação de estiramento mineral de alta obliquidade conferida pela orientação dos minerais máficos. São de composição sienítica a álcali-feldspato granítica com foliação de baixo ângulo (Foto 4.3) concordante com as rochas supracrustais do Complexo Vertentes. Esses ortognaisses sieníticos a álcali-feldspato graníticos originam um solo vermelho argiloso rico em óxido e hidróxido de ferro, resultante da alteração dos minerais máficos alcalinos (Foto 4.4). Na maioria dos casos, devido ao intenso intemperismo químico predominante na região, os ortognaisses sieníticos a álcali-feldspato graníticos ocorrem como pequenos blocos na estrada (Foto 4.5) e, devido à dificuldade de mapeamento, foram adotados técnicas de interpretação dos saprolitos, para identificar a rocha mãe pré-alteração.



Foto 4.1: Ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova de coloração creme e granulação variando de média à grossa, alterado para óxido de ferro e exibindo minerais máficos orientados com a foliação de baixo ângulo.



Foto 4.2: Bloco menos alterado do ortognaisse sienítico de Terra Nova exibindo bandamento com granulação variando de media à grossa. A banda de coloração cinza é conferida pela quantidade de minerais máficos e opacos. A banda de coloração creme é formada predominantemente por feldspatos potássicos.



Foto 4.3: Bancos de ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova exibindo foliação de baixo ângulo.



Foto 4.4: Solo vermelho argiloso, resultante da decomposição dos minerais máficos do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova devido à ação do intemperismo.



Foto 4.5: Blocos de ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova, com foliação bem desenvolvida.

O estudo micropetrográfico evidenciou que os ortognaisses de Terra Nova apresentam composição sienítica a álcali-feldspato granítica, com presença de significativa presença de clinopiroxênios sódicos e, subordinadamente, anfibólios sódicos, permitindo inferir a afinidade peralcalina dessas rochas, fato averiguado através do estudo geoquímico. Os ortognaisses apresentam textura granoblástica, Foto 4.6(A), de granulação media à grossa, apresentando em sua mineralogia: feldspato alcalino (~70-80%), plagioclásio (~5%), piroxênio (~8%), anfibólios (~2%), apatita (~2%), minerais opacos (~3%), zircão (~2%) e quartzo (~3-7%).

Os feldspatos potássicos são representados por cristais deformados de microclina, de 0,2 a 3 mm em média, com formas predominantemente anédricas, exibindo baixo grau de sericitização com presenças de intercrescimentos micropertíticos, Foto 4.6 (B).

Os plagioclásios apresentam formas subédricas à anédricas, exibindo extinção ondulante e, em algumas partes, geminação deformada. Os feldspatos ocorrem bastante fraturados, algumas vezes cominuidos, com preenchimento das fraturas por material de alteração como hematita e limonita resultantes da alteração dos piroxênios, Foto 4.6(C).

Os piroxênios pertencem à série da aegirina-augita, variedade alcalina do grupo e, mostram-se, como cristais prismáticos a irregulares com cerca de 2 mm em média, orientados

preferencialmente de acordo com a foliação. A forma de ocorrência dos piroxênios alcalinos associados aos anfibólios nos interstícios dos feldspatos indica provavelmente a sua segregação em bandas. Os piroxênios alcalinos podem ocorrer totalmente ou parcialmente alterados, onde apresentam bordas ou clivagens corroídas pela dissolução com o líquido silicatico. Os cristais de anfibólios foram reconhecidos como riebeckita e arfvedsonita, e ocorrem associados ou intercrescidos com os aegirina-augita, Foto 4.8(D).

Os cristais de apatita são subédricos e apresentam-se dispersos em pequeno numero, ocorrendo, geralmente, inclusos na microclina.

Os minerais opacos possuem formas irregulares, ocorrem associados aos piroxênios e anfibólios alcalinos ou em agregados em torno de 1 mm e podem ser ilmenita ou titanomagnetita, contudo, somente uma análise mais detalhada através de microscopia de luz refletida poderia de fato caracterizá-los.

O quartzo, cerca de 0,5 a 1 mm em média, apresenta-se predominantemente anédrico, preenchendo os interstícios de microclina, localmente ocorre em faixas que podem ser de infiltração com intensa extinção ondulante, o que sugere deformação, chegando a ocorrer localmente cominuidos ou apresentando recristalização dinâmica juntamente com os cristais de feldspato. Os cristais de zircões, em geral, mostram-se bem formados inclusos nos feldspatos alcalinos, fase mineral mais abundante dos ortognaisses sieníticos.

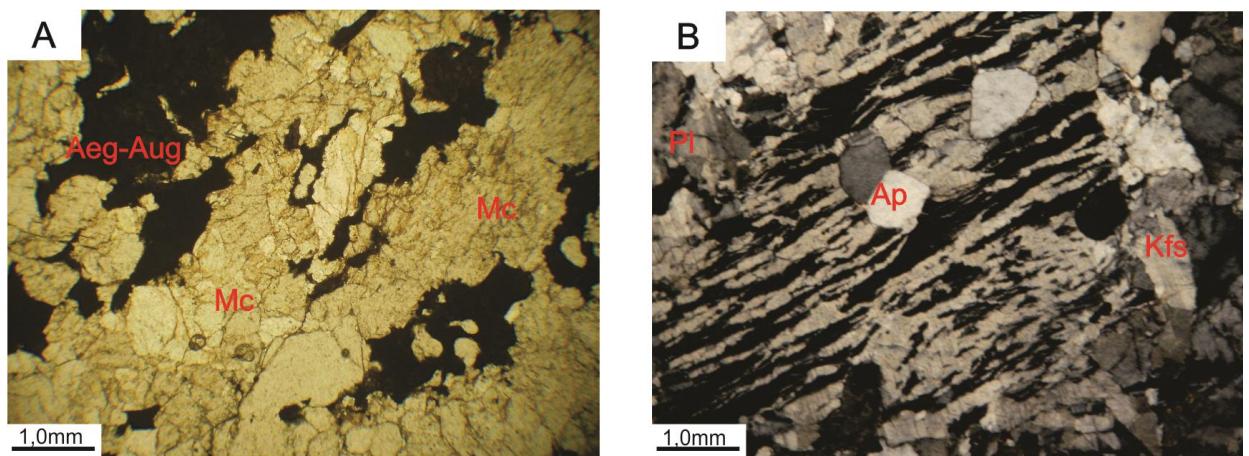


Foto 4.6: Fotomicrografias do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. (A) textura granoblástica e foliação denunciada pela orientação dos cristais de aegirina-augita (Aeg-Aug) numa matriz feldspática (Mc-microclina), (Nicois paralelos com objetivo de 5X). (B) Kfs- Textura micropertítica com inclusão de apatita (Ap). (Nicois cruzados com objetivo de 5X). **Abreviação:** Aeg-Aug-aegirina-augita, Mc-microclina, Ap-apatita, Pl-Plagiocásio, Kfs-feldspato potássico.

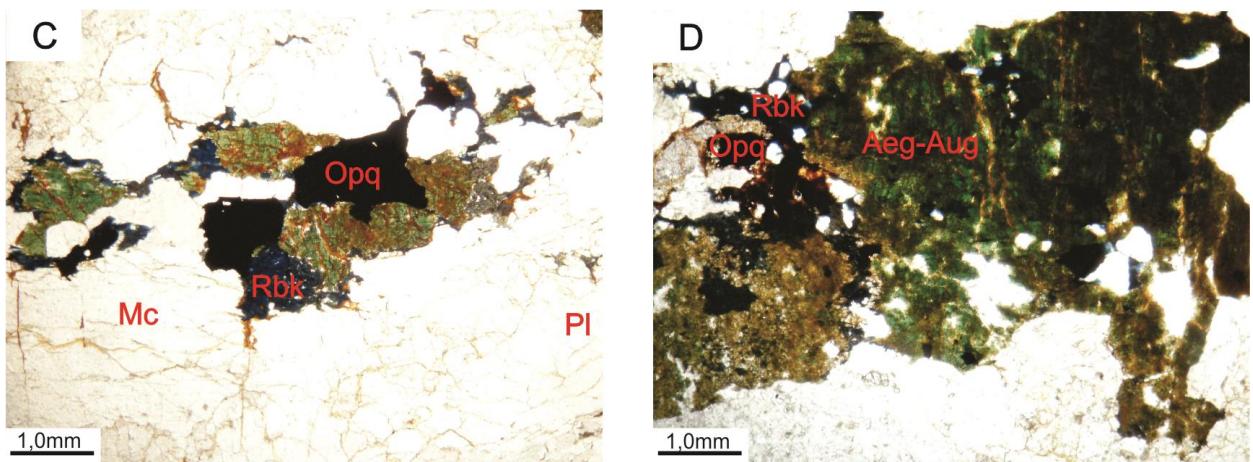


Foto 4.6: Fotomicrografias do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. **(C)** Cristais de aegirina-augita alterado para óxido/hidróxido de ferro e associado com riebeckita (Rbk) e minerais opacos (Opq) numa matriz feldspática, (Nicois paralelos com objetiva de 5X). **(D)** Detalhe do processo de alteração da aegirina-augita (Aeg-Aug) associada a riebeckita (Rbk) e minerais opacos(Opq),(Nicois paralelos com objetiva de 5X). **Abreviação:** **Aeg-Aug**-aegirina-augita, **Mc**-microclina, **Ap**-apatita, **Pl**-Plagiocásio, **Kfs**-feldspato potássico e **Opq**-minerais opacos..

5-LITOGEOQUIMICA

5.1-INTRODUÇÃO

Para análises litogeоquímicas foram selecionadas 27 amostras dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova. Embora, nos afloramentos estudados as rochas estejam em geral intemperizadas, as amostras menos alteradas e com ausência de fraturas preenchidas por minerais secundários foram selecionadas a fim de representar os ortognaisses. As composições químicas das amostras encontram-se listadas nas tabelas 5.2 e 5.3 no final deste capítulo. Foram preparadas e analisadas amostras para elementos maiores (expressos na forma de óxidos, %), menores e traços (ppm) pelo Laboratório de Fluorescência de Raios-X, NEG LABISE, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, usando em espectrômetro de fluorescência de raios X Rigaku modelo RIX 3000 equipado com tubo de Rh e 6 cristais analisadores. As amostras foram fundidas usando tetraborato de lítio e analisadas pelo método de curvas de calibração que foram preparadas com padrões de referências internacionais.

Algumas amostras foram enviadas para o SGS GEOSOL Laboratórios Ltda onde foram dosados elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , MnO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , MnO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Cr_2O_3 , Ba , Sr , Y , Zn , Zr e V) através do método multielementar de ICP-OES (espectrometria de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado) com fusão de metaborato de lítio (LiBO_2). Outros elementos traços (Co , Cs , Cu , Ga , Hf , Mo , Nb , Ni , Rb , Sn , Ta , Th , Tl , U e W) e terras raras (La , Ce , Pr , Nd , Pm , Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm , Yb , Lu) foram analisados pelo método ICP-MS (espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado), cujos limites de detecção estão detalhados na Tabela 5.1. Nessas análises o ferro total é apresentado como Fe_2O_3 .

Para o tratamento dos dados, foram feitos diagramas do tipo Harker para elementos maiores, menores e traços, usando SiO_2 como índice de diferenciação, diagramas normativos, binários, ternários e multielementares de classificação química através do uso dos programas Geochemical Data Toolkit (GCDkit ,2011), Petrographer (Maurizio Petrelli, 2005) e planilhas Microsoft Excel 2010, com o objetivo de facilitar a interpretação e classificação das rochas.

Tabela 5.1: Limite de detecção dos elementos maiores, menores e traços dosados no SGS GEOSOL Laboratórios Ltda.

MÉTODO DE ANÁLISE	LIMITE DE DETECÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS DOSADOS
ICP-OES/ FUSÃO COM METABORATO DE LÍTIO (LIBO₂)	SiO ₂ (0,01%), Al ₂ O ₃ (0,01%), Fe ₂ O ₃ (0,01%), CaO (0,01%),MgO (0,01%), MnO (0,01%), Na ₂ O (0,01%), K ₂ O (0,01%), TiO ₂ (0,01%), P ₂ O ₅ (0,01%), Cr ₂ O ₃ (0,01%), Ba (10ppm), Sr (10ppm), Y (10ppm), Zn (5ppm), Zr (10ppm), V (5ppm), LOI (0,01%).
ICP-MS/ FUSÃO COM METABORATO DE LÍTIO (LIBO₂)	Ce (0,1ppm), Co (0,5ppm), Cs (0,05ppm), Cu (5ppm), Dy (0,05ppm),Er (0,05ppm), Eu (0,05ppm), Ga (0,1ppm),Gd (0,05ppm), Hf (0,05ppm),Ho (0,05ppm), La (0,1ppm), Lu (0,05ppm), Mo (2ppm), Nb (0,05ppm), Nd (0,1ppm), Ni (5ppm), Pr (0,05ppm), Rb (0,2ppm), Sm (0,1ppm), Sn (0,3ppm), Ta (0,05ppm), Tb (0,05ppm), Th (0,1ppm), Tl (0,5ppm), Tm (0,05ppm), U (0,05ppm), W (0,1ppm), Yb (0,1ppm).

5.2-ORTOGNAISSE SIENÍTICO DE TERRA NOVA

5.2.1- Classificação Normativa

A norma CIPW permite o cálculo hipotético de um conjunto de minerais padrões (minerais normativos) e anidros a partir das composições químicas das rochas (Rollison, 1993). Os minerais normativos foram calculados seguindo as regras consagradas na literatura com o auxílio de planilhas Microsoft Office Excel, desenvolvida por Kurt Hollocher (2005). Os minerais normativos encontram-se detalhados na tabela 5.4 no fim deste capítulo. A composição normativa dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova revelou teores de quartzo normativo (Q) que variam显著mente entre 10 e 43 %, classificando essas rochas como supersaturadas em sílica. A presença de coríndon normativo (C) devido ao excesso de Al₂O₃ sobre CaO, K₂O e Na₂O ocorre com baixos valores (média de 0,3%) em poucas amostras e pode ser interpretado como resultado do

processo de contaminação crustal durante o alojamento dessas rochas, uma vez que, não foram observados minerais aluminosos em seções delgadas. Os valores dos feldspatos alcalinos presente são elevados, sendo representados por ortoclásio normativo (*Or*) com valores médios de 29%, e albita normativa (*Ab*) com 35% que, juntamente com a presença da acmita normativa (*Ac*), teores médios de 3,7%, confirma o caráter peralcalino dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova como já indicado pela presença de minerais modais como aegirina-augita, riebeckita e arfvedsonita. A anortita normativa (*An*) ocorre em poucas amostras com valores baixos (média de 0,2%) não ocorrendo em amostras com a presença de acmita normativa (*Ac*) devido a substituição do excesso de Na_2O pelo Al_2O conforme sugere a regra. Alguns piroxênios aparecem com baixos teores em poucas amostras como: diopsídio normativo (*Dy*), média de 0,3%, e hiperstênio normativo (*Hy*), com teores em torno de 0,9%, refletindo a presença de elementos como Ca-Fe-Mg no sistema.

Os teores elevados de ferro na forma de hematita normativa (*Hm*), chegando à média de 7,2% e, em menor proporção, titanita normativa (*Tn*), média de 0,4% em algumas amostras, podem ser devido aos processos de intemperismo químico devido ao clima da região ou estar relacionado à presença de minerais opacos como magnetita e hematita. Para a classificação normativa dos ortognaisses sieníticos a álcali feldspato graníticos de Terra Nova os dados foram plotados em diagramas normativos, como o diagrama *Or: Ab: An*, proposto por O'Connor (1965) e modificado por Barker (1979) para as rochas plutônicas (Figura 5.1). Os dados dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova quando plotados nesse diagrama projetaram-se, aproximadamente, quase na metade do lado *Ab:Or* do diagrama, caracterizando seu caráter exclusivamente granítico. Fazendo o uso do diagrama normativo Q'ANOR discriminante proposto por Streckeisen & Le Maitre (1979), equivalente ao QAP modal para rochas com texturas faneríticas e utilizando a norma molecular conforme sugerido pelos autores, pode-se verificar que os dados plotaram predominantemente no campo do álcali-feldspato sienito com poucos apresentando uma variação para monzonito, rocha menos diferenciada do ponto de vista evolutivo (Figura 5.2). Para o uso do diagrama QAP normativo de Le Maitre (1976) equivalente ao diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) as amostras situaram-se nos campos de quartzo-álcali-feldspato sienito e álcali-feldspato granito (Figura 5.3).

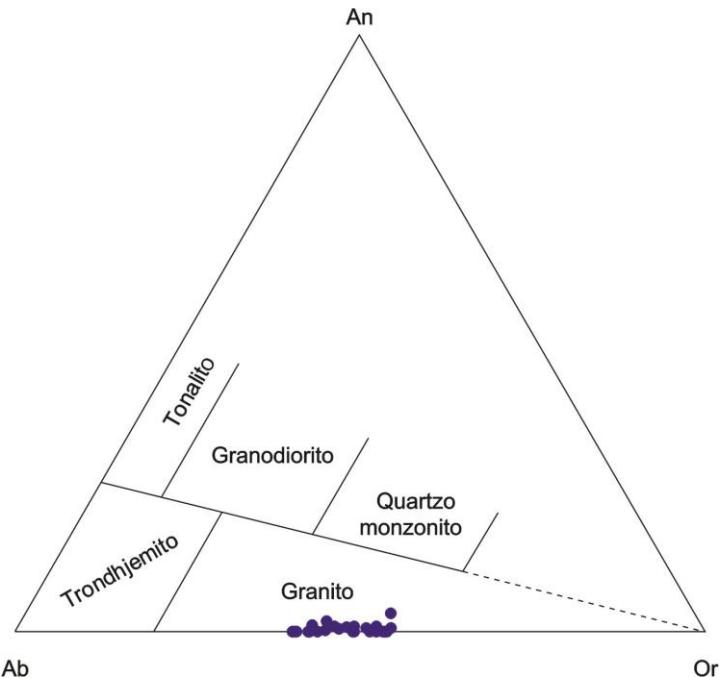


Figura 5.1: Diagrama normativo Ab: Na: Or, segundo O'Connor (1965) com campos propostos por Barker (1979). Todas as amostras dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova projetam-se no campo do granito.

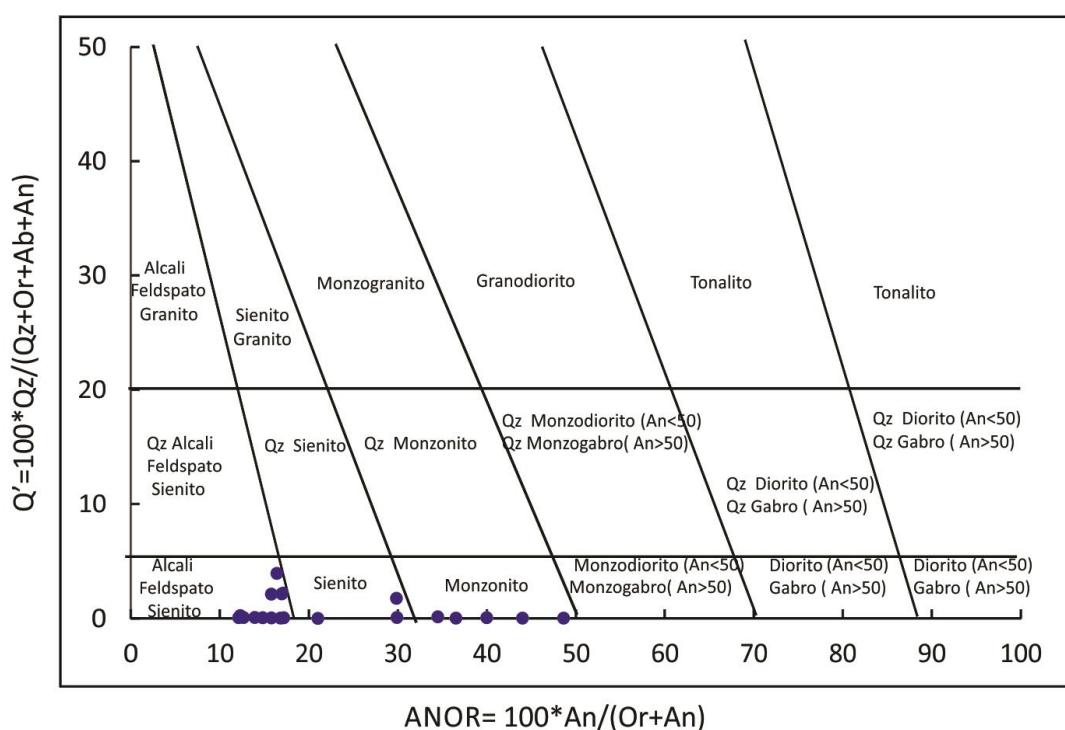


Figura 5.2: Diagrama normativo Q'ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979) para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova.

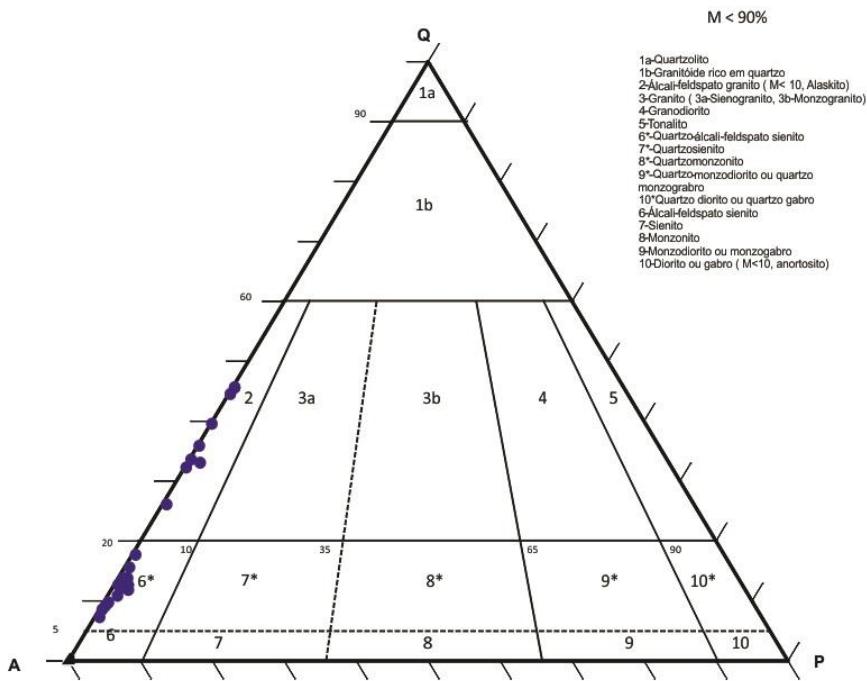


Figura 5.3: Diagrama QAP normativo de Le Maitre (1976) para os ortognaisses em estudo, equivalente ao QAP modal de Streckeisen (1976).

5.2.2- Classificação Química

Os ortognaisses sieníticos a álcali-feldspato graníticos de Terra Nova apresentam características mineralógicas de rochas peralcalinas, apresentando fases minerais sódicas como aegirina-augita, riebeckita e arfvedsonita devido ao alto teor de soda em detrimento de alumina para a formação dessas fases. As amostras apresentam teores de SiO_2 variando de 62 a 75% , podendo classificá-los como ácidas (>63%), teores de Al_2O_3 de 12,6% em média, elementos alcalinos com valores médios de Na (4,6%) e K (5%), ferro total ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$) com 8,5% em média, altas razões de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{(T)} / (\text{Fe}_2\text{O}_3\text{(T)}) + \text{MgO}$ e $\text{K}_2\text{O} / \text{N}_2\text{O}$.

Para sua classificação foram utilizados diagramas apropriados propostos na literatura a fim de facilitar a interpretação dos dados litogegeoquímicos obtidos, utilizando diferentes elementos químicos de referência. De acordo com a projeção em porcentagem em peso dos elementos no diagrama TAS (Álcalis Total vs. Sílica), ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 , proposto por Cox *et.al.*(1979), posteriormente, subdividido nos campos alcalino e subalcalino por Miyashiro(1978), aplicado as rochas plutônicas (Wilson ,1989), as amostras concentraram-se fortemente no campo do sienito e na faixa

ácida , em relação ao teor de sílica, com poucos dados plotados no campo do granito, indicando uma variação composicional das rochas de alcalina a subalcalina/toleítica (Figura 5.4). Segundo o diagrama R1-R2 proposto por De La Roche *et. al* (1980) para proporções catiônicas, a maioria dos pontos que representam os ortognaisses de Terra Nova variam entre os domínios do sienito a álcali granito concordando com o diagrama TAS de Cox *et. al* (1979) (Figura 5.5). Baseado na classificação do índice de aluminosidade de Shand (que classifica as rochas como peraluminosas, metaluminosas e peralcalinas), de acordo com as proporções molares $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ vs. $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$, as amostras dos ortognaisses são classificadas como peralcalinas a fracamente peraluminosas (Figura 5.6). Contudo, os dados de campo e micropetrográfico sugerem a presença de assembleias minerais peralcalinas e não peraluminosas, indicando, portanto, que os teores mais elevados de alumínio foram condicionados na estrutural mineral para a formação precoce dos feldspatos alcalinos como ortoclásio e albíta (cristalização fracionada) ou resultantes do processo de contaminação crustal.

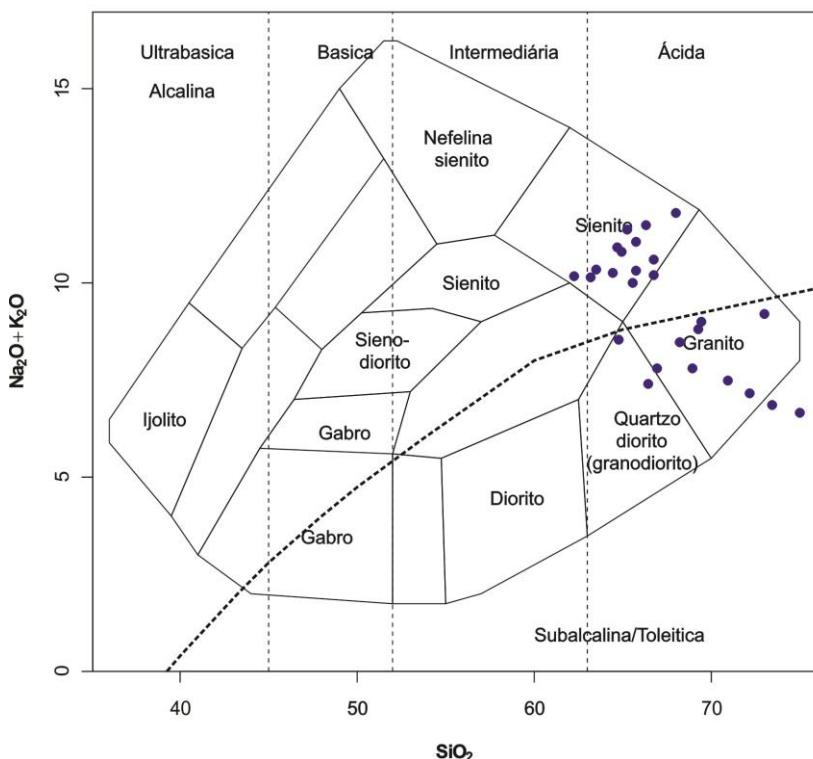


Figura 5.4: Diagrama TAS (Total de álcalis vs sílica) segundo Cox *et.al.* (1979) com as subdivisões alcalinas/subalcalinas de Miyashiro (1978). Os pontos correspondem ao ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova.

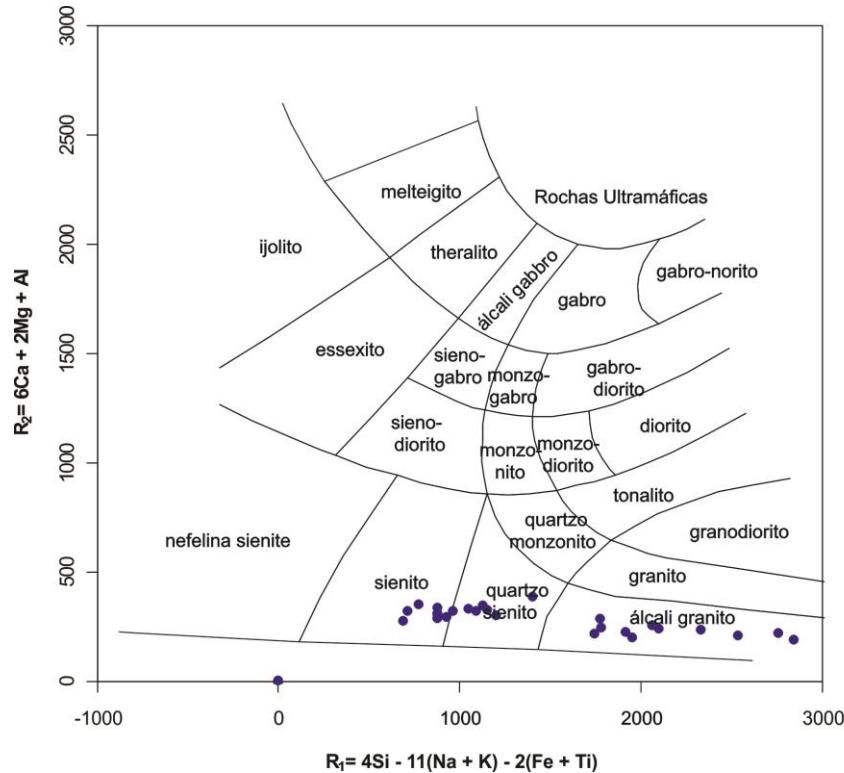


Figura 5.5: Diagrama R1-R2 segundo De La Roche *et al.* (1980) para proporções catiônicas, onde $\mathbf{R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)}$ e $\mathbf{R2=6Ca+2Mg+Al}$. Os ortognaisses de Terra Nova variam entre os domínios do sienito e álcali granito.

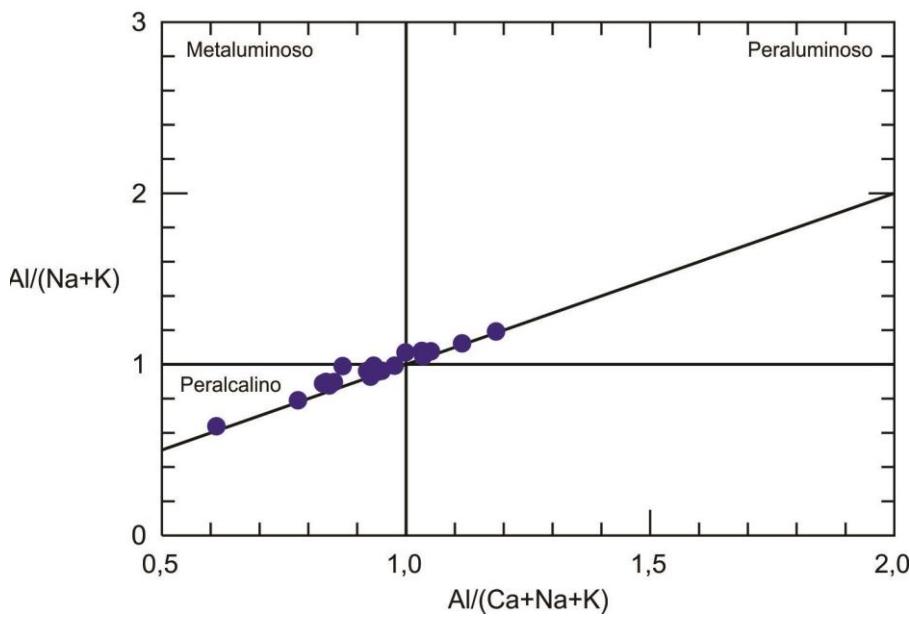


Figura 5.6: Índice de Shand, baseado na aluminosidade, para o ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. Diagrama de proporção molar segundo Maniar e Piccoli, (1989).

No diagrama de classificação das séries ígneas para as rochas de arco magmático, K_2O vs SiO_2 , proposto por Peccerillo & Taylor (1976), os dados dos ortognaisses projetam-se na série cálcio alcalina de alto K (HKCA) porque a série shoshonítica limita-se até aproximadamente 62% de sílica (Figura 5.7). Este diagrama foi utilizado apenas para demonstrar o elevado teor de K nos ortognaisses, desconsiderando, portanto, a conotação petrogenética relacionada. No diagrama AFM para as amostras subalcalinas, usado para diferenciar as tendências (*trends*) das séries toleíticas e cálcio-alcalinas com os campos divididos por Irvine e Baragar (1971) as amostras plotaram-se no lado A-F do diagrama predominantemente no campo toleítico (Figura 5.8). Indicando que as amostras subalcalinas apresentam afinidades toleíticas com enriquecimento de ferro no início do estágio de diferenciação.

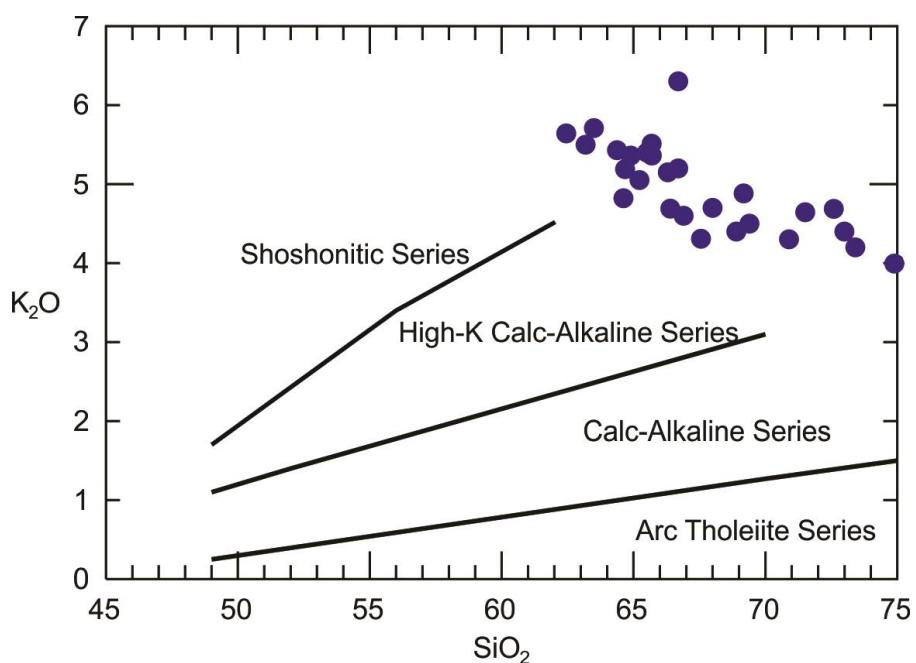


Figura 5.7: Diagrama discriminante das séries magmáticas para as rochas de arco, segundo a porcentagem em peso (wt%) de K_2O vs SiO_2 , segundo Peccerillo & Taylor (1976)

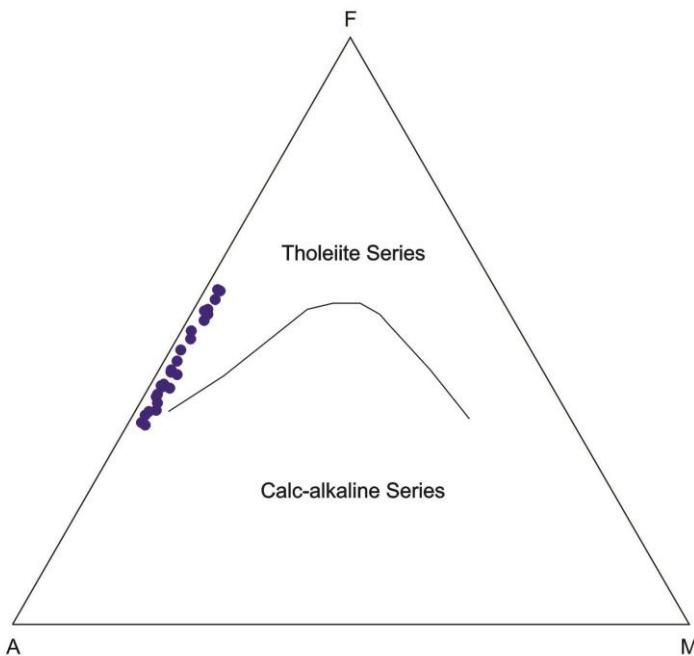


Figura 5.8: Diagrama AFM, segundo os campos de Irvine e Baragar (1971) aplicado aos ortognaisses em estudo. A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F(Fe_2O_3 , considerando como Fe total) e M (MgO).

5.2.3-Classificação Tectônica

Segundo Wilson (1989) o objetivo fundamental do estudo petrogenético das rochas ígneas é distinguir as características das fontes herdadas pela fusão parcial ou segregação daquelas de processos subsequentes. Para a classificação dos ambientes de geração de granitos foram utilizados os diagramas de elementos traços propostos por Pearce (1984), usando como parâmetro o Rb vs. $\text{Y}+\text{Nb}$ e o Rb vs. Y, ambos na base logarítmica, devido ao caráter relativamente imóvel desses elementos diante dos processos intempéricos e metamórficos. De acordo com esses diagramas os ortognaisses sieníticos de Terra Nova projetaram-se predominantemente no campo dos granitos pós-collisionais (Pearce, 1996) e intra-placa WPG, próximo ao limite do campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) (Figura 5.9).

O campo dos granitoides intra-placa do diagrama de Pearce (1984) equivale aos granitoides do tipo-A (Eby, 1992). As análises químicas das rochas estudadas quando projetadas no diagrama multicitônico R1 vs. R2 proposto por De La Roche *et. al.* (1980) e adaptado por Batchelor e Bowden (1985) aplicado aos granitoides, revelaram rochas do tipo-A, predominantemente anorogênicas, segundo o *trend* alcalino com

algumas amostras pós-orogênicas (Figura 5.10). Nos diagramas propostos por Whalen *et. al.*,(1987) aplicados a granitoides, as amostras demonstraram em todos os diagramas caráter exclusivamente de granitos tipo-A (anorogênicos),(Figura 5.11). Segundo Eby (1992) os granitoides do tipo-A podem ser divididos em dois grupos químicos com base na abundância de elementos traços, em especial a razão Y/Nb: o primeiro grupo A₁ representado por magmas de fontes do manto, com razões Y/Nb < 1,2, inclui rochas félsicas de ilhas oceânicas e rifts continentais, tendo como fonte basalto de ilha oceânica em ambiente intra-placa ou rift. O segundo grupo A₂, com Y/Nb > 1,2 pode ser formado por mecanismos diferentes: fonte basáltica de margem continental ou arco de ilha, ou de fontes crustais como tonalito ou grandiorito, ou fusão parcial de crosta da qual foi previamente fundida, magmas derivados da crosta continental. As amostras plotadas nos diagramas triangulares de Eby (1992), Y:Nb:Ce e Y:Nb: 3*Ga, se enquadram no campo A₁ revelando que suas fontes são derivadas do manto (Figura 5.12) concordando com o perfil de magmatismo intra-placa. Nos diagramas de Frost *et. al.* (2001), os dados projetaram-se no campo das rochas ferrosas e tipo-A (Figura 5.13) e nas tendências alcalinas a álcali-cálcicas típicas de granitoides tipo-A (Figura 5.14).

Dall'Agnol e Oliveira (2007) chamaram granitos do tipo A com magnetita de granitoides do tipo A “oxidados”, que seriam menos ricos em ferro, principalmente cálcio-alcalinos e comumente peraluminosos, sendo assim mais magnesianos que os granitóides do tipo A reduzidos identificados por Loiselle e Wones (1979), e então cristalizados a uma fugacidade de oxigênio mais alta. Para diferenciar os granitoides tipo-A em reduzido e oxidado utilizou-se os diagramas propostos por Dall'Agnol e Oliveira (op cit) (Figura 5.15) onde demonstra que alguns dados dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova projetam-se no campo dos granitoides tipo-A reduzido. Chama a atenção a variação grande nos valores de SiO₂ e Al₂O₃ comparada com a pouca variação na razão FeO/(FeO+ MgO) ou Na₂O+K₂O-CaO.

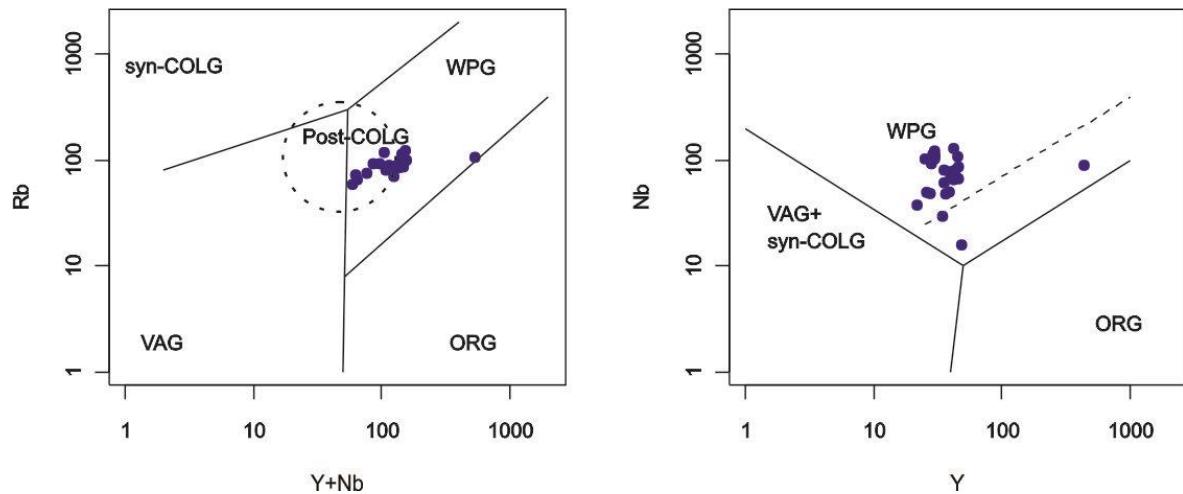


Figura 5.9: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, **Rb** vs. **Y+ Nb** e **Nb** vs. **Y**, para o ortognaisse sienítico a álcali granítico de Terra Nova, segundo Pearce et. al. (1984). **WGP**-granitos intraplaca, **VAG-** arcos vulcânicos, **ORG-** granitos orogênicos, **Syn-COLG**-granitos sin-colisionais, **Post-COLG**-granitos pós-colisionais.

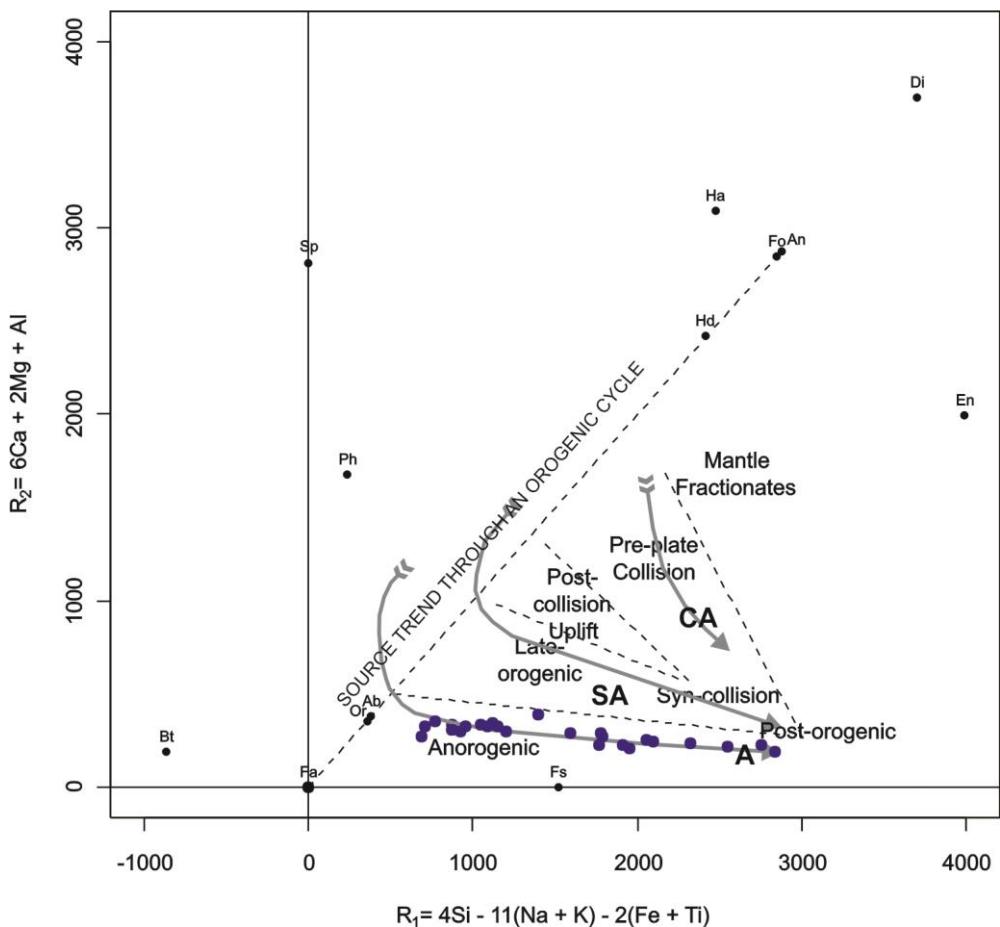


Figura 5.10: Diagrama discriminante **R1** vs. **R2** (De La Roche et. al, 1980), com os campos segundo Batchelor e Bownden, (1985) aplicado ao ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico de Terra Nova. CA-cálcio alcalino, SA-subalcalino, A-alcalino. Os *trends* são de Maruejol, et.al.(1987).

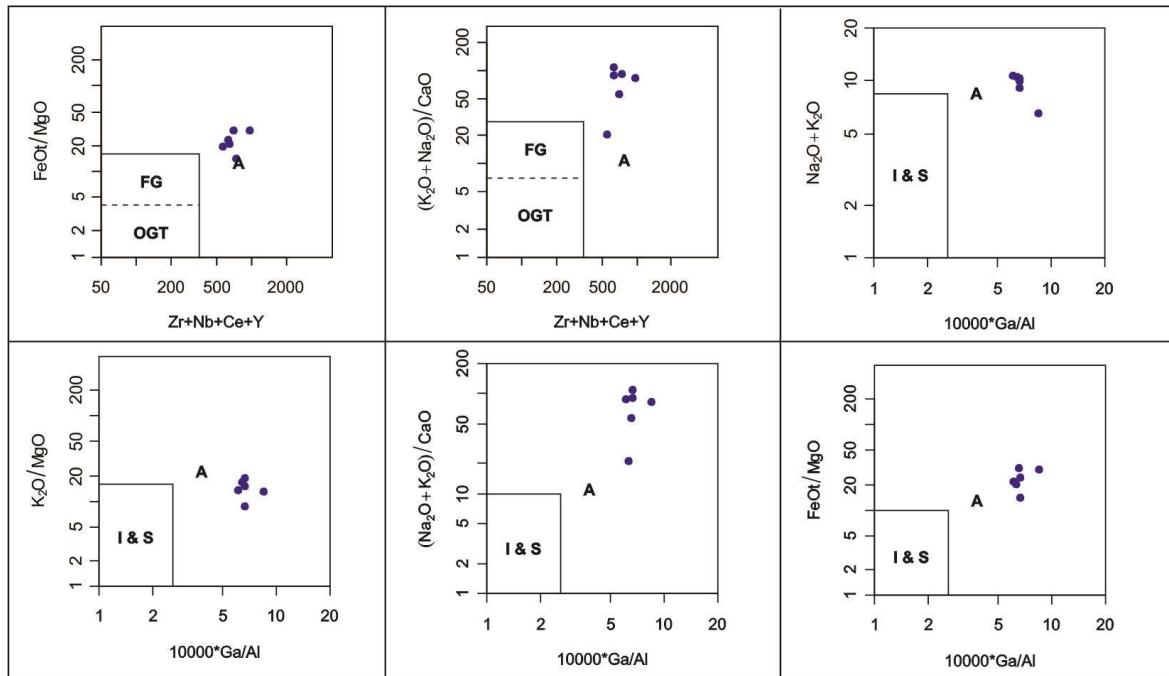


Figura 5.11: Diagramas discriminantes, Whalen *et. al.*, (1987), para os ortognaisses em estudo demonstrando o caráter anorogênico dessas rochas. FG-granitos tipo I ou S fracionados, OGT- granitos tipo I ou S normais não fracionados, I-granitos tipo I, S-granitos tipo S e A-anorogênico.

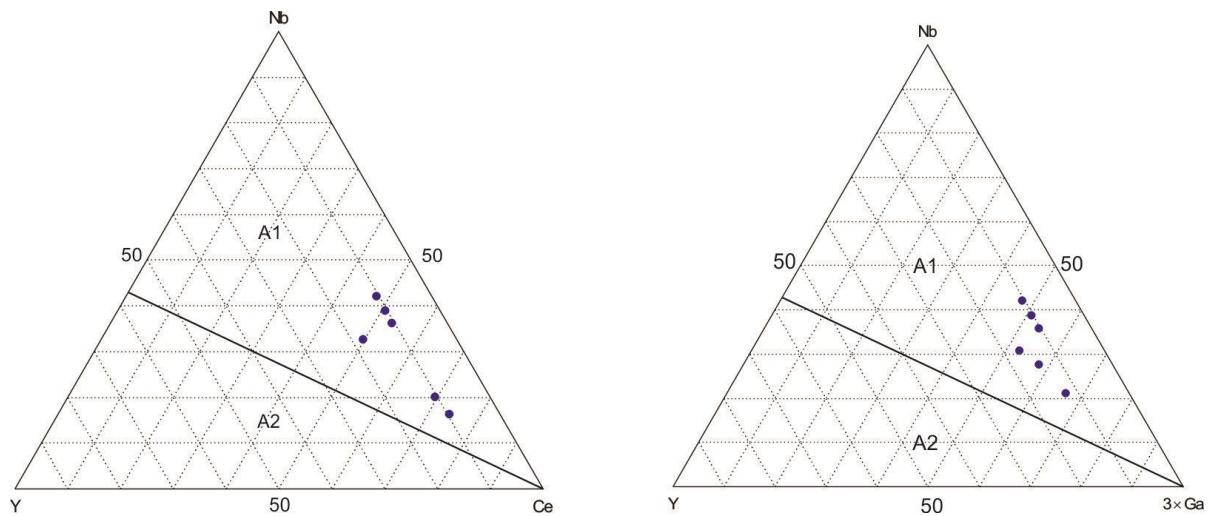


Figura 5.12: Diagramas triangulares Y:Nb:Ce e Y:Nb:3*Ga, segundo Eby (1992), utilizados para discriminar entre os granitos do tipo A. A1(derivado de fontes mantélicas) e A2 (fontes crustais).Nesses diagramas a linha corresponde a taxa Y/Nb de 1,2.

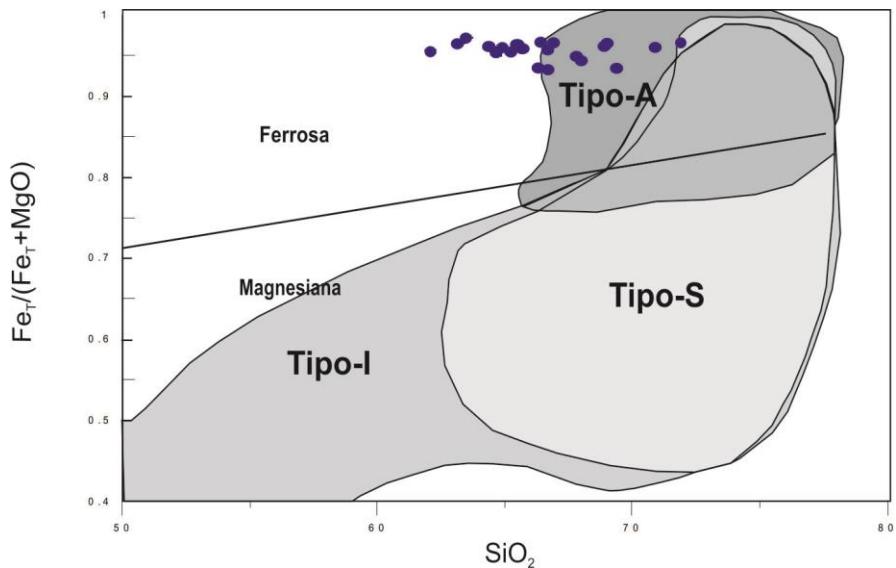


Figura 5.13: Diagrama de Frost *et.al.*(2001) para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova indicando o enriquecimento de Fe_T (Fe_2O_3) em relação ao MgO . Os campos de variação compostional para granitos Tipo I, S e A são dos granitoides da Lachlan Fold Belt.

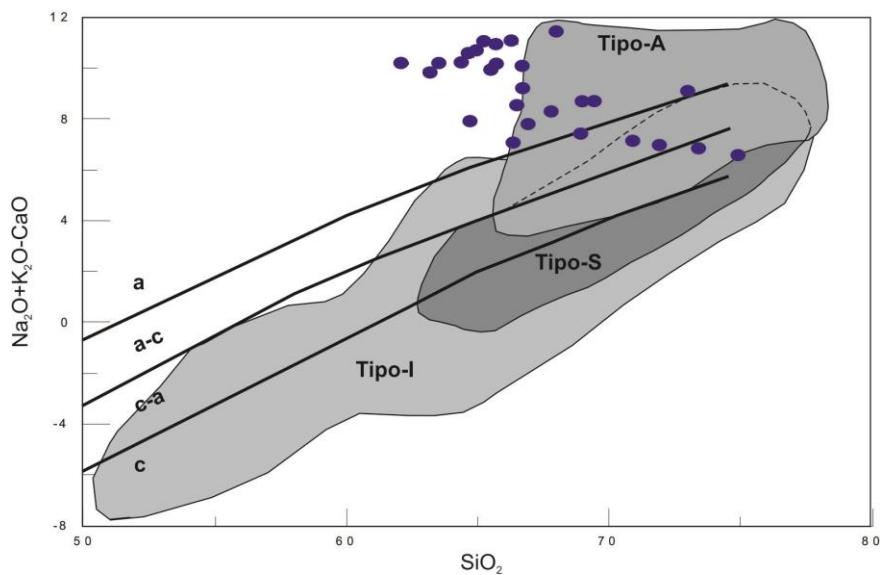


Figura 5.14: Diagrama de Frost *et.al.*(2001), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ vs. SiO_2 , com as tendências: a: alcalina, a-c: álcali-cálcica, c-a:cálcio-alcalina e c:cálcica. Os campos de variação compostional para granitos Tipo I, S e A são dos granitoides da Lachlan Fold Belt.

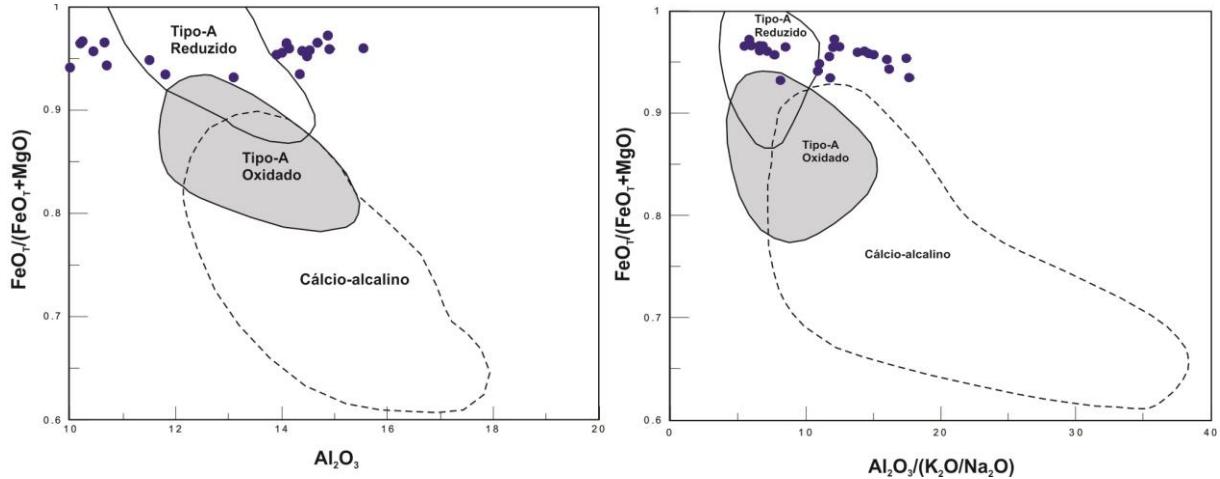


Figura 5.15: Diagramas mostrando composições de rocha total do ortognaisse sienítico a álcali-feldspato granítico Terra Nova comparado aos campos de granitos alcalinos oxidados e reduzidos anorogênicos da Província Amazônica (Dall'Agnol e Oliveira, 2007) e campo de granitos cálcio-alcalinos (Frost et al., 2001).

5.2.4- Variações Interelementares

Os diagramas de Harker correlacionam pares de óxidos e são importantes do ponto de vista geoquímico, pois contribuem para o entendimento da evolução do magma. Geralmente, esses diagramas mostram tendências geradas como consequências de fusão parcial, misturas de magmas, contaminação crustal, cristalização fracionada (fracionamento de minerais ou grupos de minerais) ou a combinação de alguns desses processos com o enriquecimento de sílica. Nos diagramas de variação dos elementos maiores expressos em porcentagens de peso (%) usando SiO_2 como índice de diferenciação, observa-se, que os elementos Al_2O_3 , Na_2O e discretamente TiO_2 e o P_2O_5 , exibem grande dispersão provavelmente ocasionada pelo intemperismo, porém, com discreta tendência negativa. O K_2O evidencia correlação negativa e representa o empobrecimento desse elemento com o aumento de sílica, indicando a retenção desses elementos nos feldspatos potássicos dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova (Figura 5.16). Os elementos como MgO e CaO apresentam correlações similares com o aumento de sílica, mostrando tendências curvas que podem indicar cristalização fracionada de minerais maficos como clinopiroxênios no processo de diferenciação magmática. Os valores de $\text{Fe}_{2\text{O}}_{3(\text{T})}$ apresentam padrão disperso que pode ser explicado por processos superimpostos como intemperismo e/ou metamorfismo.

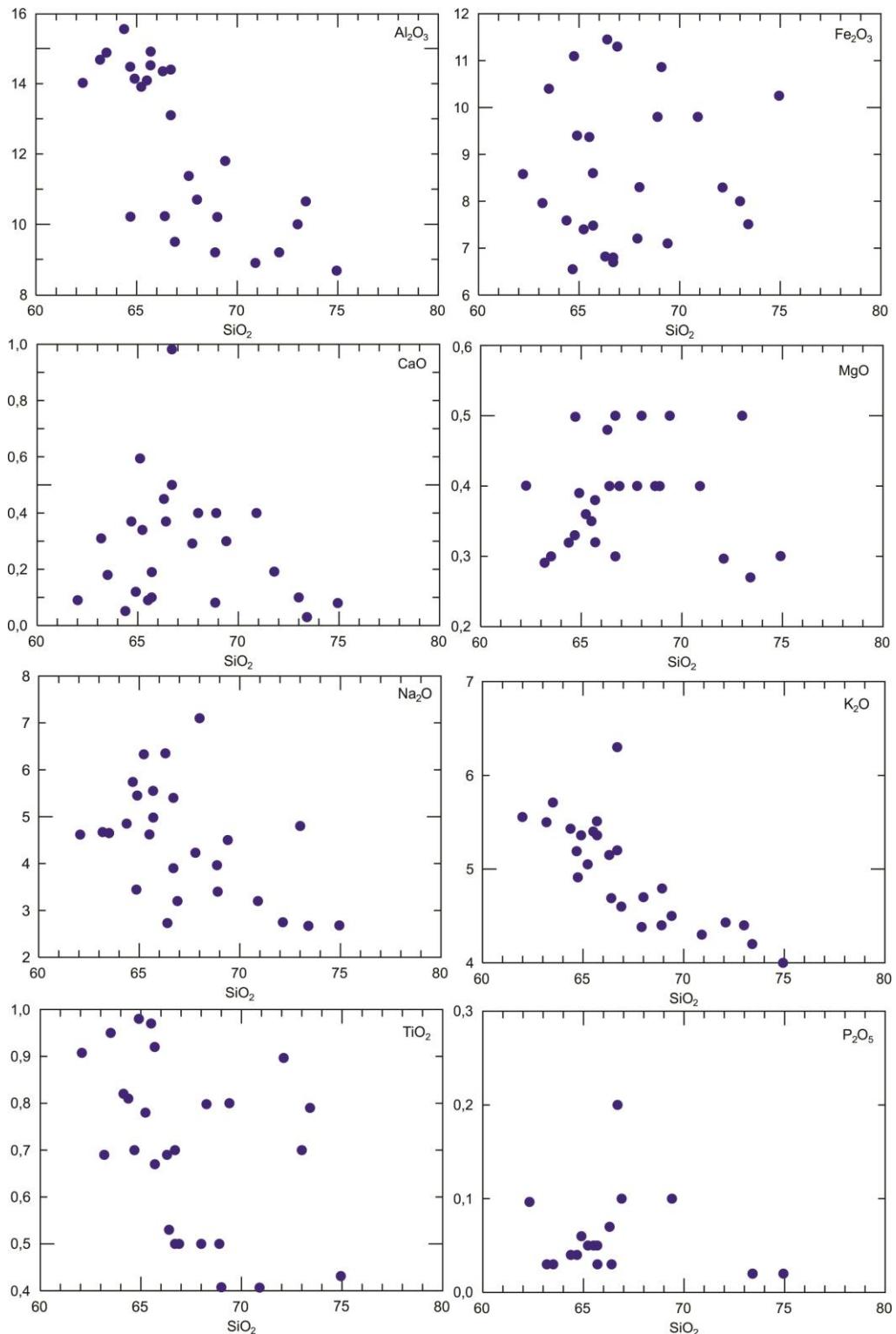


Figura 5.16: Diagrama de Harker para os elementos maiores e menores dos ortognaisses em estudo. As abscissas e as ordenadas são expressas em % em peso.

Os elementos traços como Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb são geralmente considerados elementos incompatíveis ($K_d < 1$, onde K_d é o coeficiente de partição do elemento) e preferem a fase líquida em relação as fases cristalizadas durante os processos de fusão parcial ou cristalização fracionada. Os elementos como Cr e Ni são normalmente conhecidos como elementos compatíveis ($K_d > 1$) e preferem a fase sólida em relação à líquida do magma, sendo retidos nos resíduos sólidos durante a fusão parcial e, extraídos, nas fases minerais precoces na cristalização fracionada. Nos diagramas de variação para os elementos traços plotados contra sílica (Figura 5.17), pode ser verificado que Cr e Zr apresentam relativa dispersão com uma leve correlação positiva com o aumento de sílica. Os elementos como Rb e Nb demonstram dispersões e sutis correlações negativas devido ao empobrecimento desses elementos com o decorrer do fracionamento, podendo indicar a entrada do Rb em fases minerais como feldspatos alcalinos, uma vez que este elemento substitui o K. Os elementos como Ba, Sr, Ni e Y apresentam padrões de dispersão dificultando alguma interpretação confiável.

Os elementos Rb, Sr e Ba (LILE-lítófilos de raio iônico grande) são relativamente imóveis e ocorrem geralmente em rochas plutônicas ácidas normalmente substituindo K nos feldspatos, com Sr substituindo o Ca em maior escala. Esses elementos podem ser correlacionados em diagramas a fim de deduzir o fracionamento de minerais em processos petrogenéticos. No diagrama Sr vs. Ba da Figura 5.18 (A), os dados, em sua maioria, apresentam uma tendência compatível com a formação de feldspato potássico, fato que pode ser comprovado no diagrama (B). O diagrama Rb/Sr vs. Sr/Ba da Figura 5.18(C) demonstra uma tendência compatível com o fracionamento do plagioclásio, feldspato de menor proporção na rocha. Para os elementos de grande força de campo (HFSE) representados pelo diagrama Hf/Ta vs. Ce/Yb na (Figura 5.19), observa-se uma tendência de diferenciação nos dados que pode estar provavelmente relacionada ao fracionamento de zircão.

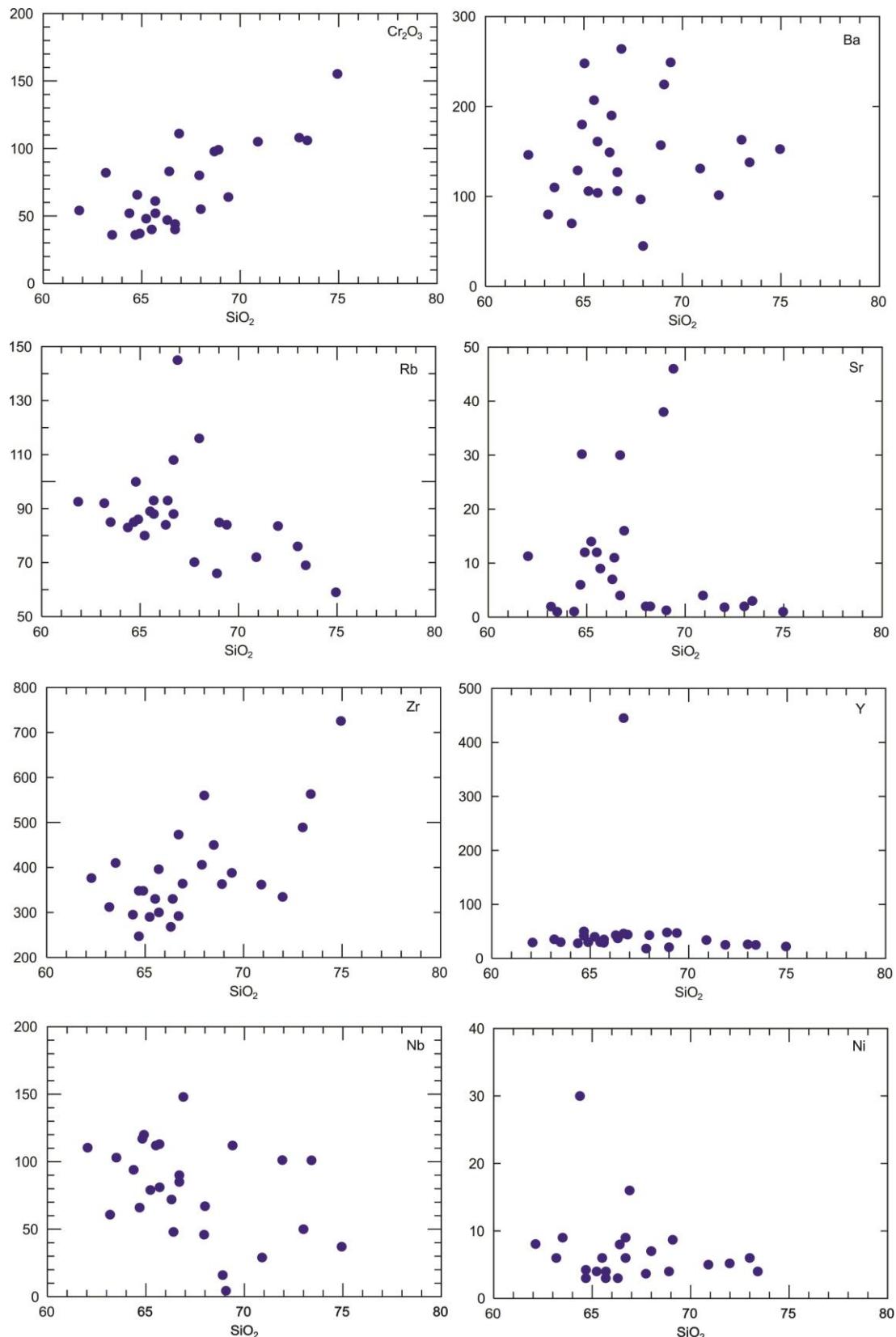


Figura 5.17: Diagrama de Harker para os elementos traços (expressos em ppm) contra sílica (expressa em % em peso) dos ortognaisses em estudo.

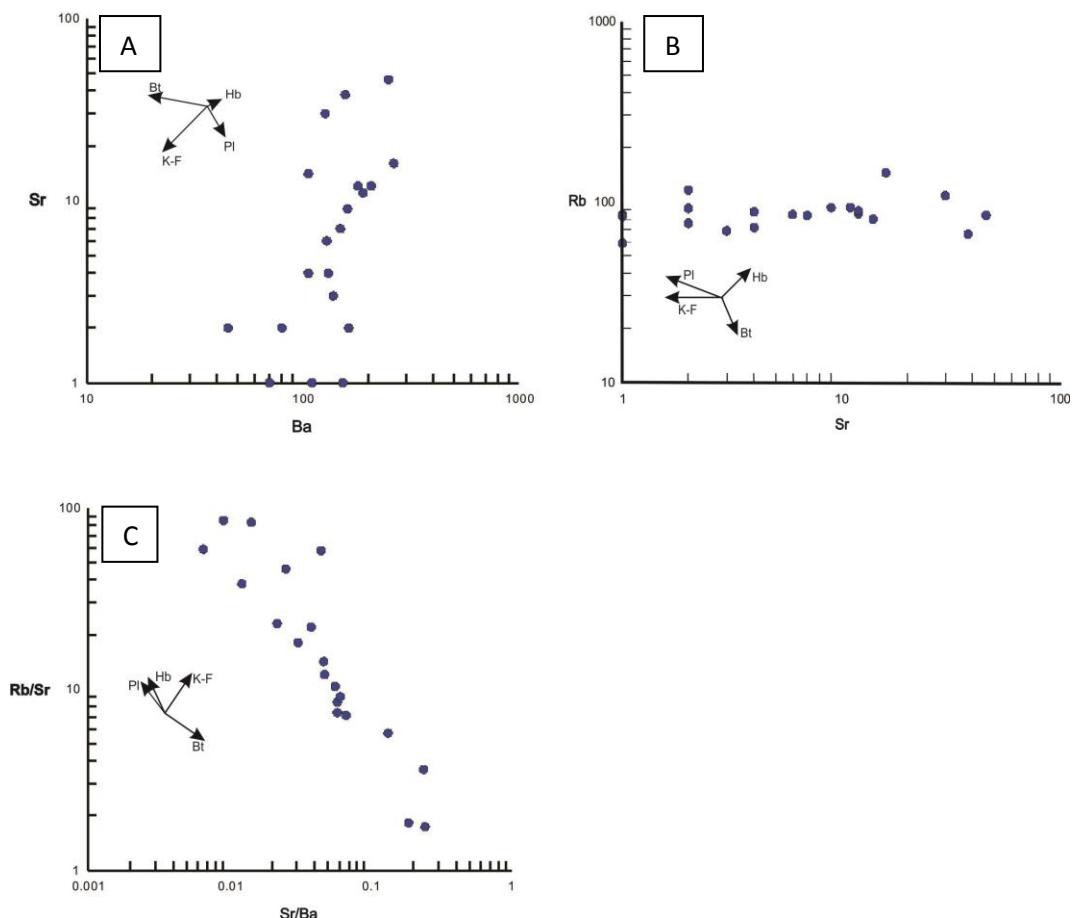


Figura 5.18: Diagramas de **Sr** vs. **Ba** (A), **Rb** vs. **Sr** (B) e **Rb/Sr** vs. **Sr/Ba** (C) para os ortognaisses de Terra Nova demonstrando o fracionamento predominante de feldspato potássico e, em menor grau, fracionamento de plagioclásio. Os vetores indicam a influência do fracionamento do **K-F**-feldspato potássico, **Pl**-plagiocásio, **Hb**-Horblenda e **Bt**-biotita no líquido residual.

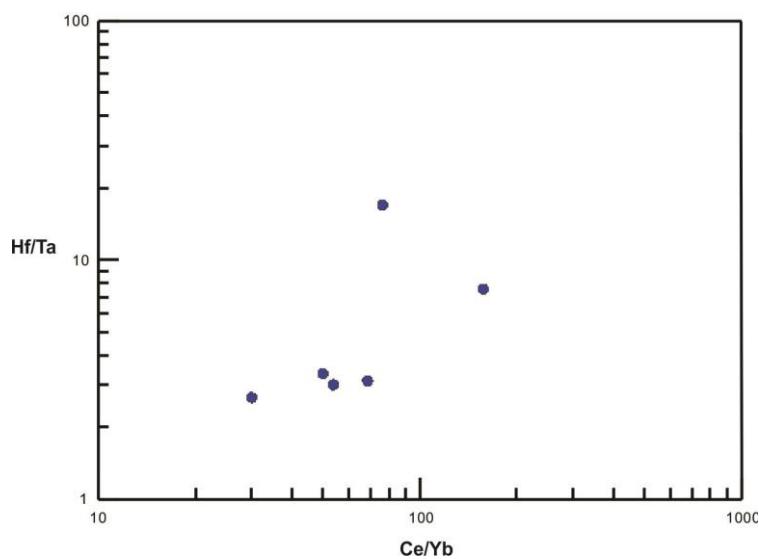


Figura 5.19: Diagrama da proporção **Hf/Ta** vs **Ce/Yb** sugerindo o fracionamento de zircão para os ortognaisses em estudo.

5.2.5-Elementos Terras Raras E Traços

Os elementos terras raras representam o grupo dos elementos químicos da série dos lantanídeos (La ao Lu), com a acreção do escandio (Sc) e ítrio (Y), devido as características químicas similares a este grupo (Rollison,1993). Em petrologia os elementos terras raras são largamente utilizados para implicações petrogenéticas. Esses elementos são classificados de acordo com o aumento do seu numero atômico em: elementos terras raras leves (ETRL), elementos terras raras intermediários (ETRI) e elementos terras raras pesados (ETRP). Para serem usados em petrologia esses elementos precisam ser normalizados a fim de minimizar o efeito Oddo-Harkins (efeito zigue-zague) que ocorre devido a diferença de abundância dos números pares e ímpares formados na nucleossíntese. No diagrama de variação para os elementos terras raras (ETR), os valores foram normalizados para o Condrito, segundo Sun & McDonough (1989), e indicam um relativo fracionamento com enriquecimento de terras raras leves a medianamente baixos de terras raras pesados, mostrando que existem fases minerais pesadas nos ortognaisses como zircão e piroxênios. Observa-se, também, uma anomalia negativa de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^*= 0,46$) <1 , sugerindo que o plagioclásio ficou retido na fonte, e um padrão de fracionamento (La/Yb)_N, em média de 15,5, moderadamente fracionado, (Ce/Sm)_N de 3,5 e (Gd/Yb)_N, 2,15 (Figura 5.20).

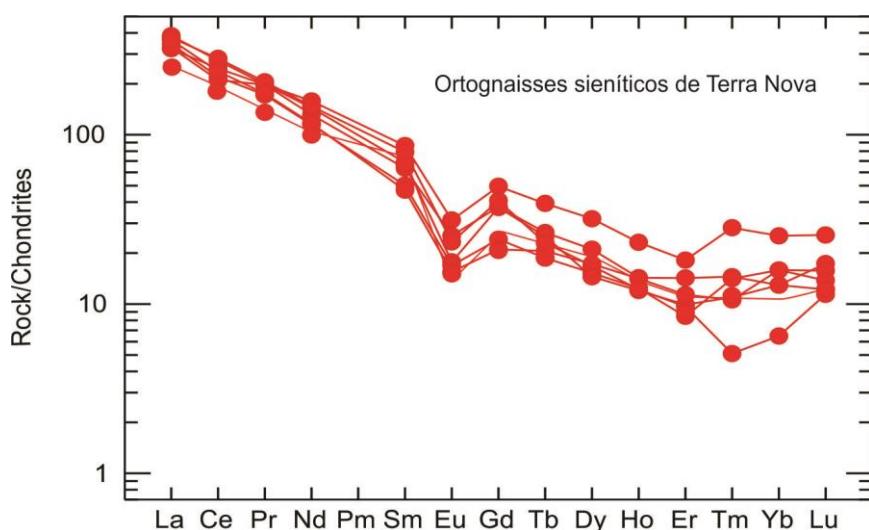


Figura 5.20: Diagrama de variação dos elementos Terras Raras normalizados para o Condrito ,segundo Sun & McDon, (1989).

A alocação dos elementos traços na estrutura cristalina das fases minerais depende do coeficiente de partição (K_d) de cada mineral. Os elementos traços foram normalizados para o manto primordial, correspondente à composição do manto primitivo antes da formação da crosta, sugeridos por Wood (1979), e representados em diagramas multielementares ou spiderdiagramas. Esses diagramas são baseados sobre um grupo de elementos incompatíveis em relação à mineralogia típica do manto (Rollison, 1993). No diagrama (Figura 5.21) se observa enriquecimento de elementos (LILE-elementos litófilos de raio iônico grande), característico de ambiente intraplaca, o valor de La em torno de 100ppm, picos de Rb, Th, K, depressões de P na ordem de 1 ppm, e $1 < \text{Ti} < 10$ ppm com o Sr abaixo do limite de detecção. Fazendo uma comparação dos resultados dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova, normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979), com os sienitos peralcalinos saturados em sílica que compõem a linha sienitoide na faixa Cachoeirinha-Salgueiro, Domínio da Zona Transversal; e os sienitos peralcalinos supersaturados relatados em (Sial; Ferreira, 1988), observa-se nas rochas sieníticas peralcalinas saturadas e supersaturadas (Figuras 5.22 e 5.23) da faixa Cachoeirinha-Salgueiro padrões diferentes dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova do Terreno Rio Capibaribe (Figura 5.21).

As rochas peralcalinas da linha sienitoide apresentam enriquecimento em elementos incompatíveis diferente dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova que exibem picos de elementos mais móveis (LILE) como Rb, K e Th (HFSE) e depressões em elementos menos móveis (HFSE) como Cs, U, Ta e Ba (LILE). A depressão de Sr é devido ao fracionamento de plagioclásio e as depressões peculiares de P e Ti representam o empobrecimento desses elementos que pode ser devido ao fracionamento das fases minerais acessórias como titanita (Ti), apatita (P) e magnetita (Ti) ou ser a herança da composição química da fonte. Geralmente, as concentrações de elementos LILE pode ser uma função do comportamento de fases fluidas ou indicador de contaminação crustal, enquanto os elementos HFSE são controlados pela química das fontes e processos cristal/líquido. Esses dados demonstram as similaridades e diferenças que são reflexos da composição química e ambiente tectônico dessas rochas.

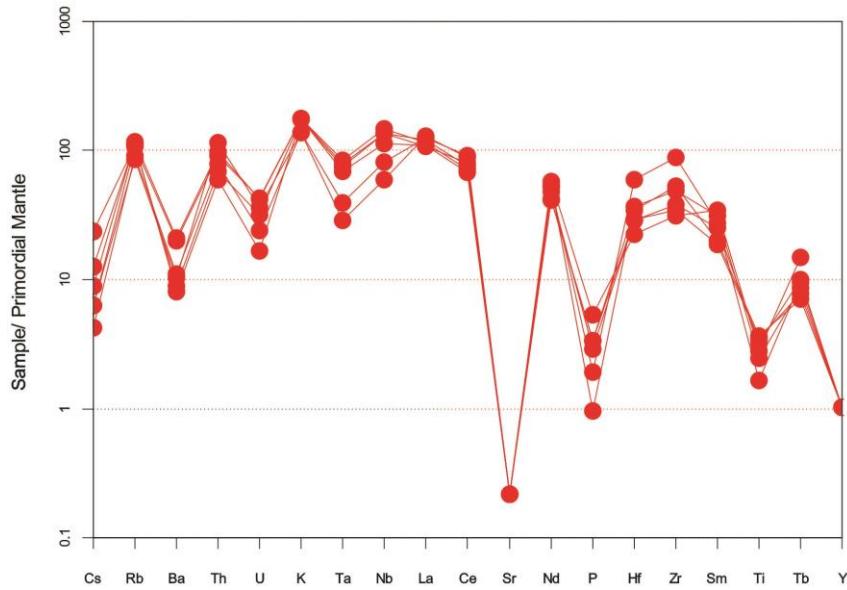


Figura 5.21: Diagrama multielementar para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova. Os valores foram normalizados para o manto primitivo, proposto por Wood (1979).

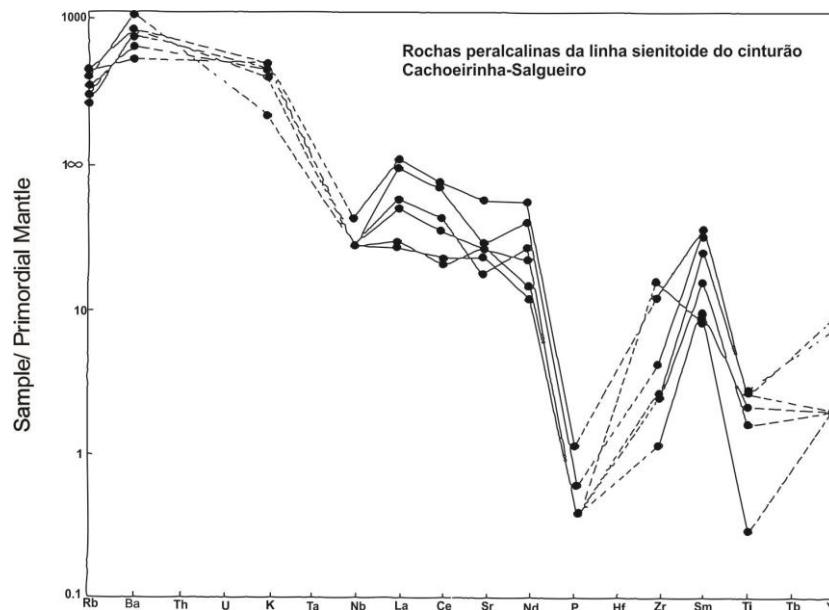


Figura 5.22: Spiderdiagrama das rochas peralcalinas saturadas do cinturão Cachoeirinha-Salgueiro com valores normalizados para o manto primordial, Wood (1979). Compilado e adaptado de Sial e Ferreira, (1988).

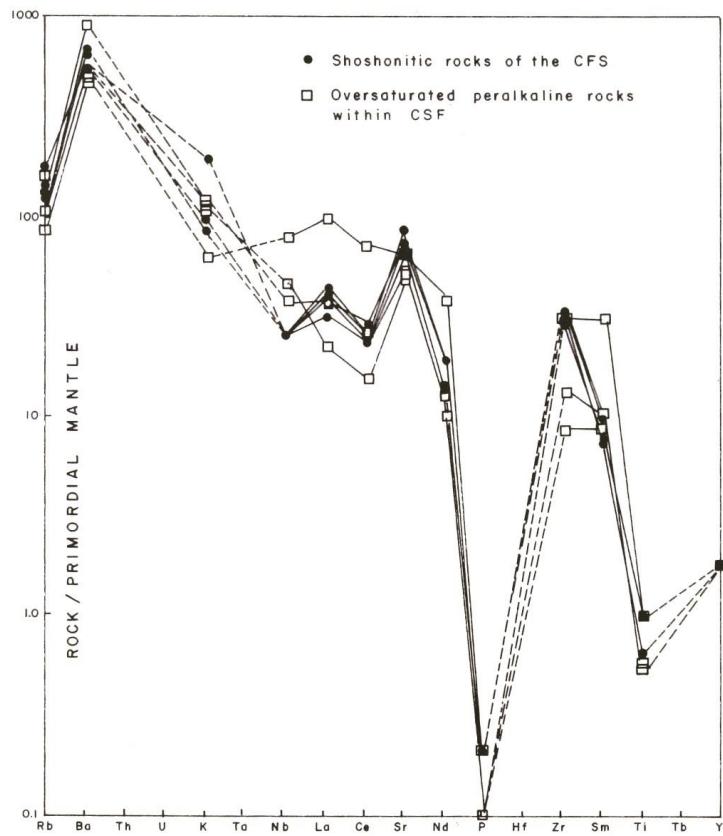


Figura 5.23: Spiderdiagrama das rochas peralcalinas supersaturadas do cinturão Cachoeirinha-Salgueiro com valores normalizados para o manto primordial, Wood (1979). Compilado de Sial e Ferreira, (1988).

Tabela 5.2: Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços dosados no Laboratório de Fluorescência de raios-X(NEG-LABISE/UFPE) para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova.

		Elementos Maiores e Menores												
Elementos		MHML 01	MHML 02	MHML 03	MHML 04	MHML 05	MHML 06	MHML 07	MHML 08	MHML 09	MHML 10	MHML 11	MHML 12	MHML 13
SiO ₂		64,7	74,9	63,5	65,2	64,4	63,2	66,3	64,9	68,9	66,7	66,7	73	67,8
Al ₂ O ₃		14,5	8,7	14,9	13,9	15,6	14,7	14,4	14,1	9,2	14,4	13,1	10	11,5
MgO		0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4
MnO		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
CaO		0,4	0,1	0,2	0,3	0,1	0,3	0,5	0,1	0,4	0,5	1	0,1	0,3
Na ₂ O		5,7	2,7	4,7	6,3	4,9	4,7	6,4	5,5	3,4	5,4	3,9	4,8	4,2
K ₂ O		5,2	4	5,7	5,1	5,4	5,5	5,2	5,4	4,4	5,2	6,3	4,4	4,4
TiO ₂		0,7	0,4	1	0,8	0,8	0,7	0,7	1	0,5	0,7	0,5	0,7	0,8
P ₂ O ₅		0	0	0	0,1	0	0	0,1	0,1	0	0	0,2	0	0
Fe ₂ O ₃		6,6	10,3	10,4	7,4	7,6	8	6,8	9,4	9,8	6,7	6,8	8	7,3
PF		1,41	0,52	1,78	1,84	1,81	2,6	1,17	1,37	1,95	1,05	1,29	0,48	1,44
Total		99,7	102,07	102,61	101,52	101,02	100,13	102,06	102,38	99,01	101,22	100,38	101,92	98,24
		Elementos Traços												
Cr		36	155	36	48	52	82	47	37	99	40	44	108	80
Ba		129	153	110	106	70	80	149	180	157	106	127	163	100
Rb		85	59	85	80	83	92	84	86	66	88	108	76	70
Sr		6	1	1	14	1	2	7	12	38	4	30	2	2
Zr		247	725	410	290	295	312	268	348	363	292	473	489	400
Y		42	22	30	40	28	35	43	30	48	46	445	26	20
Nb		66	37	103	79	94	61	72	120	16	85	90	50	45
Ni		3	3	2	4	30	6	3	4	4	5	9	6	4
		Elementos Maiores e Menores												
Elementos		MHML 14	MHML 15	MHML 16	MHML 18	MHML 19	MHML 20	MHML 21	MHML 22	MHML 23	MHML 24	MHML 25	MHML 26	MHML 27
SiO ₂		62,1	65,7	71,9	69	65,7	69,4	65,7	64,7	66,9	68	73,4	70,9	65,5
Al ₂ O ₃		14	14,5	9,2	10,2	14,9	11,8	11,1	10,5	9,5	10,7	10,7	8,9	14,1
MgO		0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4
MnO		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
CaO		0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0	0,4	0	0,4	0,1
Na ₂ O		4,7	5,6	2,7	4	5	4,5	5,3	3,6	3,2	7,1	2,7	3,2	4,6
K ₂ O		5,6	5,5	4,5	4,8	5,4	4,5	4,8	4,9	4,6	4,7	4,2	4,3	5,4
TiO ₂		0,9	0,9	0,9	0,4	0,7	0,8	0,6	0,8	0,5	0,5	0,8	0,4	1
P ₂ O ₅		0,1	0,1	0	0	0	0,1	0,1	0	0,1	0	0	0	0,1
Fe ₂ O ₃		8,5	8,6	8,4	10,8	7,5	7,1	11,5	11	11,3	8,3	7,5	9,8	9,4
PF		2,31	1,42	0,35	0,86	1,07	1,05	1,4	1,72	1,88	1,55	1,99	1,88	0,15
Total		98,91	102,93	98,58	100,71	100,9	100,06	101,62	98,58	98,52	102,08	101,68	100,24	100,81
		Elementos Traços												
Cr		62	61	70	100	52	64	99	67	111	55	106	105	40
Ba		146	161	100	224	104	249	163	246	264	45	138	131	207
Rb		93	93	86	85	88	84	96	99	145	116	69	72	89
Sr		11	9	2	1	0	46	11	30	16	2	3	4	12
Zr		387	396	350	445	300	388	330	346	1354	560	563	362	330
Y		31	29	25	21	35	47	38	49	44	43	25	34	30
Nb		108	113	100	6	81	112	47	114	148	67	101	29	112
Ni		8	3	5	9	4	11	7	4	16	7	4	5	0

Tabela 5.3: Análises químicas dos elementos traços e elementos Terras Raras analisados SGS GEOSOL Laboratórios Ltda para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova.

Elementos	Elementos Traços					
	MHML-03	MHML-02	MHML-08	MHML-10	MHML-12	MHML-27
Ba	67	78	160	61	83	151
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	<10	<10	<10	22	<10	<10
Zn	82	276	140	153	81	162
Zr	421	965	580	345	536	379
V	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Co	2	1,7	2,8	1,2	1,7	3,2
Cs	0,45	0,12	0,17	0,24	0,08	0,12
Cu	15	<5	7	6	14	10
Ga	51,4	38,9	45,2	48,1	34,9	49,2
Hf	10,04	20,96	11,99	7,8	12,81	10,15
Mo	4	4	2	<2	3	2
Nb	83,41	37,06	91,08	70,13	50,76	83,93
Ni	9	<5	<5	6	6	6
Rb	94,3	73,7	100,5	97,6	78,3	92,4
Sn	7,2	8,2	5,4	3,5	11,3	5
Ta	3,22	1,24	3,59	2,94	1,7	3,38
Th	6,6	11	9,3	5,7	7,5	8,7
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
U	0,85	0,98	1,14	0,45	0,65	1,16
W	6,7	12,8	3,2	4,9	15,4	3,6
Elementos Terras Raras						
La	76,4	91,2	81,6	77,6	88,9	86,2
Ce	151,1	168	134,8	128,8	173	145,1
Pr	18,78	18,91	16,35	18,79	19,54	16,66
Nd	61,5	67,4	53,6	74	68,9	54,5
Sm	9,7	10,5	7,7	13,2	12,1	7,2
Eu	1,47	1,03	0,98	1,82	1,35	0,9
Gd	7,71	7,64	4,96	10,19	8,38	4,32
Tb	0,99	0,94	0,7	1,47	0,86	0,77
Dy	5,35	3,69	3,88	8,11	4,27	4,38
Ho	0,81	0,68	0,7	1,31	0,69	0,8
Er	2,36	1,64	1,4	3,01	1,6	1,88
Tm	0,37	0,28	0,36	0,72	0,13	0,27
Yb	2,2	2,2	2,7	4,3	1,1	2,7
Lu	0,31	0,44	0,4	0,65	0,29	0,35

Tabela 5.4: Minerais normativos CIPW calculados para os ortognaisses sieníticos de Terra Nova. Observa-se a abundância de minerais como *Or*, *Ab*, *Qz*, *Hm* e *Ac* normativos.

Amostras	Q	C	Or	Ab	An	Ac	Ns	Di	Hy	Il	Hm	Tn	Ru	Ap	Sum
MHML-01	11,28	0	30,67	45,58	0	2,63	0	0	0,82	0,45	5,64	1,11	0,01	0,09	98,28
MHML-02	43,61	0	23,64	22,38	0	0,27	0	0	0,75	0,36	10,16	0,19	0,16	0,05	101,57
MHML-03	13,85	0,79	33,74	39,35	0,7	0	0	0	0,75	0,49	10,4	0	0,69	0,07	100,83
MHML-04	10,57	0	29,84	43,43	0	8,93	0	0	0,9	0,49	4,31	0,96	0,13	0,12	99,68
MHML-05	14,91	1,69	32,09	41,04	0	0	0	0	0,8	0,41	7,59	0	0,6	0,09	99,22
MHML-06	13,95	0,55	32,5	39,52	1,34	0	0	0	0,72	0,47	7,96	0	0,44	0,07	97,52
MHML-07	10,52	0	30,43	45,14	0	7,57	0	0,21	1,1	0,49	4,2	1,06	0	0,17	100,89
MHML-08	12,8	0	31,68	42,89	0	2,84	0	0	0,97	0,45	8,42	0,14	0,69	0,14	101,02
MHML-09	32,62	0	26	22,82	0	5,24	0	0,8	0,63	0,43	7,99	0,67	0	0	97,2
MHML-10	14,54	0	30,73	45,12	0	0,51	0	0,64	0,45	0,43	6,52	1,17	0	0	100,11
MHML-11	18,53	0	37,23	32,3	0	0,61	0	2,1	0,27	0,43	6,59	0,67	0	0,47	99,2
MHML-12	30,52	0	26	26,94	0	12,05	0	0	1,25	0,43	3,84	0,35	0,33	0	101,71
MHML-13	25,82	0	26	34,65	0	0,78	0	0	1	0,43	7,03	1,05	0,15	0	96,91
MHML-14	12,73	0,21	33,09	39,77	0	0	0	0	1	0,43	8,5	0	0,68	0,18	96,59
MHML-15	12,39	0	32,56	44,01	0	2,6	0	0	0,95	0,41	7,7	0,12	0,66	0,12	101,52
MHML-16	38,44	0	26,59	22,27	0	0,51	0	0	0,75	0,43	8,22	0,7	0,39	0	98,3
MHML-18	28,52	0	28,37	25,74	0	7,14	0	0	1	0,43	8,33	0,35	0,03	0	99,91
MHML-19	15,42	0,64	31,68	42,14	0,75	0	0	0	0,8	0,41	7,48	0	0,46	0,07	99,85
MHML-20	25,64	0	26,59	35,64	0	2,15	0	0	1,25	0,43	6,36	0,59	0,34	0,24	99,23
MHML-21	31,27	0,06	27,72	23,1	1,64	0	0	0	1	0,45	11,45	0	0,29	0,07	97,05
MHML-22	24,53	0	28,96	26,47	0	3,52	0	1,06	0,75	0,64	9,78	1,13	0	0	96,84
MHML-23	30,96	0	27,18	23,25	0	3,37	0	0	1	0,43	10,14	0	0,27	0	96,6
MHML-24	16,05	0	27,78	28,87	0	24,01	0,92	0,8	0,87	0,43	0	0,67	0	0	100,4
MHML-25	41,39	1,7	24,82	22,59	0,02	0	0	0	0,67	0,3	7,51	0	0,63	0,05	99,68
MHML-26	36,01	0	25,41	21,84	0	4,62	0	1,07	0,5	0,43	8,2	0,43	0	0	98,51
MHML-27	17,4	0,6	31,91	39,09	0,12	0	0	0	0,87	0,45	9,37	0	0,73	0,12	100,66

6-QUÍMICA MINERAL

6.1-INTRODUÇÃO

Para a análise química pontual e quantitativa foram escolhidas quatro amostras representativas e menos alterada, a fim de, serem analisadas quantitativamente através da técnica de microssonda eletrônica. Os minerais escolhidos para serem analisados foram os feldspatos e os piroxênios alcalinos, uma vez que, suas caracterizações em lâminas delgadas revelou a presença significativa de elementos alcalinos na rocha, necessitando de uma caracterização química desses minerais alcalinos. As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências, USP. As composições químicas de minerais foram obtidas com a microssonda eletrônica. JeolTM modelo JXA-8600S e sistema de automoção Voyager 3.6.1 da NoranTM. As condições analíticas empregadas foram 15KeV, 20nA e 1-5µm para a voltagem de aceleração, corrente e diâmetro do feixe eletrônico, respectivamente.

6.2-FELDSPATOS

Foram analisados quatorze pontos nos feldspatos, onde nove foram realizados em feldspatos potássicos e cinco em plagioclásios. Nessas análises foram incluídos bordas e núcleos dos cristais (Tabela 6.1). Os dados obtidos foram recalculados nas formulas estruturais na base de 32 átomos de oxigênios e plotados com o auxílio das planilhas Microsoft Excel 2010 e o programa MinPet 2.02 (Richard,1995).

Os cristais de feldspatos foram escolhidos por serem minerais essenciais da rocha e perfazerem mais de 70% de volume da mesma. Os teores de ortoclásio analisados variam em média de 94% a 96% e plagioclásio sódico (albita) de 89% a 91%. As rochas, mesoscopicamente, apresentam granulação média, de coloração creme e são constituintes fundamentais do bandamento félsico dos ortognaisses. Os dados quando projetados no diagrama Ab:Na:Or proposto por Deer *et.al.*,(1963), indicam basicamente a predominância de dois tipos de composições de feldspatos; um que cai no campo da albíta, e outro no campo do ortoclásio (Figura 6.1). Os dados demonstraram composições químicas relativamente homogêneas dos feldspatos potássicos e plagioclásio albítico, sem significativas variações de composições do núcleo para a

borda, podendo indicar cristalização em equilíbrio. Contudo, de acordo com o diagrama de Harker para os elementos traços, os feldspatos ficaram retidos na fonte, diminuindo com o aumento de sílica, sugerindo processo de cristalização fracionada.

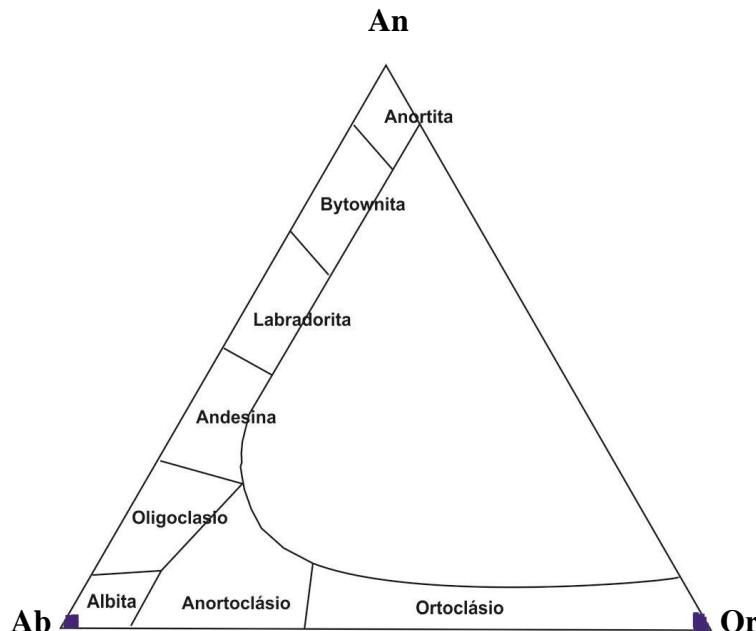


Figura 6.1: Diagrama Ab:Na:Or para classificação dos feldspatos proposto por Deer *et al.* (1963).

6.3-PIROXÊNIOS

Os clinopiroxênios presentes nos ortognaisses sieníticos de Terra Nova são as fases minerais maficas mais significantes e, dados micropetrográficos revelaram e confirmaram presenças de piroxênios alcalinos do grupo da aegirina-augita, bem como sua associação com anfibólios alcalinos como riebeckita e, em menor proporção, arfvedsonita, o que classifica essas rochas como peralcalinas. Os cristais de riebeckita presentes podem estar provavelmente relacionados ao processo de alteração dos piroxênios alcalinos.

Então, foram analisados quatro pontos (dois no centro e dois na borda) de grãos de clinopiroxênios alcalinos que não exibiram significativa variação composicional, caracterizando sua homogeneidade química. Os dados revelaram teores de FeO em torno de 27%, SiO₂ em torno de 52%, Na₂O e CaO com valores médios elevados em torno de 7 % e valores baixo de Al₂O₃ e K₂O, implicando no seu consumo no começo da cristalização para a formação de feldspatos alcalinos. A formula padrão dos

piroxênios é $M_2M_1T_2O_6$ que segue regras rígidas e definidas para a alocação dos cátions na formula dos piroxênios. Seguindo esta regra para a classificação dos piroxênios, os dados foram recalculados com formula estrutural baseada em seis átomos de oxigênios e quatro cátions, segundo a classificação de Morimoto *et al.* (1988) com o auxílio de planilhas Microsoft Excel 2010, os resultados estão listados na Tabela 6.2. De acordo com os diagramas de classificação, os piroxênios presentes nos ortognaisses sieníticos de Terra Nova são cálcico-sódicos e correspondem à solução solida da aegirina-augita ($(Ca,Na)(R^{2+},Fe^{3+})Si_2O_6$, legitimando com os dados micropetrográficos (Figura 6.2 e 6.3).

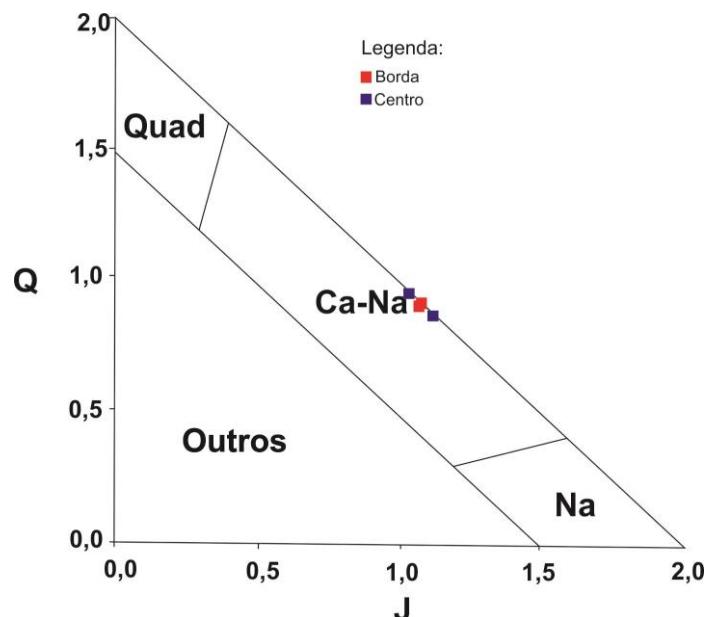


Figura 6.2: Diagrama Q-J de classificação dos piroxênios segundo Morimoto (1988). O Quadrilátero corresponde aos piroxênios de $Mg_2Si_2O_6(En)-Fe^{2+}Si_2O_6(Fs)-CaMgSi_2O_6(Di)-CaFe^{2+}Si_2O_6(Hd)$. O Ca-Na aos piroxênios cálcico-sódicos, o Na aos piroxênios sódicos e Outros aos piroxênios de Mn-Mg-Ti. Os piroxênios (centro+borda) projetados correspondem aos piroxênios cálcico-sódicos.

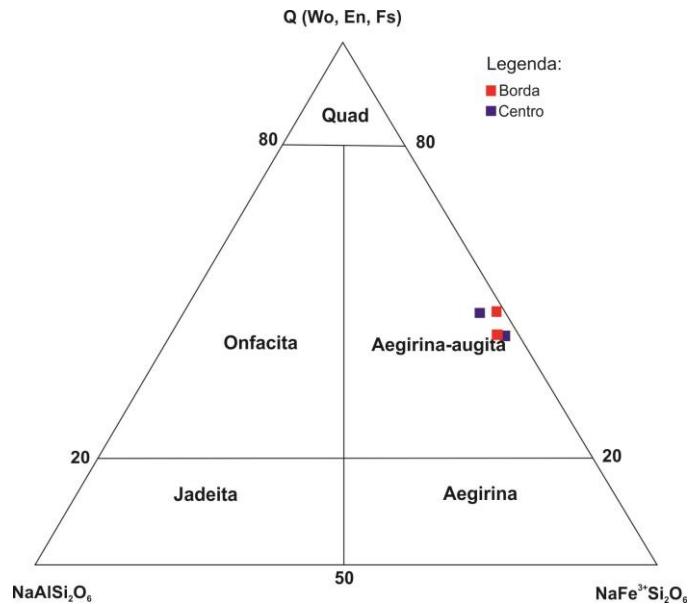


Figura 6.3: Diagrama de classificação dos piroxênios Ca-Mg-Fe e Na, por Morimoto (1988). O quadrilátero corresponde aos piroxênios de Ca-Mg-Fe. Os piroxênios plotados são caracterizados como pertencentes à série da aegirina-augita, de acordo com “a regra dos 50%” adotada pela (*Comission on New Mineral Names of the International Mineralogical Association*).

Tabela 6.1: Análise Química dos Feldspatos Alcalinos (Microclina e plagioclásio) dos Ortognaisses sieníticos de Terra Nova, calculados na base para 32 oxigênios. FN-Feira Nova; C-centro; B-borda; KF-K-feldspato e Pl-plagioclásio.

Elemento	P. Molec.	FN/CKF	FN/CPI	FN/CKF	FN/BPI	FN/BPI	FN/BKF	FN/BKF	FN/CPI	FN/BKF	FN/CKF	FN/CKF	FN/CPI	FN/CPI	FN/CKF
SiO₂	60,08	62,59	69,47	63,71	68,96	68,93	62,68	62,59	63,61	69,78	63,75	64,27	63,9	67,14	64,36
TiO₂	79,87	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	101,96	18,3	20,16	18,35	20,06	20,27	18,3	18,14	18,1	20,32	18,38	18,13	18,4	19	18,34
FeO	71,84	0,38	0,6	0,35	0,68	0,45	0,42	0,47	0,35	0,57	0,4	0,4	0,33	0,36	0,55
MnO	70,94	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	40,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	56,08	0	0,02	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na₂O	61,98	0,33	10,44	0,45	10,68	10,45	0,3	0,27	0,45	10,54	0,41	0,38	0,48	5,24	0,25
Li₂O	29,88	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K₂O	94,2	16,61	0,07	16,73	0,03	0,11	16,93	16,84	16,73	0,08	16,7	16,58	16,51	8,4	16,99
BaO	153,33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Σ Óxidos	98,21	100,76	99,59	100,41	100,24	98,63	98,31	99,24	101,29	99,64	99,76	99,62	100,14	100,49	
Formula estrutural na base de 32 átomos de Oxigênio															
Si	2,967	3	2,976	2,993	2,992	2,964	2,969	2,983	2,998	2,976	2,992	2,979	3,007	2,982	
Al	1,022	1,026	1,01	1,026	1,037	1,02	1,014	1	1,029	1,011	0,995	1,011	1,003	1,001	
Fe³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0,015	0,022	0,014	0,025	0,016	0,017	0,019	0,014	0,02	0,016	0,016	0,013	0,013	0,021	
Ca	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,03	0,874	0,041	0,899	0,879	0,028	0,025	0,041	0,878	0,037	0,034	0,043	0,455	0,022	
K	1,004	0,004	0,997	0,002	0,006	1,021	1,019	1,001	0,004	0,994	0,984	0,982	0,48	1,004	
Ab	0	0,094	0	0	0,141	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	3,009	88,709	4,045	90,882	89,149	2,723	2,461	4,06	89,044	3,685	3,415	4,314	45,881	2,232	
Or	95,123	0,391	94,417	0,168	0,617	95,114	95,612	94,609	0,445	94,837	95,633	94,433	48,395	96,548	
Soma	98,132	89,194	98,462	91,05	89,908	97,837	98,073	98,668	89,489	98,522	99,048	98,747	94,277	98,78	

Tabela 6.2: Análise Química dos Piroxênios sódicos (aegirina-augita) dos ortognaisses sieníticos de Terra Nova, calculados na base de 6 átomos de Oxigênio.

Elemento	P. Molec.	Centro	Centro	Borda	Borda
SiO₂	60,08	51,25	51,4	52,15	51,53
TiO₂	79,87	0,34	0,3	0,17	0,21
Al₂O₃	101,96	0,69	0,51	0,71	0,65
FeO	71,84	27,14	26,55	26,86	26,55
MnO	70,94	1,61	1,62	1,73	1,71
MgO	40,3	1,08	1,31	1,31	1,45
CaO	56,08	7,99	8,38	8,31	8,76
Na₂O	61,98	7,23	7,27	6,78	6,96
Formula estrutural na base de 6 átomos de Oxigênio					
M1					
Si	2,038	2,039	2,064	2,038	
Al	0,032	0,024	0,033	0,03	
Fe³⁺*	0,428	0,439	0,348	0,415	
Ti	0,01	0,009	0,005	0,006	
Mg	0,064	0,077	0,077	0,085	
Fe²⁺	0,466	0,442	0,536	0,463	
M2					
Fe²⁺	0,471	0,473	0,379	0,447	
Mn	0,054	0,046	0,058	0,057	
Ca	0,34	0,356	0,352	0,371	
Na	0,558	0,559	0,52	0,534	
Quad	21,656217	22,531768	22,165353	23,090408	
	82,793161	81,331559	81,588248	80,52734	
Na-Ca, Na	43,606895	43,390332	49,737642	45,295454	
	71,334732	72,378844	67,585853	70,604695	

7-DISCUSSÃO

A classificação original dos granitoides em tipo-A, foi realizada pela primeira vez em 1979 por Marc Loiselle e David R.Wones, contudo, esses autores não explicaram sua natureza e origem. Os granitoides do tipo A são anorogênicos, anidros e característicos de ambientes extensionais intraplaca (continental e oceânico), além de *rifts* continentais onde recebem a denominação de granitos anorogênicos. Esses granitos podem, também, ocorrer no final de ciclos orogênicos (pós-orogênicos). Além dos termos tectônicos, o conceito de granitoides tipo A, também engloba características químicas na sua classificação. Geralmente, quando ocorrem podem constituir complexos anelares ou plutões de formas irregulares. Os granitos tipo A podem conter mineralizações tais como Sn, F, Nb, Ta, Au, U, Fe e ETR (Dall'Agnol *et.al.*, 2005a; Bonin 2007). Geralmente, as rochas do tipo A, apresentam características químicas peralcalinas a subaluminosas, às vezes peraluminosas, e proporções $\text{Fe}_T/(\text{Fe}_T+\text{Mg})$ elevadas de rocha total. Os granitoides tipo A intermediários, em relação ao teor de sílica, apresentam alto conteúdo de álcalis total e teores de CaO mais baixos em relação as outros granitoides. Em sua maioria, são classificados como alcalinos a álcacálicos e ferrosos, mas alguns podem ser magnesianos (Frost *et.al.*, 2001). Esses granitoides apresentam, mineralogicamente, silicatos ricos em ferro (biotita, ferrohastingsita etc...) e silicatos ricos em álcalis como aegirina, arfvedsonita, riebeckita e feldspatos pertíticos.

No mundo existem varias ocorrências de granitoides peralcalinos, como alguns exemplos, temos os granitos peralcalinos arqueanos associados aos corpos anortosíticos da província alcalina Keivy (Russia), provavelmente de ambientes de *rift*. A província Ígnea White Mountain (EUA), formada por basaltos, andesitos, riolitos, sienitos e granitos peralcalinos que tem sido associada a *hot spot* e a província alcalina Chilwa (Malawi) formada por basanitos, nefelina sienitos, granitos peralcalinos e sienitos metaluminosos, interpretados de ambientes de *rift*. Os ortognaisses sieníticos a álcali feldspato graníticos de Terra Nova apresentam características de ambiência tectônica e geoquímicas que permitem classifica-los como rochas alcalinas, anidras e anorogênicas (granitoide do tipo A). O único dado isotópico disponível ate o momento é o T_{DM} de 1.14 G.a e $\varepsilon \text{ Nd}$ de +5,4 idade máxima da separação do magma do reservatório mantélico (Accioly, 2000). Os resultados geoquímicos e tectônicos dos ortognaisses de Terra Nova estão sendo apresentados pela primeira vez neste trabalho, estimulando a uma série de indagações acerca da idade dessas rochas. Muitos mecanismos têm sido sugeridos para explicar a origem de magmas do tipo A.

Entre eles estão: (a) fracionamento de magma basáltico alcalino produzindo líquidos graníticos residuais com ou sem contaminação crustal (Loiselle e Wones, 1979); (b) magma alcalino derivado do manto reage com rochas crustais para produzir sienitos que fracionam a granitos (Barth, 1945), (c) sienitos produzidos no modelo (b) reagem posteriormente com rochas crustais ricas em quartzo e forma granitos híbridos; (d) imiscibilidade de líquidos ocorre em escala pequena em líquido basáltico originando magmas graníticos peralcalinos (ex. Philpotts, 1976; Eby, 1979); (e) fracionamento de um magma progenitor tipo I produzindo líquido residual tipo A (Collins *et al.*, 1982). Clemens *et al.* (1986) baseados em estudos experimentais em granitos do tipo A da Austrália concluíram que esses magmas são originados por fusão parcial em alta temperatura de rocha fonte do tipo I empobrecida na crosta inferior. Martin (2006), por outro lado, acredita que granitos do tipo A de origem crustal são o resultado de reações do tipo fenitização em ambiente extensional. Dall'Agnol *et.al.*, (2012) resumiram as diferentes propostas em três: (a) à fusão parcial de rochas crustais quartzo-feldspáticas, (b) diferenciação de magmas basálticos, toleíticos ou alcalinos e (c) uma combinação desses dois, na qual magmas basálticos diferenciando assimilam rochas crustais.

O enriquecimento em elementos com Rb, K e Th sugere que esses sienitos são derivados da crosta e não derivados de cristalização fracionada de magma derivado do manto, uma vez que a concentração desse elementos em magmas derivados do manto é esperada ser显著mente mais baixa. De acordo com Eby (1992) granitos do Tipo A de ambiente anorogênico que apresentam razões $Y/Nb < 1,2$ são derivados do manto e por outro lado, razões $Y/Nb > 1,2$ são típicas de granitos tipo A originados de outros ambientes tectônicos com fontes crustais. As razões Y/Nb muito baixas ($<<1,2$) no sienito Terra Nova sugerem assim derivação de fonte mantélica.

Complexos peralcalinos anorogênicos ou intra-placa são o produto de um conjunto de processos e não há modelo petrogenético que explique satisfatoriamente a origem dessas rochas (Eby, 1990). Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd em andamento podem ajudar a melhor caracterizar a fonte do sienito Terra Nova.

8-CONCLUSÕES

Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos dos ortognaisses sieníticos a álcali feldspato graníticos de Terra Nova revelaram que são intrusões tabulares bandadas concordantes com o Complexo Vertentes e apresentam em mapa a forma de dobras, provavelmente relacionadas à ação da zona de cisalhamento transcorrente de Glória do Goitá.

Os ortognaisses são constituídos por fases minerais como ortoclásio, albita e piroxênios cálcico-sódicos como aegirina-augita que ocorre desestabilizando para riebeckita.

As rochas são ácidas com teor de sílica > 63%, peralcalinas a levemente peraluminosas, com alto teor de K e Na, variam de composição sienítica a álcali feldspato granítica nos diagramas normativos e catiônicos. Elas apresentam acmita normativa em torno de 3,7%, albita normativa com 35% e ortoclásio normativo com 29% em média. Os ortognaisses são classificados como alcalinos a subalcalinos de afinidade toleíticas formando um *trend* aproximadamente paralelo ao lado A-F do diagrama AFM. São rochas do tipo A de ambiente tectônico intraplaca ou pós-orogênico com razões K_2O/MgO , Ga/Al , FeO_T/MgO , e concentrações de Zr, Nb, Ce e Y características de granitoides tipo A. As rochas apresentam assinaturas geoquímicas pós-orogênicas a anorogênicas de fontes mantélicas e elevado teor de $Fe_T/(Fe_T+MgO)$, classificando-as como ferrosas. Contudo, as razões elevadas de Rb/Sr sugerem fontes crustais. O diagrama multielementar ou spiderdiagrama revelou que os ortognaisses apresentam picos de LILE como Rb e K e depressões de P na ordem de 1 ppm e $1 < Ti < 10$ ppm, porém com padrões de enriquecimento em elementos traços diferentes dos sienitos da linha sienitoide da Zona Transversal. Os elementos terras raras (ETR) mostraram enriquecimentos em elementos terras raras leves (ETRL) a medianamente baixos de terras raras pesados (ETRP) e uma anomalia negativa de európio devido ao fracionamento de feldspato. As variações interelementares de Rb, Sr e Ba, e Rb/Sr vs. Sr/Ba corroboram com o processo de cristalização dos feldspatos. Os ortognaisses são de ambiente intra-placa com elevados teores de Rb, K, Ba e Th, características de fontes crustais.

REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, A.C.A. Geologia, Geoquímica e significado Tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira-Província Borborema-Nordeste Brasileiro. 168 p. Tese Doutorado-Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, USP, São Paulo, 2000.
- ALMEIDA, F.F.M., LEONARDOS, O.H., VALENÇA, J., 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: Symposium on Northeast South America Granites, Recife, 1967. Proc...Recife, IUGS/UNESCO, 41p.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews 17, 1-29.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The upper precambrian of South America. Boletim IG/USP, 7: 45-80, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, H.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG-Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, Boletim 6, p. 363-391, 1977.
- BARBOSA, A G. Folha Limoeiro: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Recife: CPRM/DNPM. 124 p. 1:100.000, 1990.
- BARKER F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- BARTH, T.F.W., 1945. Studies of the Igneous Rock Complex of the Oslo Region. II. Systematic petrography of the plutonic rocks. Skrifter utgitt av det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. I. Matematisknaturvidenskapelig Klasse, vol. 9. 104 pages.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN,P.1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48: 45-55.
- BONIN B. 2007., A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97:1-29.
- BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., SANTOS E.J., CAMPOS NETO M.C., KOZUCH M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociências, 25(4):279-296, 1995.
- BRITO NEVES, B. B. de. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p, 1975.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U. G. et al. Tectonic evolution of the South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress,,151-182p, 2000.

BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C.C., VAN SCHMUS W.R., SANTOS E.J. 2001a. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Braileira de Geociências.*, **31**:173-184.

BRITO NEVES, B.B. O mapa geológico do Nordeste Oriental, escala 1:1.000.000. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docêncie, 177 p., 1983.

CLEMENS, J.D., HOLLOWAY, J.R.,WHITE, A.J.R.,1986. Origin of the A-type granite: experimental contraints. *American Mineralogist* 71,317-324.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R., AND CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.

CONEY P.J.; JONES D.L.; MONGER J.W.H. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288:329-333, 1980.

COX, K.G; BELL, J.D; PANKHURST, R.J.1979. The interpretation of igneous rocks. London: George, Allen and Unwin. 450p.

CROSS, W.; IDDINGS, J.P.; PIRSON, L.V.; WASHINGTON, H.S. (1902) A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Journal of Geology*, **10**(6):555-690.

DALL'AGNOL R., TEIXEIRA N.P., RAMO O.T., MOURA C.A.V., MACAMBIRA M.J.B., OLIVEIRA D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.

DALL'AGNOL R. & OLIVEIRA D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93(3-4):215-233.

DALL'AGNOLL, R., FROST, C. D. E TAPANI RAMO, O. 2012, Editorial: IGCP Project 510 “A-type granites and related rocks through time”: Project vita, results, and contribution to granite research. *Lithos*, 151:1-16

DAVISON, I. Acresção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1º. Salvador, 1987. Boletim ... Salvador, SBG. p. 87-89, 1987.

DEER. W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1963. Rock forming minerals. Londres, Longman, 558p.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chem. Geol.*, 29:183-210.

EBY, G.N., 1979. Mount Johnson, Quebec: An example of silicate liquid immiscibility? *Geology*, T, 491-494.

EBY, G.N., 1990. The A-Type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115-134.

EBY GN., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, Vol. 20: 641-644.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; PIMENTEL, M. M; MOURA, C. A. V. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D.; BRITO NEVES, B. B. (Org.) *Geologia do continente Sul-Americano*. São Paulo: BECA, 2004. p. 189-201.

FERREIRA, V.P. 1991. Petrology and geochemistry of the Late Precambrian ultrapotassic peralkaline Triunfo Batholith and related dykes, State of Pernambuco. Northeast Brazil. Thesis, University of Georgia, Athens, 269 p.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N. and JARDIM DE SÁ, E.F. 1998. Geochemical and isotope signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Structural Province,Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 439-455.

FROST, R.B., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCUS, R.J., ELLIS, D.J. AND FROST, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, Number11, p. 2033-2048.

GOMES, H.A. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Recife: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 198 p. (Mapas). Escala 1:500.000. CD-ROM, 2001.

GUIMARAES I.P. & DA SILVA FILHO A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama Complexes: evidences for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brasil. *International Geology Review*, 40:500-527.

GUIMARÃES, I.P. & DA SILVA, FILHO, A.F. 1995. Shoshonitic granitoids of the Borborema Province, NE Brazil. In: HUTTON SYMPOSIUM, 3. Maryland, 1995. *Abstracts*, USGS, p.60.

GUIMARÃES, I.P. 1989. The petrological evolution and tectonic associations of the Bom Jardim Complex, Pernambuco State, NE Brazil- University of london, London, Tese de Doutoramento, 423p.

HARKER, A. 1909. The natural history of the igneous rocks.MacMillan, New York. 348 p.

HOLOCHER, K. Planilha Excel® livre acesso no site:
<http://www.union.edu/public/geodept/courses/petrology/norms.htm>. 2005.

HOWELL, D. G. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. Chapman & Hall, 245 pp. 1995.

IRVINE TN, BARAGAR WPA. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

JANOUSEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V. & TRUBAC, J. 2011. Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!). *Geologicke vyzkumy na Morave a ve Slezsku* 18, 26-30.

JARDIM DE SÁ, E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 11, Natal, 1984. Atas...Natal, SBG/NE, 297-316.

JONES, L.D.; COZ. A.; CONEY, P.; BECK, M. The Growth of Western North American. In: Moores, E. (ed)1990. Shaping the Earth – Tectonics of Continents and Oceans. 11, Chapman & Hall, pp.: 156-176, 1982.

LOISELLE, M.C., AND WONES, D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America Abstracts with Programs, 11, 468.

LE MAITRE, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.* 17: 589-637.

LIMA, H.M. Mapeamento geológico e análise tectonoestratigráfica da parte central da faixa Feira Nova, Terreno Rio Capibaribe, Província Borborema. 2011. 99 p. Monografia (Graduação) Curso de Geologia, Departamento de Geologia, UFPE, Recife, 2011.

MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geologic Society. American Bulletin* v.101, p.635-643, 1989.

MARUEJOL P. CUNAY M., FUZIKAWA K., NETTO A.M., POTY N., (1987)-Petrology of a Proterozoic Fe-rich subalkaline granitic complex: Lagoa Real (Bahia, Brazil).Intern. Symp.Granites Assoc. Mineralization (ISGAM), extend abstracts, Salvador, Brasil, pp.181.-184.

MARIANO G.; NEVES S.P.; SILVA FILHO A.F. Dioritos da associação potássica cálcioalcalina, Província Borborema, NE Brasil: geoquímica do manto litosférico e implicações para o conceito de terrenos. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7o, Resumos Expandidos, p.543-546, 1999.

MARTIN. R., 2006, A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91 (1-4):125-136.

MEDEIROS V.C. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p, 2004.

MEDEIROS V.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; ALVES DA SILVA F.C.; MAFRA J.W.A. O Limite entre os terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú (Superterreno/Domínio da Zona Transversal,NE do Brasil). In:SBG,Simp.Geol.Nord.,29,Resumos, p.330-331, 2001.

MIYASHIRO A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 91-104.

MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G. Nomenclatura of pyroxenes. *Mineralogical Magazine. Mineralogical Society*. 52: 535-550, 1988.

NEVES S.P; VAUCHEZ A.; FERAUD G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 99:1-32, 2000.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Província Borborema: Orógeno acrecional ou intracontinental?. IG. Série B, Estudos e Pesquisas, Recife, PE, v. 11, p. 26-37, 2001.

O'CONNOR J.T. 1965. A classification for quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. *U.S.G.S. Prof. Pap.*, 525B:79-84.

OLIVEIRA, R.G. Arcabouço Geofísico, Isostasia e causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). 2008.411p. Tese Doutorado, Programa Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica. UFRN, Natal, 2008.

PEARCE, J.1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4):120-125.

PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. In: *Journal of Petrology* v.25, pp.956-983.

PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

PETRELLI M., POLI G., PERUGINI D., PECCERILLO A., 2005. PetroGraph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. In: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 6, Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932, 26 July 2005.

PHILPOTTS, A.R. 1976. Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetics significance. *American Journal of Science*, 2761, 147-177.

RICHARD, L.R., 1995. Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02. MINPET Geological Software Logiciel Géologique Minpet, Quebec.

ROCHA, D.E.G.A. Folha Vitória de Santo Antão: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Recife: CPRM/DNPM, 112 p. 1.100.000, 1990.

ROLLINSON HR. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation (Longman Geochemistry). Longman, UK.

SANTOS E.J., NUTMAN A.P., BRITO NEVES B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências - USP, Série Científica*, 4:1-12.

SANTOS E.J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecional na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39o, Salvador, Anais, 6:47-50, 1996.

SANTOS E.J. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A, Escala 1:250.000. Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Brasília, CPRM, 1 cd-rom, 1999.

SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B.B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1):61-76, 2010.

SANTOS, E.J. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros V.C. 2000 (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE - SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília, CPRM, p.3-7, 2000.

SANTOS, E.J. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 228 pp., 1995.

SANTOS, E.J.; BRITO NEVES B.B.; VAN SCHMUS W.R., OLIVEIRA R.G.; MEDEIROS V.C. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, 9-5, 1 cd-rom. 2000.

SANTOS, E.J.; FERREIRA, C.A.; SILVA JR., J.M. 2002. Mapa Geológico do Estado da Paraíba. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. CD-ROM.

SANTOS, E.J; BRITO NEVES, B.B. Província Borborema. In: ALMEIDA F. F. M.; HASUI Y. (eds). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher, p. 123-186, 1984.

SANTOS, E.J; MEDEIROS, V.C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p.73-84, 1999.

SHAND, S.J., 1927. *Eruptive Rocks*. New York: Wiley Publication, 51p.

SIAL, A. N. Granitic rocks in northeast Brazil. In: Intern. Simp. Granites Assoc. Mineraliz., Salvador, Anais, 61-69, 1987.

SIAL, A.N. & FERREIRA, V.P. 1988. Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the Central Structural Domain, northeast Brasil. *Rend. Soe. Ital.*, 43(2):307-342.

SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P. (1990) Granitoids in northeastern Brazil: oxygen and sulfur isotope composition and depths of emplacement. *Journal South American Earth Sciences*, v.3, n.2-3, p. 103-112.

SIAL,A.N.1986. Granite types in Northeastern Brazil: current knowledge. RBG: **16** (1):54-72.

SILVA FILHO, M.A. 1984. A faixa de dobramentos Piancó: uma síntese do conhecimento e

novas considerações. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG v. 7, p. 323-324.

SILVA FILHO, A.F. DA; THOMPSON, R.N . & LEAT, P.T .,(1987), Petrology of Terra Nova pluton, Brazil and associated ultrapotassic dykes. Rev. Bras.Gec.,**17(4)**: 481-487.

SILVA J.M.R.; NEVES S.P.; MARIANO G. Cinemática e geometria dos metassedimentos da parte SE da Faixa Pajeú-Paraíba (Folha Surubim - Estado de Pernambuco): nappes e retrocavalgamentos brasilianos? In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9o, Boletim de Resumos, Recife, p. 9-11, 2003.

STRECKEISEN A, LE MAITRE RW. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Egypt Neues Jahrb Mineral Abh, 136: 169-206.

STRECKEISEN, A.L. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1: 1-15.

SUN, S.-S., AND McDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D., and NORRY, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 42:313-345.

VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P., BABINSKI M. 1995., U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. Journal of South American Earth Sciences, 8:267-288.

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. pp. 69–99.

WHALEN, J.B.,CURRIE, K.L.,CHAPPELL, B.W. 1987 a. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**:407-419.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPEL, B.1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral Petrol.*, **95**:407-419.

WILSON, M.1989.Igneous Petrology.London, Unwin and Hyman, 466p.

WOOD, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid ocean ridges basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**:499-503.